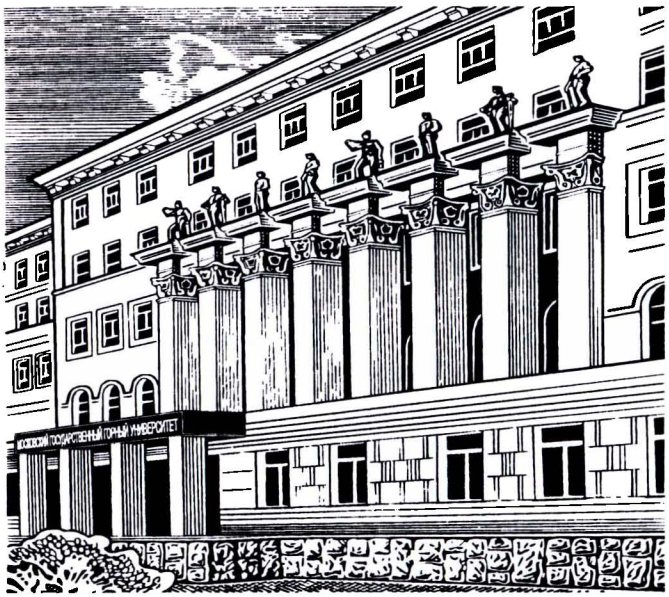
90-летию
МГА–МГИ–МГГУ
посвящается



РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Председатель	
Л.А. ПУЧКОВ	*президент МГГУ, чл.-корр. РАН*
Зам. председателя	
Л.Х. ГИТИС	*директор Издательства МГГУ*
Члены редсовета	
И.В. ДЕМЕНТЬЕВ	*академик РАЕН*
А.П. ДМИТРИЕВ	*академик РАЕН*
Б.А. КАРТОЗИЯ	*академик РАЕН*
А.В. КОРЧАК	*академик МАН ВШ*
М.В. КУРЛЕНЯ	*академик РАН*
В.И. ОСИПОВ	*академик РАН*
В.Л. ПЕТРОВ	*академик МАН ВШ*
Э.М. СОКОЛОВ	*академик МАН ВШ*
К.Н. ТРУБЕЦКОЙ	*академик РАН*
В.А. ЧАНТУРИЯ	*академик РАН*
Е.И. ШЕМЯКИН	*академик РАН*

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА

В.А. Ермолов
Л.Н. Ларичев
В.В. Мосейкин

I

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

Под редакцией
доктора технических наук,
профессора В.А. Ермолова

Издание 2-е, стереотипное

Допущено
Министерством образования и науки РФ
в качестве учебника для студентов
высших учебных заведений, обучающихся
по направлению подготовки бакалавров
и магистров «Горное дело» и направлению
подготовки дипломированных специалистов
«Горное дело»

МОСКВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА

2 0 0 8

ГЕОЛОГИЯ



УДК 551(075)
ББК 26.3
Е 74

Книга соответствует «Гигиеническим требованиям к изданиям книжным для взрослых. СанПиН 1.2.1253—03», утвержденным Главным государственным санитарным врачом России 30 марта 2003 г. (ОСТ 29.124—94). Санитарно-эпидемиологическое заключение Федеральной службы по надзору в сфере защиты прав потребителей № 77.99.60.953.Д.008501.07.07

Экспертиза проведена Министерством образования и науки Российской Федерации (письмо № 1561 от 08.04.2004)

Рецензенты:

- кафедра геологии Российского университета дружбы народов (зам. зав. кафедрой канд. геол.-минер. наук *С.М. Кропачев*);
- д-р геол.-минер. наук, проф. *Г.В. Ручкин* (Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов)

Ермолов В.А., Ларичев Л.Н., Мосейкин В.В.

Е 74 Основы геологии: Учеб. для вузов / Под ред. В.А. Ермолова. — 2-е изд., стер. — М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2008. — 598 с.: ил. (ГЕОЛОГИЯ)

ISBN 978-5-7418-0547-3 (в пер.)

Изложены современные сведения о строении и составе земной коры. Даны описания эндогенных и экзогенных геологических процессов, важнейших рудных и породообразующих минералов, горных пород. Показаны закономерности развития структурных элементов земной коры, освещены вопросы структурной геологии и графического моделирования участков земной коры. Приведенный материал способствует решению актуальных задач горного производства.

Для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению подготовки бакалавров и магистров «Горное дело» и направлению подготовки дипломированных специалистов «Горное дело».

УДК 551(075)
ББК 26.3

ISBN 978-5-7418-0547-3

© В.А. Ермолов, Л.Н. Ларичев, В.В. Мосейкин, 2008
© Издательство МГГУ, 2008
© Дизайн книги. Издательство МГГУ, 2008

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие горно-промышленного комплекса России на современном этапе невозможно без детального и всестороннего изучения и учета геологических условий освоения месторождений полезных ископаемых и участков подземного строительства. В связи с этим при подготовке бакалавров, инженеров и магистров, специализирующихся по направлению «Горное дело», значительное внимание уделяется вопросам геологии.

К геологическим наукам, изучаемым студентами негеологических специальностей горных вузов и факультетов, относятся: основы геологии (общая геология с элементами кристаллографии, минералогии, петрографии и структурной геологии); геология и разведка месторождений полезных ископаемых; гидрогеология и инженерная геология; горно-промышленная геология. Геологическая информация широко используется и при изучении специальных технологических дисциплин, а также экологии и геомеханики.

Предлагаемый вниманию читателя учебник состоит из введения и семи глав. В нем достаточно полно и в соответствии с программой даны необходимые сведения по всем разделам курса. При изложении материала использован историко-геологический подход к геологическим объектам, явлениям и процессам, что способствует улучшению восприятия особенностей и свойств геологической среды, в которой размещаются объекты горных работ самого различного целевого назначения.

Сотрудниками кафедры геологии МГГУ ранее были опубликованы два учебника «Основы геологии». Авторами первого учебника были профессор П.Н. Панюков и старший преподаватель З.Г. Перфильева (М.: Недра, 1968 г.), а второго — профессор В.В. Ершов, старший преподаватель А.А. Новиков и доцент Г.Б. Попова (М.: Недра, 1989 г.; 2-е издание, переработанное и дополненное. — М.: Недра, 1994 г.).

Настоящий учебник открывает цикл геологических дисциплин, изучаемых студентами-горняками. Он написан авторским коллективом сотрудников кафедры геологии Московского государственного горного университета — профессором В.А. Ермоловым, доцентом Л.Н. Ларичевым и профессором В.В. Мосейкиным.

При создании данного учебника учитывались многолетний опыт использования ранее изданных книг в учебном процессе и конкретные задачи геологической подготовки студентов горно-технологических специальностей в современных условиях. Книга прекрасно иллюстрирована, что значительно улучшает усвоение текстового материала.

Редактор и автор учебника — профессор **Валерий Александрович Ермолов** родился 20 июня 1953 г. в г. Москве. Выпускник (1978 г.) Московского геологоразведочного института, горный инженер-геолог. В Московском горном институте (с 1993 г. — Московский государственный горный университет) работает с 1977 г. В 1983 г. защитил кандидатскую диссертацию, в 1996 г. — докторскую. В круг его научных интересов входят проблемы геолого-экологического обеспечения управления качеством руд при открытой и подземной разработке рудных месторождений, компьтерных технологий обработки информации в геологии, геолого-технологической оценки и разработки техногенных месторождений, а также охраны окружающей среды. Для ряда крупных предприятий (Норильский, Тырныаузский, Урупский, Ковдорский, Удачненский горно-обогатительные комбинаты) им выполнен ряд научных исследований. В.А. Ермолов — автор 113 научных работ, двух учебников и пяти учебных пособий. Им подготовлено шесть кандидатов технических наук.

Лев Николаевич Ларичев родился 18 апреля 1952 г. в г. Москве, в 1974 г. окончил геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, геолог-геохимик. В 1987 г. защитил кандидатскую диссертацию, посвященную вопросам поиска и оценки месторождений полезных ископаемых. В 1974—1978 гг. работал в НИС геологического факультета МГУ, где занимался изучением вещественного состава редкометалльных месторожде-

ний Восточной Сибири и Закавказья. С 1979 по 1991 гг. работал во Всесоюзном институте минерального сырья (ВИМС) Мингео СССР, где занимался вопросами минералого-геохимического обеспечения геолого-съемочных и поисково-оценочных работ редкометалльных и медноколчеданных месторождений Дальнего Востока, Якутии, Монголии, Средней Азии. С 1991 г. работает на кафедре геологии МГГУ в должности доцента. Автор 40 научных и учебно-методических работ, в том числе учебника (соавтор). Выполняет геолого-геохимическую оценку отходов рудообогащения и других техногенных отложений горно-промышленных регионов.

Владимир Васильевич Мосейкин родился 30 ноября 1950 г. в г. Электросталь. В 1973 г. окончил геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова по специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». В 1973—1981 гг. работал в ЦНИГРИ, в отделе геологии, прогнозирования и поисков месторождений свинца и цинка. В 1980 г. защитил кандидатскую диссертацию, посвященную оценке условий локализации, морфологии и строения рудных тел Холоднинского колчеданно-полимсталлического месторождения. С 1981 г. работает на кафедре геологии Московского горного института в должности ассистента, доцента (с 1984 г.), профессора (2000 г.). Защитил докторскую диссертацию, посвященную геолого-экологической оценке намывных техногенных массивов горно-промышленных отходов. Область научных интересов — комплексное геологическое изучение намывных техногенных массивов крупнейших горно-обогатительных комбинатов России (Михайловского, Лебединского, Ковдорского, Оленегорского, Вяземского и др.). Активно участвует в полевых работах кафедры геологии на объектах КМА, занимается геомониторингом намывных массивов. Автор более 70 научных работ, двух учебников (соавтор), пяти учебных пособий и одной монографии (соавтор).

Следует отметить, что этим же авторским коллективом в 2001 г. в издательстве МГГУ был выпущен учебник «Месторож-

дения полезных ископаемых», получивший признание студентов и научно-педагогической общественности.

Большой опыт научной, практической и педагогической деятельности позволил авторам убедительно показать все многообразие геологической науки, осветить ее главные разделы и связи с другими отраслями знаний. Эта книга, безусловно, будет хорошим учебником для будущих специалистов горного дела.

Профессор,
заслуженный деятель науки РФ
А.М. Гальперин

Человек, не знающий основ геологии, подобен слепому. Гуляя в окрестностях города или деревни, он не понимает многого, что представляется его глазам. Он будет воспринимать только внешние формы, а не сущность явлений. Будет видеть, но не понимать. Важно, чтобы каждый образованный гражданин был знаком с основами геологии и понимал ее роль и значение в строительстве и культурном развитии нашей Родины.

В.А. Обручев

Геология (от греч. «гео» — Земля, «логос» — учение) — одна из важнейших естественных наук. Она изучает строение, состав, происхождение и развитие Земли, исследует статические явления и динамические процессы, которые были в прошлом и протекают на нашей планете в настоящее время.

Первоначально геология, или как ее называли в старину — землеведение, подразделялась на три самостоятельные дисциплины — географию, геогению и геогнозию. География — это описание земной поверхности со всеми ее физическими, органическими и экономическими особенностями; геогения — изучение происхождения и образования Земли, масс, слагающих ее поверхность, минералов и горных пород, а также процессов их образования; геогнозия — описание геологического строения континентов и отдельных стран, комплексов (формаций) горных пород, минералов и полезных ископаемых. Геология как наука в понимании, близком к современному, возникла в конце XVIII в. Геология изучает: строение внешней и внутренней частей Земли и земной коры; их происхождение и условия формирования; закономерности размещения комплексов горных пород и руд; процессы, приводящие к разрушению, образованию или изменению горных пород и др.

Современная геология, вооруженная специальными методами и богатейшим опытом изучения Земли, представляет собой синтетическую науку. Она тесно связана с другими науками о Земле — астрономией, геодезией, географией, биологией. В своих исследованиях геология опирается на знания таких фундаментальных наук, как математика, физика и химия.

Особенность геологии как науки о Земле состоит в том, что она занимается исследованием недр Земли. Основная задача геологии — изучение наружной, каменной ее оболочки, называемой **земной корой**, и взаимодействующих с ней внешних и внутренних оболочек Земли. К внешним оболочкам Земли относятся воздушная — **атмосфера**, водная — **гидросфера** и органическая — **биосфера**. Кроме того, в настоящее время выделяют **ноосферу** (от греч. «ноос» — разум) — пространство, в пределах которого проявляется активное воздействие человека. Внутренние оболочки Земли — **мантия** и **ядро**, которые недоступны для непосредственных наблюдений, но их изучение необходимо для понимания многих процессов, происходящих в земной коре. Внешние и внутренние оболочки Земли находятся в непрерывном взаимодействии. Особенно активны процессы взаимодействия в наружной, каменной оболочке Земли — земной коре. В результате этих процессов изменяются строение, состав земной коры и рельеф земной поверхности.

Процессы, изменяющие состав и строение земной коры, а также рельеф земной поверхности, называются геологическими. На поверхности земной коры под воздействием внешних источников (солнечной энергии, сил гравитации и др.) происходят процессы разрушения (выветривания) горных пород и минералов, перемещения (денудации) продуктов выветривания воздушными и водными массами, омывающими поверхность Земли, и, наконец, седиментации (осаждения) продуктов выветривания. Все перечисленные процессы образуют группу **экзогенных** (извне рожденных) геологических процессов. Экзогенные геологические процессы постоянно видоизменяют рельеф земной поверхности и вызывают накопление толщ минеральных масс, в дальнейшем превращающихся в осадочные горные породы (пески, песчаники, глины, известняки и т.п.), слагающие наружные слои Земли.

Эндогенные (внутри рожденные) геологические процессы развиваются благодаря внутренней энергии Земли. К ним относятся: изменение горных пород под действием высоких давлений и температур, сопровождающееся перекристаллизацией в твердом состоянии (процессы метаморфизма горных пород); переплавление горных пород и вещества подкоровых областей, приводящее к образованию огненно-жидких силикатных расплавов (магмы), т.е. процессы магмообразования; перемещение магматических расплавов в толще земной коры и превращение их в магматические горные породы; колебательные движения — медленные (вековые) поднятия и опускания земной коры и дислокационные движения — нарушения первоначального залегания горных пород. Колебательные и дислокационные движения земной коры называются тектоническими. В результате эндогенных процессов образуются метаморфические (кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы и др.) и магматические горные породы (граниты, диориты, базальты и т.п.), изменяются высотные отметки местности и первоначальное залегание горных пород (смятие их в складки, нарушения с разрывом сплошности и т.д.).

Геологические процессы всегда оставляют глубокий след в строении земной коры и в формировании рельефа земной поверхности. Геология призвана по этим следам, как памятникам геологической истории Земли, восстанавливать последовательное образование и развитие земной коры.

Таким образом, геология — наука, всесторонне изучающая строение, состав и сложную историю образования и развития земной коры. Геология относится к естественно-историческим наукам и является важнейшей областью неорганического естествознания.

История развития геологических знаний. В глубокой древности лежат истоки геологической науки. Несколько тысячелетий назад люди научились находить и использовать полезные ископаемые. В процессе их поисков и обработки накапливались практические знания о свойствах минералов и горных пород, их поисковых признаках.

На ранних этапах развития человеческой культуры возникли и первые представления о строении Земли. Основаны они были на непосредственных наблюдениях природных условий в пределах тех небольших территорий, где жили отдельные народы. Эти наблюдения переплетались с фантастическими вымыслами. Не умея объяснить явления природы, древние люди обожествляли их, населяя окружающий мир добрыми и злыми духами, богами.

В античный период делаются первые попытки научного осмысливания строения Земли и Вселенной. Много интересного находим мы в высказываниях древнегреческих и древнеримских ученых. По мнению древнегреческого мыслителя и ученого Аристотеля (384—322 гг. до н.э.), внутри шарообразной Земли находятся пустоты и поры, а по ним циркулируют воздух и сухие испарения; воздух стремится выйти наружу, но встречает препятствия или задерживается низвергающейся вниз водой и тогда он сотрясает Землю и происходят землетрясения. Длительное время господствовала идея о каналах и пустотах внутри Земли. Древнегреческий географ и историк Страбон (63/64 г. до н.э. — 23/24 г. н.э.) считал, что в результате землетрясений отдельные участки земной поверхности могут подниматься и опускаться; особую роль в образовании рельефа он приписывал вулканическим извержениям. Римский поэт и философ-материалист Тит Лукреций Кар (99—55 гг. до н.э.) полагал, что Вселенная бесконечна и в ней существует множество подобных нашему миров.

Необходимо отметить и некоторые минералогические обобщения античных ученых. Так, Аристотель считал, что в недрах Земля взаимодействуют четыре стихии, из которых состоит материальный мир: земля, воздух, огонь и вода. Они дают начало огненным и водным образованиям: из огненных получаются камни, из водных — металлы. Аристотель составил и первую классификацию минеральных ископаемых, разделив их на земли, камни и руды. Плиний Старший (23 или 24—79 гг. н.э.) — римский писатель и ученый — подробно описал землетрясения и обратил внимание на колебательные движения отдельных участков Земли. В своей «Естественной истории» (в 37 книгах) он

указывает на природное происхождение кристаллов, приводит классификацию и описание минералов, в то время уже широко известных ученым.

После падения Римской империи в Европе наступила мрачная эпоха средневековья. В этот период естественно-научные знания развивались в государствах Востока и Средней Азии. Ибн Сина (Авиценна, ок. 980—1037 гг.) в «Книге исцеления» большой раздел посвящает образованию гор и минералов. Он предложил новую для того времени классификацию минералов и горных пород, разделив их на четыре группы: камни, плавкие тела (металлы), горючие серные вещества и соли. Среднеазиатский ученый-энциклопедист Бируни (973 г. — ок. 1050 г.) написал трактат, в котором приводит описание более 100 минералов и их месторождений; он впервые определил плотность 18 минералов.

После средневекового застоя науки в Европе в XV—XVI вв. наступила эпоха Возрождения — расцвета науки, искусства и культуры. В это время работали гениальные ученые — Н. Коперник, Г. Галилей, Леонардо да Винчи и др. В связи с развитием техники и ростом городов росли объемы добычи руд и строительных материалов, что вело к развитию геологии как науки. Леонардо да Винчи заметил в стенках каналов смену напластований и сделал вывод, что горные породы располагаются слоями — иногда горизонтальными, иногда в виде складок. Он объяснял образование рельефа Земли под действием водных потоков; особое внимание Леонардо да Винчи обратил на ископаемые раковины, встречавшиеся в осадочных горных породах.

Немецкий ученый Георг Агрикола (1494—1555 гг.), считающийся основоположником минералогии и геологии, описал типы горных выработок, способы их проходки, а также внешние признаки минералов (цвет, прозрачность, блеск, вкус, запах, твердость, шероховатость и др.), используемые при их определении. Необходимо особо подчеркнуть работы Нильса Стенона (1638—1686 гг.). Он сформулировал основной принцип стратиграфии, согласно которому каждый нижележащий пласт должен быть древнее его покрывающего.

В середине XVIII в. в науках о Земле и Вселенной утвердились идеи о длительности развития мира и его изменчивости. Они были связаны, в первую очередь, с именами М.В. Ломоносова, Ж. Бюффона, И. Канта. В работах этих ученых в единую картину связывались происхождение Земли, ее первоначальное развитие (собственно догеологическая стадия) и геологическая история. Основой геологических воззрений служили космогонические представления.

Особое событие в развитии геологической науки — появление работ М. В. Ломоносова «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1757 г.) и «О слоях земных» (1763 г.). М.В. Ломоносов считал, что все процессы на Земле следует рассматривать во взаимосвязи и по памятникам прошлого восстанавливать историю земной коры. Он указал на постоянное изменение Вселенной, Земли, гор, минералов и горных пород; впервые с помощью микроскопа он начал изучать горные породы и минералы.

В XVIII в. ведущим методом познания прошлого был **актуализм**, приверженцы которого Ж. Бюффон, М.В. Ломоносов, и др., как правило, считали, что в геологическом прошлом действовали те же силы, что и в настоящее время, но лишь большей энергии. **Нептунисты** придавали исключительно большое значение химическому выпадению осадков из морской воды и экзогенным процессам, почти совершенно отрицая роль эндогенных процессов и внутренней энергии Земли в формировании ее современного рельефа. Во главе нептунистов стоял профессор Фрейбергской горной академии А.Г. Вернер. В конце XVIII в. против нептунистов выступили представители **плутонизма** (или вулканизма). Сторонники этого течения приписывали решающую роль действию подземного огня и вулканических явлений, т.е. эндогенных процессов. Главой школы плутонизма был шотландский ученый Д. Геттон. В этом учении соединялись представления, положенные в основу нептунизма (об океане, покрывающем Землю, на дне которого отложились горизонтальные слои), и воззрения о существовании подземного огня, активно влияющего на преобразование Земли. По существу, учитывались все геологические факторы, но преимущественная роль отводилась эндогенным процессам.

В начале XIX в. возникло новое течение — **катастрофизм**, представителями которого были Ж. Кювье и Д'Орбиньи. Катастрофисты утверждали, что вулканические изменения приводят к частичному или полному уничтожению растительного и животного мира. Согласно Ж. Кювье, каждый период в истории Земли завершался мировой катастрофой — поднятиями и опусканиями материков, наводнениями, разрывами слоев и т.д. В результате этих катастроф гибли организмы и в новых условиях появлялись новые виды, поэтому современные геологические условия и организмы совершенно не похожи, на те, что были раньше. Причины катастроф и возникновения новых видов Ж. Кювье не объяснял — они были «чудом». Среди плутонистов тоже появились сторонники катастроф. Основоположник геотектоники, французский геолог Эли де Бомон считал, что горы образовывались одновременно, но в несколько этапов, причем все параллельные горные цепи на Земле имеют одинаковый возраст.

Английский естествоиспытатель Чарлз Лайель в «Основах геологии» (1830—1833 гг.) на основании анализа большого фактического материала убедительно показал, что все изменения в геологической истории происходили постепенно, под влиянием тех факторов, которые действуют и в настоящее время. Следовательно, для объяснения этих изменений не нужно прибегать к представлению о грандиозных катастрофах — необходимо лишь допустить очень длительный срок существования Земли.

Чарлз Дарвин, увлеченный идеями Ч. Лайеля, обогатил геологию теорией образования коралловых рифов (1842 г.), а также классической работой о геологической роли дождевых червей и др. Хотя его теория естественного отбора была навеяна идеями Ч. Лайеля и Т. Мальтуса, Ч. Дарвин — эволюционист. Выход в свет его труда «Происхождение видов путем естественного отбора» знаменовал собой подлинную революцию в биологии и способствовал утверждению эволюционной теории в геологии.

К концу XIX в. в геологии прочно утвердились эволюционные идеи; в общих чертах была создана научная картина истории развития Земли и ее поверхности. Австрийский геолог

Э. Зюсс в трехтомном труде «Лик Земли» (1883—1909 гг.), тщательно проанализировав весь накопленный к концу XIX в. фактический материал о геологическом строении различных участков земной коры, подтвердил свою идею о неоднородности земной коры и неравномерности сжатия поверхности Земли.

Англичанин Уильям Николь (1768—1851 гг.) сконструировал поляризационную призму, позволившую изучать оптические свойства кристаллов. Был создан поляризационный микроскоп и, благодаря разработанному в Англии способу изготовления прозрачных шлифов из горных пород, появилась возможность определять даже самые мельчайшие зерна минералов и тем самым выяснять точный состав природных камней. Русский ученый Е.С. Фёдоров (1853—1919 гг.) изобрел специальное приспособление к микроскопу, получившее название «федоровского столика». Кристаллография, до того изучавшая только наружную форму кристаллов, стала с помощью рентгеновских лучей исследовать внутреннюю структуру кристаллов, расположение их атомов. Была определена взаимосвязь между химическим строением и кристаллической структурой минералов.

Эти новейшие методы способствовали изучению полезных ископаемых, всегда привлекавших внимание исследователей. Появилась возможность судить об условиях их образования. Сформировалось учение о рудных месторождениях, чему во многом способствовали труды чешского геолога Ф. Ношенного (1836—1895 гг.) и выдающегося исследователя геологии России поляка К.И. Богдановича (1864—1947 гг.). Знаменитый исследователь Сибири и Центральной Азии В.А. Обручев (1863—1956 гг.) много сделал для выяснения особенностей распределения полезных ископаемых в горных системах. Один из основоположников учения о нефти — И.М. Губкин (1871—1939 гг.) установил закономерности распределения жидкого и газообразного природного топлива в земной коре, а П.И. Степанов (1880—1947 гг.) выделил пояса и узлы угленакопления, что позволило геологам увереннее проводить поисковые работы.

В это же время возникла новая наука — геохимия, изучающая закономерности перемещения атомов химических элемен-

тов в Земле и условия образования их скоплений, т.е. залежей различных видов минерального сырья. Формирование геохимии и ее быстрое развитие неразрывно связаны с именами выдающихся русских ученых — В.И. Вернадского (1863—1945 гг.) и А.Е. Ферсмана (1883—1945 гг.), которыми сформулированы основные задачи и принципы геохимии, разработана геоэнергетическая теория, выполнен ряд исследований по геохимии изотопов. На основе исследований распада радиоактивных элементов В.И. Вернадский предложил метод вычисления возраста горных пород, благодаря чему удалось установить, что возраст древнейших образований Земли 4,5 млрд лет.

Среди теоретических вопросов, издавна интересовавших геологов, видное место занимала проблема происхождения материков и океанов. Даже простому наблюдателю бросаются в глаза неравномерность распределения горных районов по поверхности Земли и чередование их с обширными низменными пространствами. Американский палеонтолог Джеймс Холл (1811—1898 гг.) подметил, что для горных областей характерна повышенная мощность осадочных толщ, следовательно, в этих районах ранее существовали крупные прогибы, в которых накопились осадки большой мощности. Другой американский геолог — Джеймс Дана (1813—1895 гг.) назвал такие прогибы геосинклиналями и показал, что со временем на их месте появляются горные хребты.

Районы с пологим залеганием пластов и меньшей их мощностью привлекли внимание выдающегося русского исследователя А.П. Карпинского (1847—1936 гг.), который выделил ряд характерных особенностей их геологического развития. Такие территории, получившие наименование платформ, стали затем изучаться вместе с геосинклиналями, что позволило воссоздать единую историю развития земной коры. Теория горообразования развивалась французским геологом Эмилем Огом, а позднее русские ученые А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский и другие геологи создали учение о геосинклиналях и платформах.

Опираясь на сходство очертаний восточного и западного побережий Атлантического океана, немецкий геофизик Альфред Вегенер (1880—1930 гг.) предложил гипотезу дрейфа континентов по пластичному подкорковому слою. По его предположению, первоначально существовал громадный континент, под влиянием вращательного движения Земли расколовшийся на части, которые отошли от полюсов к экватору. Так, Америка отделилась от Европы и Африки. А. Вегенер считал, что такие горизонтальные перемещения вызывают образование складчатых горных систем, возникающих по фронту движения континентов.

Вторую половину XX в. можно считать началом нового периода в истории развития геологической мысли. Постепенно геология из описательной науки преобразовывается в точную, которая широко использует методы математики, физики, химии. В руках геологов появились точнейшие приборы, например микрозонды, позволяющие практически мгновенно провести химический анализ минерала размером в сотые доли миллиметра. Вместе с тем, геологам стали доступны фотоснимки огромных территорий. В руках геологов сосредоточена уникальная космическая информация. По существу, снимки из космоса дают почти готовую геологическую карту большой территории. И то, на что раньше уходили годы, сейчас можно получить в считанные часы. Например, с помощью космических аппаратов, использующих точнейшую измерительную аппаратуру, была составлена подробная карта рельефа океанского дна.

Для решения важнейших задач геологии — нахождения залежей минерального сырья — успешно применяются геофизические и геохимические методы, глубокое бурение, аэрофотосъемка, а в самое последнее время — наблюдения с искусственных спутников Земли. Хорошая геологическая изученность материков дала возможность составить, кроме обычных геологических карт, тектонические и металлогенические. Тектонические карты отражают историю различных геологических структур, на металлогенических — выделяют крупные районы распространения определенных видов полезных ископаемых.

Оказалось, что размещение залежей руд, нефти, угля, солей и других полезных ископаемых подчинено строго определенным закономерностям, поэтому появилась возможность более целенаправленно вести работы по поиску залежей не только вблизи поверхности земной коры, но и в ее глубинах.

Исследования геологического строения морского дна и океанических впадин привели к неожиданным открытиям. Выяснилось, что материковые склоны во многих районах богаты нефтью, что большие площади под дном Тихого океана не имеют гранитного слоя и что многие участки дна этого океана покрыты железомарганцевыми конкрециями. Сейчас усилия специалистов многих стран направлены на изучение геологии морей и океанов, на организацию подводных разработок минерального сырья, ресурсы которого практически неисчерпаемы. Большие достижения прикладной геологии в настоящее время в значительной степени объясняются успехами теоретической мысли, всегда направлявшей геолого-поисковые работы. Все настойчивее делаются попытки рассматривать Землю как составную часть космоса, поскольку процессы, происходящие во Вселенной, имеют между собой прямую или косвенную связь.

Науки геологического цикла. Геология — разветвленная область неорганического естествознания. Среди отраслей геологии выделяют научные дисциплины, изучающие вещественный состав земной коры, ее строение, геологические процессы и их историческую последовательность, а также прикладные науки.

Предметом **общей геологии** являются геологические процессы — современные и минувших геологических эпох. В соответствии с этим ее главное содержание заключается в учении об экзо- и эндогенных геологических процессах, т.е. **геодинамика**, которая включает в себя в качестве разделов **сейсмологию** — науку о землетрясениях и **вулканологию** — науку о проявлениях вулканизма. Крупный раздел геологии, занимающийся вопросами геологического строения и развития отдельных регионов, называется **региональной геологией**.

Вещество земной коры изучают геохимия, кристаллография, минералогия, петрография и литология. **Геохимия** — наука о распределении и процессах миграции химических элементов в земной коре и в Земле в целом. **Кристаллография** изучает внутреннее строение и формы кристаллов. **Минералогия** — наука о минералах, их химическом составе и внутреннем строении, условиях образования и закономерностях распределения. Процессы минералообразования занимают промежуточное положение между собственно геохимическими и геологическими процессами. Иными словами, они связывают химию Земли с геологией нашей планеты.

Петрография — наука о горных породах. Название данной науки происходит от греческих слов «петрос» — скала, камень, горная порода и «графо» — пишу, описываю. Однако петрография занимается не только описанием горных пород, она изучает их происхождение, изменения и закономерности распространения в земной коре*. Горные породы представляют собой устойчивые (т.е. постоянно повторяющиеся в разных районах земного шара и в различное геологическое время) ассоциации минералов.

Историческая геология изучает историческую последовательность образования (стратиграфию) горных пород и их естественно-исторических комплексов (толщ) и на этой основе восстанавливает историю образования и развития земной коры. Следовательно, историческая геология — наука об истории земной коры, геологической истории нашей планеты.

---

*Термин «петрография» нередко употребляется для обозначения только того раздела науки о горных породах, который занимается описанием строения и состава горных пород. Тогда раздел науки о горных породах, занимающийся, в основном, изучением происхождения и закономерностей изменения и распространения горных пород, обычно именуют **петрологией**. В особую науку выделяют также петрографию осадочных горных пород, называемую **литологией**. В дальнейшем мы пользуемся только термином «петрография», понимая под ним науку о горных породах вообще.

Геотектоника занимается изучением тектонических движений земной коры, а также тех новых форм и условий залегания горных пород, которые возникают в результате этих движений. В особую задачу геотектоники входит тектоническое районирование земной коры — выделение отдельных ее частей по признакам тектонического строения и тектонических движений земной коры.

Структурная геология — раздел геотектоники, изучающий формы залегания горных пород и тектонические нарушения. Обычно структурная геология занимается структурными формами малого и среднего размера, оставляя крупные формы геотектонике. Структурная геология имеет большое значение для поисковых и разведочно-эксплуатационных работ, так как залежи большинства изученных полезных ископаемых связаны с определенным типом структурных форм.

Геоморфология — наука, изучающая строение и формы земной поверхности с точки зрения их происхождения, развития и закономерностей распространения.

К прикладным геологическим наукам горно-геологического профиля относятся: **учение о месторождениях полезных ископаемых, их поисках и разведке**; **гидрогеология** — наука о происхождении, составе, условиях залегания и движении подземных вод; **инженерная геология** — наука о геологических условиях возведения и эксплуатации инженерных сооружений; **горно-промышленная геология** — прикладная научная дисциплина, которая решает задачи геологического обеспечения горного производства при проектировании, строительстве, эксплуатации и ликвидации горных предприятий.

Методы геологических исследований. Геология изучает конкретную естественно-историческую систему — геологическую форму движения материи, являющуюся продуктом развития космических систем, условием и средой развития живой природы, производительных сил общества и средой социального прогресса.

В основе научного познания геологической истории Земли, реконструкции процессов и обстановок прошлого лежит метод актуализма. Сущность последнего заключается в понимании

прошлого посредством изучения настоящего. Согласно этому принципу, наблюдение и изучение современных физических, химических и геологических процессов позволяют судить о процессах и физико-географических условиях геологического прошлого.

Применяя актуалистический метод, геологи признают, что сама Земля, физико-химические условия в ее недрах и на поверхности, климат, состав атмосферы, соленость морей и океанов, а также органический мир непрерывно менялись и развивались, поэтому особенности современных геологических явлений на прошлые геологические эпохи нельзя переносить механически, без учета эволюции самой Земли и условий, существующих внутри нее и на ее поверхности. Поэтому для познания относительно недалекого прошлого Земли актуалистический метод достаточно надежен, однако, чем дальше от нас прошлая геологическая эпоха, тем менее применим данный метод для познания геологических условий, явлений и процессов. Вот почему в последнее время в геологии важное место занял системный, или структурно-функциональный, подход, который учитывает законы саморегуляции и управления.

В геологии применяются прямые, косвенные, экспериментальные и математические методы исследований. К **прямым** методам относятся непосредственное наземное и дистанционное (из тропосферы, космоса) изучение состава и строения земной коры. Основным методом геологических исследований является геологическая съемка. С его помощью изучают минералы и их ассоциации, горные породы и образованные ими толщи, геологические формации и геологические структуры в реальной природной обстановке. Этот метод имеет огромное значение, так как только таким путем можно выяснить действительные взаимоотношения геологических образований (минералов, горных пород, формаций) и установить действительную последовательность возникновения последних. Иными словами: геологическая съемка позволяет выяснить геологическую историю района (территории). Метод геологической съемки широко используется также для изучения современных экзо- и эндогенных процессов.

В процессе геологической съемки оценка состава и строения земной коры производится путем изучения естественных обнажений (речных долин, оврагов, склоны гор и др.) и материалов бурения. В настоящее время максимальная глубина, достигнутая горными выработками, составляет 3,5—4 км (рудники Индии и ЮАР). Среди буровых скважин наиболее глубокой является Кольская, пробуренная на глубину 12 262 м. Единичные скважины достигли глубины 8—9,5 км. Средняя глубина скважин обычно не превышает 4—5 км, что в 1000 раз меньше радиуса Земли.

Косвенные методы, основанные на изучении естественных и искусственных физических полей, создаваемых Землей в целом и отдельными объектами, имеют значительно большую глубинность, чем прямые методы. По характеру изучаемых физических свойств и полей Земли различают сейсмические, гравиметрические, электрические, магнитометрические и другие геофизические методы.

Экспериментальные исследования в геологии направлены на моделирование различных геологических процессов (магматизма, метаморфизма, тектонических процессов и др.) и искусственное получение различных минералов и горных пород. Так, успехи экспериментальной минералогии позволяют не только воспроизводить физико-химические условия образования минералов в земной коре, но и разрабатывать технологии получения многих синтетических самоцветов (алмаз, корунд, изумруд, рубин, бирюза, александрит, малахит и др.), используемых как в ювелирном деле, так и в промышленности. В настоящее время ставятся эксперименты по воспроизведению различных тектонических структур (складок, надвигов и т.д.), кристаллизации силикатных расплавов и др. Широко применяется моделирование для изучения гидрогеологических условий при строительстве плотин и создании водохранилищ, позволяющее на уменьшенных моделях изучить возможные изменения в режиме рек и подземных вод.

Применение математических и компьютерных технологий в геологии представляет собой молодое, но весьма перспективное направление, история которого насчитывает не более 40 лет. Развитие этого направления отвечает общей тенденции повышения оперативности, достоверности и ценности геологической информации. Как пишет Д. Эджер, известный американский специалист в области математической геологии, «дорогостоящие приборы и вычислительные машины, а не молоток составляют теперь основу экипировки многих геологов». В настоящее время разработано программное обеспечение решения многих геологических задач в структурной геологии, геофизике, гидрогеологии, инженерной, горно-промышленной геологии и других науках геологического цикла. Однако применение математических методов и компьютерных технологий в геологии сталкивается с серьезными трудностями, что обусловлено, прежде всего, сложностью формализации и неоднозначностью геологических понятий и определений, недостаточной количественной изученностью характера изменений и связи исследуемых геологических объектов.

Значение геологии. **Общенаучное значение** геологии обусловлено ее ролью в формировании материалистического понимания природы. Данные геологии играют важную роль в диалектико-материалистическом обосновании философских принципов, отражающих материальное единство мира и его развитие.

Народно-хозяйственное значение геологии заключается в обеспечении минерально-сырьевыми ресурсами различных отраслей народного хозяйства, в инженерно-геологическом обосновании строительства разнообразных гражданских и промышленных объектов, в решении проблем питьевого и технического водоснабжения.

Особенно велико **значение геологии для горной науки и промышленности**. Современный период развития горного производства характеризуется вовлечением в разработку месторождений со сложными горно-геологическими условиями и труднообогатимыми рудами, применением высокопроизводительного горного оборудования, что приводит к значительному разубо-

живанию сырья и высоким потерям на стадиях добычи, рудоподготовки и обогащения. В этих условиях оценка и прогнозирование факторов и условий разработки месторождений, комплексное извлечение полезных компонентов, повышение качества добываемых руд, снижение объемов утилизации горнопромышленных отходов возможно только на базе детальных геологических исследований. Следует подчеркнуть, что в настоящее время месторождения полезных ископаемых в приповерхностных частях земной коры почти все выявлены и интенсивно разрабатываются. Поэтому основной задачей прикладной геологии становится детальное изучение более глубоких участков земной коры на основе глубинной комплексной геологической съемки, картирования и разведки.

Внедрение новых прогрессивных методов добычи полезных ископаемых, к которым относятся подземное выщелачивание руд (урана, меди, золота), калийных и каменных солей, подземная выплавка серы и подземная газификация углей, добыча полезных ископаемых со дня морей и океанов, совершенно невозможно без четкого представления о геологическом строении разрабатываемых объектов, их вещественном составе, а также о тех геологических и физико-химических процессах, которые в них протекают.

Интенсификация горного производства приводит к перемещению огромных масс горных пород, что существенно нарушает природные равновесия, создававшиеся в течение миллионов лет. Сам процесс добычи полезных ископаемых выступает как один из мощнейших техногенных факторов воздействия на земную кору, последствия которого сопоставимы с воздействием экзогенных геологических процессов. В этой связи в настоящее время перед геологами и горняками встала еще одна важнейшая проблема — **охрана и рациональное использование недр**, являющаяся важнейшим звеном общей проблемы охраны природы.

И наконец, при непосредственном участии геологов составляются карты возможных источников водоснабжения армий, мест расположения строительных материалов, необходимых для

сооружения мостов, фортификационных укреплений и т.д. Важна консультация геолога при составлении крупных стратегических планов, в которых учитываются условия продвижения войск и различных видов транспорта по территории предполагаемого театра военных действий. Геологи указывают места размещения месторождений стратегического сырья, т.е. минеральных ресурсов, применяемых в военной промышленности, что в итоге обеспечивает **национальную безопасность России**, ее оборону.

Авторы считают свой труд коллективным не только потому, что он написан не одним человеком, а главным образом потому, что в нем обобщен опыт преподавания геологии ряда поколений преподавателей школы МГИ—МГГУ: П.Н. Панюкова, З.Г. Перфильевой, Е.Н. Богачевой, В.В. Ершова, А.А. Новикова, Г.Б. Поповой, Е.М. Тихомирова, Е.М. Кантор, И.В. Еремина, А.Ф. Базанова и др.

Главы 2—4 и 7 написаны В.А. Ермоловым, глава 5 — Л.Н. Ларичевым, глава 6 — В.В. Мосейкиным, глава 1 — Т.В. Тищенко и М.В. Щекиной, 4.2 — В.А. Дунаевым, 2.1 — Е.П. Щербаковой.

Авторы выражают глубокую признательность В.П. Зервандовой, О.А. Плотниковой и И.А. Честной за помощь при подготовке рукописи к изданию.

Отзывы и замечания по содержанию учебника просьба направлять по адресу: 119991 Москва, Ленинский пр., 6, кафедра геологии.

ГЛАВА 1

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

1.1. ЗЕМЛЯ КАК ПЛАНЕТА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Геология как наука, изучающая, прежде всего, нашу планету и ее верхнюю каменную оболочку, не оставляет без внимания и окружающий материальный мир — Вселенную. Это обусловлено тем, что в строении и развитии Земли имеются определенные черты сходства и различия с другими планетами; некоторые геологические процессы непосредственно связаны с космическими явлениями.

1.1.1. Характеристика Вселенной

Весь существующий материальный мир, окружающий нас, называется **Вселенной**, или **космосом** (от греч. «космос» — мир, Вселенная). Она безгранична во времени и в пространстве и бесконечно разнообразна по формам, которые принимает материя в процессе своего развития. Вселенная, изучаемая астрономией, — это часть материального мира, которая доступна исследованию астрономическими средствами, соответствующими достигнутому уровню развития науки (иногда эту часть Вселенной называют Метагалактикой). Метагалактика содержит несколько миллиардов галактик (от греч. «галактика» — молочный, млечный). В одной из них, получившей название **Галактика Млечного пути**, диаметром 100 тыс. световых лет, примерно 6 — 6,5 млрд лет назад произошел взрыв сверхновой звезды. Невероятная по своей силе ударная волна начала сжимать межзвездное вещество пока из него не образовалось уже более плотное газопылевое облако. Благодаря силам гравитации оно сжималось все сильнее. Через несколько десятков миллионов лет из-за сжатия межзвездного вещества температура в центре облака превысила 10—12 млн °С, начались термоядерные реакции и — «зажглось» Солнце.

Солнце в масштабе нашей Галактики — самая рядовая звезда. Поле тяготения Солнца привело к захвату налетевшего

газово-пылевого облака, из которого в результате гравитационного расслоения и конденсации сформировалась **Солнечная система**. Давление излучения Солнца вызвало неоднородность ее химического состава: более легкие элементы, в первую очередь, водород и гелий, преобладают в периферийных (т.е. внешних, или далеких) планетах.

Наша Галактика Млечного пути, к которой принадлежат и Солнце, и Земля, относится к типу спиральных и включает в себя свыше 150 млрд звезд. С Земли, расположенной внутри Галактики, Млечный путь предстает в виде широкой белесой полосы звезд, пересекающей небо. Период обращения Солнца и звезд вокруг центра Млечного пути составляет 200—250 млн лет. Возраст Галактики — около 12 млрд лет.

1.1.2. Строение Солнечной системы

Солнечная система состоит из центрального светила — Солнца и девяти больших планет, обращающихся вокруг него, 42 спутников, не менее 50 тыс. малых планет, сотен комет, бесчисленного множества метеоритов и космической пыли (рис. 1.1).

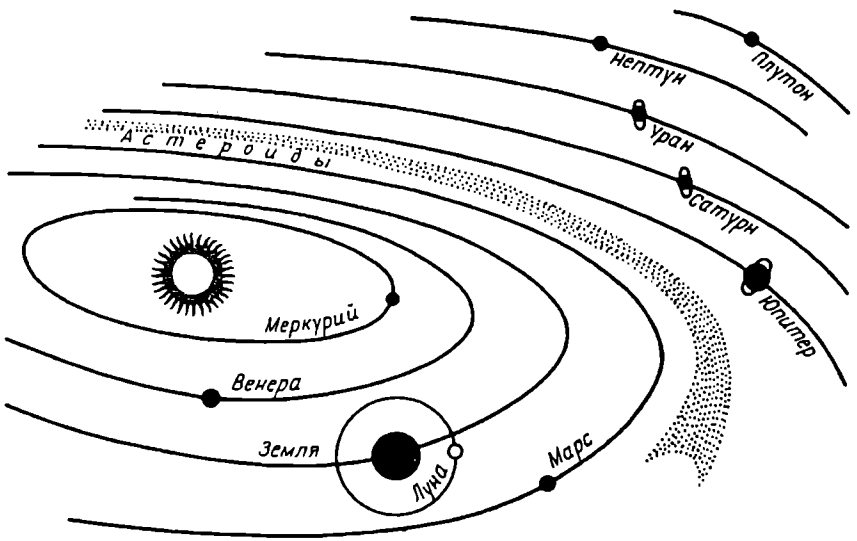


Рис. 1.1. Схема строения Солнечной системы

Солнце — центральное тело Солнечной системы. Оно представляет собой раскаленный плазменный шар. Это — типичная звезда-карлик. Масса Солнца ~$2 \cdot 10^{30}$ кг, радиус Солнца 696 тыс. км, средняя плотность $1{,}416 \cdot 10^{3}$ кг/м^3, светимость $3{,}86 \cdot 10^{23}$ кВт, эффективная температура поверхности около 5600 °С. Период вращения изменяется от 27 сут. на экваторе до 32 сут. у полюсов, ускорение свободного падения 274 м/с^2. В составе Солнца установлено около 70 химических элементов, из которых главными являются водород и гелий. Источник солнечной энергии — ядерные превращения водорода в гелий в центральной области Солнца, где температура достигает 15 млн °С. Энергия из недр переносится излучением, а затем, во внешнем слое толщиной, равной около 0,2 радиуса Солнца, — конвекцией. С конвективным движением плазмы связано существование солнечных пятен. Интенсивность плазменных процессов на Солнце периодически изменяется и имеет 11-летний период. Солнечная атмосфера (хромосфера и солнечная корона) очень динамична, в ней наблюдаются вспышки, протуберанцы, происходит постоянное истечение вещества короны в межпланетное пространство (солнечный ветер). Земля, находящаяся на расстоянии 149 млн км от Солнца, получает около $2 \cdot 10^{17}$ Вт солнечной лучистой энергии. Солнце — основной источник энергии для всех процессов, совершающихся на земном шаре. Вся биосфера, жизнь существуют только за счет солнечной энергии.

Общая структура Солнечной системы была раскрыта в середине XVI в. Н. Коперником, который обосновал представление о движении планет вокруг Солнца. Такая модель Солнечной системы получила название гелиоцентрической. В XVII в. И. Кеплер открыл законы движения планет, а И. Ньютон сформулировал закон всемирного тяготения. Изучение физических характеристик космических тел, входящих в состав Солнечной системы, стало возможным только после изобретения Г. Галилеем в 1609 г. телескопа. Так, наблюдая солнечные пятна, Г. Галилей впервые обнаружил вращение Солнца вокруг своей оси.

Наблюдаемые размеры Солнечной системы определяются расстоянием от Солнца до самой далекой от него планеты — Плутона (около 40 астрономических единиц — а.е.; 1 а.е. = $= 1{,}49598 \cdot 10^{11}$ м).

Однако сфера, в пределах которой возможно устойчивое движение небесных тел вокруг Солнца, занимает гораздо более обширную область пространства, простирающуюся на расстояние порядка 230 000 а.е. и смыкающуюся со сферами влияния ближайших к Солнцу звезд.

Большие планеты, движущиеся вокруг Солнца, образуют плоскую подсистему и разделяются на две заметно различающиеся группы. В одну из них, внутреннюю (или земную), входят Меркурий, Венера, Земля и Марс. К внешней группе, которую составляют планеты-гиганты, относятся Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Девятую планету, Плутон, обычно рассматривают обособленно, так как по своим физическим характеристикам она заметно отличается от планет внешней группы.

В центральном теле системы — Солнце — сосредоточено 99,866 % всей ее массы, если не учитывать космическую пыль в пределах Солнечной системы, общая масса которой сравнима с массой Солнца. Солнце на 76 % состоит из водорода; гелия примерно в 3,4 раза меньше, а на долю всех остальных элементов приходится около 0,75 % всей массы. Похожий химический состав имеют и планеты-гиганты. Планеты земной группы по химическому составу, по-видимому, близки к Земле.

Планеты и их спутники. Некоторые данные, относящиеся к большим планетам Солнечной системы, приведены в табл. 1.1, где масса Земли, ее средний диаметр, большая полуось орбиты и время обращения вокруг Солнца (в годах) приняты за единицу.

Меркурий — четвертая по яркости планета: в максимуме она почти так же ярка, как и Сириус, ярче нее бывают только Венера, Марс и Юпитер. Тем не менее, Меркурий — очень трудный объект для наблюдений из-за его небольшой орбиты и, следовательно, близости к Солнцу; его возможная наибольшая элонгация (видимое угловое расстояние от Солнца) составляет 28°.

Таблица 1.1

Характеристика планет Солнечной системы

Планеты	Радиус (по отношению к земному	Плотность, г/см^3	Масса (по отношению к массе Земли)	Состав атмосферы	Период вращения вокруг оси	Период обращения по орбите	Число спутников	Расстояние от Солнца, а.е.*
Меркурий	0,39	5,42	0,04	He	59 сут.	88 сут.	—	0,39
Венера	0,97	5,11	0,81	CO_2	223 сут.	224,7 сут.	—	0,72
Земля	1	5,52	1,0	N, O, CO_2, Ar	23 ч 56 мин 4 с	365,3 сут.	1	1,00
Марс	0,53	3,95	0,11	CO_2, N, Ar	24 ч 37 мин 29 с	1,9 лет	2	1,52
Юпитер	10,95	1,33	316,94	NH_3,CH_4, H	9 ч 50 мин	11,86 лет	15	5,20
Сатурн	9,02	0,69	94,9	NH_3,CH_4	10 ч 14 мин	29,45 лет	16	9,54
Уран	4,00	1,56	14,66	CH_4	10 ч 49 мин	84 лет	5	19,19
Нептун	3,92	2,27	17,16	CH_4	15 ч 40 мин	164,8 лет	2	30,07
Плутон	0,46	4,00	0,7	Ne	6,4 сут.	250,6 лет	1	39,52

а.е.* — астрономическая единица, равная $1{,}49598 \cdot 10^{11}$ м.

Для невооруженного глаза Меркурий — светлая точка, а в сильный телескоп у него вид серпа, или неполного круга. Изменения вида (фаз) планеты с течением времени показывают, что Меркурий — это шар, с одной стороны освещенный Солнцем, а с другой — совершенного темный. Диаметр этого шара — 4870 км.

Меркурий медленно вращается вокруг своей оси, будучи всегда обращенным к Солнцу одной стороной. Таким образом, период обращения вокруг Солнца (меркурианский год) составляет около 88 земных суток, а период вращения вокруг своей оси — 58 земных суток. Получается, что от восхода Солнца до его захода на Меркурии проходит год, т.е. 88 земных суток. За такое время дневная сторона поверхности планеты нагревается почти до 700 К (430 °С), а ночная охлаждается до 150 К (–130 °С).

Поверхность Меркурия во многом схожа с поверхностью Луны: она покрыта кратерами различных размеров, многие из которых находятся внутри более крупных кратеров; помимо кратеров видны и линейные структуры, по-видимому, представляющие собой крупные разломы коры. Меркурий имеет и атмосферу, состоящую из гелия и аргона, но очень разреженную (примерно в 100 млрд раз менее плотная, чем земная). У поверхности планеты сконцентрированы ничтожные количества водорода (примерно 70 атомов на 1 $см^3$). Эти газы на Меркурии — часть солнечного ветра, удерживаемого слабым магнитным полем планеты. Давление атмосферы у поверхности Меркурия в 500 млрд раз меньше давления земной атмосферы.

Меркурий имеет относительно большую плотностью среди планет Солнечной системы — около 5,44 $г/см^3$. Предполагают, что это обусловлено наличием массивного металлического ядра (предположительно из расплавленного железа плотностью до 10 $г/см^3$, имеющего температуру около 2000 К), на долю которого приходится 60 % массы планеты и который окружен силикатной мантией и, вероятно, корой толщиной 60—100 км.

Венера — ее радиус почти равен земному (0,95), ее масса составляет 0,82 массы Земли. Венера обращается вокруг Солнца за 224,7 земных суток. Весьма интересный факт связан с перио-

дом вращения самой планеты вокруг своей оси — 243 земных суток (в обратном направлении) и периодом вращения мощной венерианской атмосферы, которая совершает полный оборот вокруг планеты за 4 дня! Это соответствует скорости ветра у поверхности Венеры в 100 м/с или 360 км/ч .

Планета окутана густым слоем белых облаков, скрывающих ее поверхность. Наличие в атмосфере Венеры густых облаков, вероятно, состоящих из кристаллов льда, объясняет высокое отражение планеты — 60 % падающего солнечного света отражается от нее. Установлено, что атмосфера Венеры состоит из углекислого газа (96 %), из азота, кислорода и водяных паров (около 4 %), всех других газов меньше 0,1 %. Основой густого облачного слоя, расположенного на высоте 50—70 км, являются мелкие капли серной кислоты с концентрацией 75—80 %, остальное — вода, активно впитываемая капельками кислоты.

У поверхности Венеры давление достигает значения 94,2 МПа, а температура, благодаря сильнейшему парниковому эффекту, составляет 735 К (460 °С).

Рельеф Венеры сильно сглажен временем. Благодаря атмосферной эрозии выветрены старые метеоритные кратеры, следы которых все же видны на поверхности планеты; горные районы занимают всего около 8 % территории, общий перепад высот не превышает 8 км. По-видимому, на Венере существуют действующие вулканы, так как достоверно установлено, что сейсмическая и тектоническая деятельность на Венере была очень активной сравнительно недавно.

Внутреннее строение Венеры сходно со строением Земли: средняя плотность Венеры — 5, 22 г/см^3, т.е. почти равна земной. Это может быть связано с наличием в центре Венеры жидкого железного ядра радиусом примерно в 2900 км, окруженного мантией. Чрезвычайная слабость магнитного поля Венеры обусловлена малой скоростью ее вращения.

Земля* — типичная внутренняя планета Солнечной системы. Характеризуется наличием хорошо развитых атмосферы, гидросферы и внутренних оболочек. Она имеет спутник — **Луну**,

---

* Более подробно описание Земли дано в п. 1.1.4. и 1.2.

притяжение которой вызывает приливы и отливы на поверхности Земли. Силы влияния Луны на Землю обусловлены незначительным расстоянием между ними (384 395 км) и соизмеримостью размеров (Луна в четыре раза меньше Земли). Плотность — 3,3 г/см^3. Масса Луны в 81 раз меньше массы Земли. В рельефе Луны выделяют обширные равнины (лунные моря) и высокогорные области (материки).

Для Луны характерны процессы разрушения пород под действием солнечного излучения (суточный перепад температур 300 °С) и метеоритной бомбардировки, а также магматическая (преимущественно вулканическая) деятельность. Мощность лунной коры колеблется от 30 до 65 км. Верхняя ее часть сложена реголитом — продуктами разрушения коренных базальтов. Ниже, как предполагают, находятся мантия (до глубины 960 км) и ядро. Возраст лунных образцов пока определен в пределах 3,125—4,240 млрд лет, т.е. сопоставим с возрастом древнейших пород Земли. Толщина мантии составляет 960 км, диаметр ядра — 1500 км. Ядро, по-видимому, твердое. Напряженность магнитного поля Луны в 1000 раз меньше земной, а изучение гравитационного поля показало, что «круглые моря» на видимой стороне Луны характеризуются положительными аномалиями силы тяжести, за что их прозвали «масконами», т.е. отличающимися концентрацией массы.

Марс — его радиус почти вдвое меньше земного (3390 км), а по массе он уступает Земле в 10 раз. Обращается вокруг Солнца за 687 земных суток (1,88 года). Солнечные сутки Марса практически равны земным — 24 ч 37 мин, а ось вращения планеты наклонена к плоскости орбиты на 25° (для Земли — 23°), что позволяет сделать вывод о схожей с земной смене времен года. Давление у поверхности планеты в 160 раз меньше давления земной атмосферы. Атмосфера Марса состоит на 94 % из углекислого газа, она содержит почти 3 % азота, более 1,5 % аргона, около 1,3 % кислорода, 0,18 % водяного пара, присутствует также угарный газ, найдены следы криптона и ксенона.

Из-за разреженности марсианской атмосферы планета не может удержать солнечное тепло, поэтому летним днем темпе-

ратура достигает 25 °С, а ночью опускается до –90 °С (в приполярных областях до –135 °С). Среднегодовая температура на Марсе составляет примерно –60 °С. Резкие перепады температур в течение суток вызывают сильнейшие пылевые бури, во время которых густые облака песка и пыли поднимаются до высот в 20 км. Красноватый блеск Марса вызван обилием в его поверхностных породах Fe_2O_3 (охры). Кроме железа (14 %), в марсианском грунте найдены также кремний (20 %), кальций и магний (по 5 %), алюминий (3 %) и сера (более 3 %), последней почти в 100 раз больше, чем на Земле.

На Марсе, как и на Луне, присутствуют темные и светлые области, но в отличие от Луны на Марсе смена цвета поверхности не связана со сменой высот: на одной высоте могут находиться как светлые, так и темные области. На Марсе присутствуют ареографические (аналог термина «географические» для Земли) объекты планетарного масштаба. Известен гигантский грабен Каньон длиной 2500 км, шириной 100—200 км и глубиной около 6 км. Высочайшая гора Олимп возвышается над окружающим ландшафтом на 24 км. Диаметр основания этого вулкана составляет 600 км.

Метеоритных кратеров на Марсе сравнительно немного, зато хорошо различимы следы эрозионной деятельности, скорее всего водной. Вероятно, когда-то Марс обладал более мощной атмосферой, а давление у поверхности было достаточным для сжижения воды, и на Марсе шли дожди, текли реки, существовали моря и океаны.

Наиболее заметная деталь рельефа — полярные шапки Марса. Эти «ледники» сильно увеличиваются в размерах в середине осени и почти полностью исчезают к началу лета. Среднегодовая температура шапок составляет –70 °С, а состоят они из двух компонентов: сезонного — твердой углекислоты («сухого льда») и векового — обыкновенного водяного льда. Летом углекислота сублимирует, а зимой при понижении температуры до –130 °С снова осаждается вблизи полюса.

Внутреннее строение Марса во многом схоже со строением Земли: снаружи — тонкая пленка литосферы, прикрывающая

пласт мантии, а в центре — металлическое ядро. Вокруг Марса с большой скоростью вращаются два естественных спутника — Фобос (22×30 км) и Деймос (15×12км). Это — мелкие небесные тела, богато испещренные кратерами.

Юпитер — величайшая из планет Солнечной системы, находящаяся от нас на расстоянии около 640 млн км. Масса ее составляет больше 300 масс Земли, а объем превышает объем нашей планеты более чем в 1000 раз. Особенность Юпитера — его средняя плотность, равная 1,33 г/см^3. Это позволяет сделать вывод о химическом составе планеты: его главные составляющие — водород и гелий. У Юпитера предполагается наличие очень мощной атмосферы, в нижних горизонтах которой давление должно достигать сотен тысяч мегапаскалей. В ее составе, по-видимому, находятся водород, аммиак и гелий.

У Юпитера 16 спутников, четыре крупнейшие из них были открыты Г. Галилеем в 1610 г.: Ио (радиус — 1820 км), Европа (1530 км), Ганимед (2610 км) и Каллисто (2450 км).

Юпитер окружен мощными поясами радиации, которые в 10 000 раз интенсивнее земных, но имеют более упрощенную форму. Внешний пояс проходит в 8 млн км от поверхности планеты. У Юпитера мощное магнитное поле сложного строения. Полярность магнитного поля противоположна земному, а его магнитная ось наклонена на 11° к оси вращения и смещена относительно центра планеты. Юпитер испускает тепла в два раза больше, чем получает от Солнца. Часть энергии идет из недр планеты.

Сатурн — по размерам уступает только Юпитеру: его радиус в 9,2 раза больше земного (он составляет почти 60 000 км), а по массе эта планета больше Земли в 95 раз. Обращается Сатурн вокруг Солнца на расстоянии 9,58 а.е., совершая полный оборот за 29,5 земных лет, а вокруг своей оси он делает полный оборот всего за 10,5 ч, что обусловливает еще большее, чем у Юпитера, полярное сжатие — 1/10.

Сатурн — единственное тело Солнечной системы, которое легче воды. Его средняя плотность всего 0,69 г/см^3, что в два раза меньше средней плотности Солнца. Это позволяет предпо-

ложить, что Сатурн состоит преимущественно из водорода (80 %) и гелия (18 %). В верхних слоях атмосферы Сатурна, помимо водорода и гелия, обнаружены незначительные количества метана. Ниже идет глобальный водородный океан, затем — слой металлического водорода. В центре находится силикатно-металлическое ядро, предположительная масса которого составляет более девяти масс Земли, а температура в нем достигает 20 000 К.

Особенностью Сатурна является его кольцо, по-видимому, состоящее из твердых частиц. Имеются магнитное поле и собственное радиоизлучение. Сатурн имеет 17 спутников. Самый крупный из них — Титан с диаметром 5150 км. Он окружен атмосферой, которая в 10 раз массивнее земной. Ее главная составляющая, по-видимому, азот. Велико содержание таких соединений, как метан, этан и ацетилен.

Уран и Нептун — две планеты, похожие друг на друга как близнецы. Уран немного больше (его радиус — 26 540 км, Нептуна — 24 300 км), но Нептун массивнее — его масса составляет 17,25 масс Земли, тогда как у Урана всего 14,6. Средние плотности обеих планет почти равны: 1,71 г/см^3 для Урана и 1,72 г/см^3 для Нептуна. Эти планеты быстро вращаются, имеют мощную атмосферу, состоящую из метана и, вероятно, аммиака, и содержат в своем составе легкие газы — гелий и водород, концентрация которых увеличивается к центру. До начала 80-х гг. XX в. человечество знало о существовании у Урана пяти, а у Нептуна — двух спутников. Однако позже были обнаружены еще десять мелких небесных тел, вращающихся вокруг Урана. Они являются просто глыбами, похожими на астероиды, когда-то путешествовавшие по Вселенной, а ныне захваченные магнитным полем планеты. Спутник Урана — Миранда — наименьший из пяти (его диаметр около 500 км); он выглядит настолько необычно, поэтому создалось впечатление, будто он сначала разломился на куски, а затем вновь беспорядочно собрался воедино. Крупнейший из спутников Нептуна — Тритон — входит в группу самых больших спутников Солнечной системы. Его радиус около 2000 км. Он движется вокруг Нептуна в направлении, обратном вра-

щению планеты. Предполагают, что Тритон — это объект, захваченный Нептуном, а не образовавшийся вместе с ним. И у Урана, и у Нептуна обнаружены кольца той же природы, что у Юпитера и Сатурна.

Особенность Урана состоит в том, что экватор этой планеты наклонен к плоскости орбиты на 95°. Следовательно, ось вращения Урана расположена почти вдоль его орбиты; так, лежа на боку и быстро вращаясь вокруг собственной оси (сутки Урана продолжаются всего 10 ч 42 мин), Уран за 84 земных года совершает оборот вокруг Солнца. Период обращения Нептуна еще больше — 165 земных лет.

Плутон — его орбита невероятно сильно наклонена — на 17°2′. Наклон оси составляет 50°. Орбита обладает необычной вытянутостью. Поэтому Плутон то проходит всего в 4,4 млрд км от Солнца, то удаляется от него на 7,4 млрд км. Диаметр составляет примерно 3100—3200 км. Он невелик, но имеет значительную массу и высокую плотность, превосходящую плотность всех других планет Солнечной системы. На полный оборот у Плутона уходит 6 сут. 9 ч 17 мин. Скорость, с которой движется Плутон по своей орбите, около 16,8 км/ч. Орбита очень протяженная, поэтому один плутоновский год равен 247,7 земным годам. Ускорение свободного падения над поверхностью Плутона равняется 0,49 м/с^2.

На Плутоне не обнаружено видимых признаков атмосферы. У поверхности планеты максимальная температура примерно равна –212 °С, а минимальная –273°, т.е. приближается к абсолютному нулю.

Малые планеты (астероиды). Это — космические тела размером в сотни километров и меньше, движущиеся вокруг Солнца по эллиптическим орбитам, расположенным преимущественно между орбитами Марса и Юпитера. Самые маленькие астероиды имеют размер чуть меньше 1 км. В настоящее время известно уже несколько тысяч малых планет. Примерно для 2000 из них установлены точные орбиты. Общее число малых планет внутри орбиты Юпитера, доступных наблюдениям, оценивается в 100 000, но их суммарная масса меньше 1/1000 массы Земного шара.

У большинства малых планет большие полуоси их орбит заключены между 2,2 и 3,6 а.е. Они образуют так называемое кольцо, или пояс малых планет (астероидов). Орбиты малых планет в среднем вытянуты и более наклонены по эклиптике, чем орбиты больших планет. Известно несколько десятков малых планет, движущихся вдоль орбиты Юпитера и образующих две устойчивые группы, — на некотором расстоянии впереди и позади планеты. Эти планеты считаются каменистыми телами, родственными планетам земной группы.

Кометы. Тела Солнечной системы, имеющие вид туманных объектов, обычно со светлым сгустком — ядром в центре и хвостом. Они принадлежат к числу наиболее красивых тел. Ядро кометы состоит преимущественно из замерзших газов — метана, аммиака, водяного пара и углекислого газа — с вкраплениями метеорных частиц. В результате распада кометных ядер возникают метеорные рои, при встрече с которыми на Земле наблюдаются «дожди падающих звезд». Кометы можно наблюдать, когда небольшое ледяное тело, называемое ядром кометы, приближается к Солнцу на расстояние, меньше 4—5 а.е., прогревается его лучами и из него начинают выделяться газы и пыль, которые видны в результате их освещения Солнцем. Газы и пыль, выделяющиеся из ядра, создают вокруг него туманные оболочки — атмосферу кометы, составляющую вместе с ядром голову кометы. Атмосфера кометы непрерывно рассеивается в межпланетное пространство: под действием светового давления и взаимодействия с солнечным ветром газы и пыль уносятся в направлении Солнца, образуя хвост комет.

Согласно классификации, предложенной в 70-х гг. XIX в. русским астрономом Ф.А. Бородихиным, все кометные хвосты подразделяются на три типа: хвосты первого типа направлены прямо от Солнца; хвосты второго типа изогнуты и отклоняются назад по отношению к орбитальному движению кометы; хвосты третьего типа почти прямые, но заметно отклоняющиеся назад. Современными исследованиями установлено, что хвосты первого типа — плазменные, имеют струйчатую структуру и состоят из ионизированных молекул, которые с большим ускорением

уносятся прочь от ядра за счет электромагнитного взаимодействия с солнечным ветром. Хвосты второго типа образованы пылевыми частицами разной величины, непрерывно выделяющимися из ядра. Хвосты третьего типа появляются в случае, если из ядра одновременно выделяется целое облако пылинок.

Периоды обращения комет могут достигать миллионов лет. Порой кометы удаляются от Солнца на такие громадные расстояния, что начинают испытывать гравитационные возмущения от ближайших звезд. Лишь орбиты немногих комет возмущаются настолько, что становятся короткопериодическими. Самой яркой такой кометой является комета Галлея; период ее обращения близок к 76 годам. Общее число комет Солнечной системы оценивается сотнями миллиардов. В настоящее время ежегодно открывают 5—7 новых комет, и довольно часто — один раз в 2—3 года вблизи Земли и Солнца проходит яркая комета с большим хвостом.

В 1996 г. 31 января открыта комета, которая 25 марта прошла на расстоянии 15 млн км от Земли со скоростью 58 км/с. А в начале мая космическая путешественница — комета Хиякутаке — скрылась в лучах Солнца и, обогнув его, начала свой обратный путь за пределы Солнечной системы.

Метеориты. Каменные или железные тела, падающие на Землю из межпланетного пространства. Падение метеоритов на Землю сопровождается звуковым, световым и механическим явлениями. По небу проносится яркий огненный шар — болид с хвостом и разлетающимися искрами. После того, как болид исчезает, через несколько секунд раздаются похожие на взрывы удары, называемые ударными волнами, которые иногда вызывают значительное сотрясение грунта и зданий.

Метеориты выпадают в тех случаях, когда их скорость в пределах земной атмосферы не превышает 22 км/ч и если это тело обладает достаточной механической прочностью. В месте падения метеоритов образуются углубления, размеры и формы которых зависят от массы метеоритов и скорости их падения.

Самый крупный метеорит — Гоба — был найден в Юго-Западной Африке в 1920 г. Это — железный метеорит с массой 60 т. К крупнейшим относится также железный Сихотэ-Алинский метеорит, упавший в СССР в 1947 г. Еще в атмосфере он раскололся на тысячи частей и выпал на Землю «железным дождем». Было обнаружено 200 кратеров и воронок диаметром от 20 см до 26 м. Масса Сихотэ-Алинского метеорита оценивается в 70 т, собрано более 23 т.

Метеориты состоят из тех же химических элементов, которые имеются на Земле. Это, в основном, железо, никель, магний, кремний, сера, алюминий, кальций и кислород. Остальные элементы встречаются в очень малых количествах. Соединяясь между собой, эти элементы образуют в метеоритах различные минералы, аналоги которых имеются и на Земле; также встречаются метеориты с неизвестными на Земле минералами. Железные метеориты (сидериты) почти целиком состоят из никелистого железа (5—30 % Ni) и небольшого количества других элементов: Co — 0,7 %; P — 0,2 %. В каменных метеоритах (эвкритах) присутствуют силикаты — минералы, представляющие собой соединения кремния с кислородом и примесью других элементов (магния, алюминия, кальция и др.). Железо-каменные метеориты (хондриты) состоят почти из равных количеств силикатов и никелистого железа.

Солнечная система относится к устойчивой, по крайней мере, в течение нескольких сотен миллионов лет. Это означает, что форма, размеры и взаимодействия планет, взаимная ориентировка орбит тел, ее составляющих, не могут значительно измениться с течением времени, они претерпевают лишь периодические колебания относительно средних значений. Конечно, главная причина устойчивости Солнечной системы состоит в том, что 99,87 % всей ее массы сосредоточено в Солнце.

1.1.3. Гипотезы происхождения Солнечной системы и Земли

Вопросы происхождения Земли и других планет Солнечной системы на протяжении всей истории развития геологической мысли оставались в центре внимания ученых. Было высказано много гипотез. Рассмотрим некоторые из них.

Немецкий ученый И. Кант в 1755 г. высказал идею происхождения Вселенной из первичной материи, состоящей из мельчайших частиц. Звезды, Солнце и другие космические тела, по его мнению, образовались под воздействием сил притяжения и отталкивания в условиях хаотического движения частиц. Французский математик П. Лаплас (1796 г.) связывал образование Солнечной системы с вращательным движением разреженной и раскаленной газообразной туманности, приведшим к возникновению сгустков материи — зародышей планет. По гипотезе Канта — Лапласа, первоначально раскаленная Земля постепенно охлаждалась, сжималась, что привело к формированию и деформации земной коры. Гипотеза для своего времени была достаточно прогрессивной, однако в связи с развитием астрономических исследований позже оказалась неудовлетворительной.

По гипотезе О.Ю. Шмидта (1943 г.), планетная система образовалась из роя холодной пылевой и метеорной материи при прохождении через него Солнца. Первоначально холодные Земля и другие планеты постепенно разогревались под воздействием энергии радиоактивного распада, гравитационных и других процессов, а затем остывали. Гипотеза О.Ю. Шмидта объяснила многие особенности строения Солнечной системы, но в ней недостаточно убедительно были рассмотрены спорные вопросы образования и эволюции Солнца и звезд.

Советский астроном В.Г. Фесенков в 50-е гг. XX в. предложил решение проблемы с точки зрения образования Солнца и планет из общей среды, возникшей в результате уплотнения газово-пылеватой материи. При этом предполагалось, что Солнце сформировалось из центральной части сгущения, а планеты — из внешних частей.

По современным представлениям, тела Солнечной системы формировались из первично холодной космической твердой и газообразной материи путем уплотнения и сгущения до образования Солнца и протопланет. Астероиды и метеориты считаются исходным материалом планет земной группы, а кометы и метеориты — планет-гигантов. Современное оболочечное строение Земли связывается с процессами гравитационной дифферен-

циации первоначально гомогенного (однородного) вещества. Основные параметры Земли приведены в табл. 1.2. Дадим их краткую характеристику.

Вращение Земли. Характер движения Земли в Солнечной системе влияет на количество солнечного тепла, получаемого различными участками планеты, а следовательно, отражается на течение геологических процессов.

Таблица 1.2

Общие сведения о Земле

Параметры	Значения параметров
Расстояние от Земли до Солнца:	
в афелии (наибольшее расстояние) в 1984 г. 3 июля 6 ч 31,8 мин всемирного времени	152,1 млн км
в перигелии (наименьшее расстояние) в 1984 г. 3 января 22 ч 11,5 мин всемирного времени	147,1 млн км
Среднее расстояние от Земли:	
до Солнца	149,6 млн км
до Луны	384 400 км
Период обращения Земли:	
вокруг оси относительно точки весеннего равноденствия (звездные сутки) по среднему солнечному времени	23 ч 55 мин 4,091 с
вокруг оси относительно Солнца (средние солнечные сутки) по среднему звездному времени	24 ч 3 мин. 56,555 с звездного времени
вокруг Солнца относительно точки весеннего равноденствия (в основу календаря положен тропический год)	365,242 средних солнечных суток
Средняя скорость движения точки:	
экватора вследствие суточного вращения Земли	465 м/с
на широте φ вследствие суточного вращения Земли	465 cos φ м/с
Длина земной орбиты	939,1 млн км

Окончание табл. 1.2

Параметры	Значения параметров
Средняя скорость движения Земли по орбите	29,765 км/с
Средний наклон эклиптики (плоскость орбиты) к экватору для 1984 г.	23°26′29″
Экваториальный радиус Земли	6378 км
Полярный радиус Земли	6356 км
Масса Земли	$5975 \cdot 10^{21}$ кг
Средняя плотность Земли	5518 кг/м^3
Ускорение силы тяжести (на уровне моря):	
на экваторе	9,78049 м/с^2
на полюсе	9,83235 м/с^2
стандартное	9,80665 м/с^2
Объем Земли	$1{,}083 \cdot 10^{12}$ км^3
Площадь поверхности:	
Земли	$510{,}2 \cdot 10^8$ км^2
суши	$149{,}1 \cdot 10^5$ км^2
воды (Мировой океан)	$361{,}1 \cdot 10^8$ км^2
Возраст Земли	4,5 млрд лет
Положение магнитных полюсов Земли на 1985 г.:	
Северный магнитный полюс	77°36′ с.ш. 102°48′ з.д.
Южный магнитный полюс	65°06′ с.ш. 139°00′ з.д.
Положение геомагнитных полюсов Земли на 1985 г.:	
Северный геомагнитный полюс	78°48′ с.ш. 70°54′ з.д.
Южный геомагнитный полюс	78°48′ с.ш. 109°06′ з.д.

Эллиптическая орбита Земли близка к круговой. В наиболее удаленной точке орбиты — афелии — Земля на 5 млн км дальше от Солнца, чем в перигелии (ближайшей точке). Это небольшое

сжатие орбиты определяет сезонные колебания температуры с периодом в 200 тыс. лет. Эксцентриситет (величина сжатия) орбиты меняется. Ось вращения наклонена к плоскости эклиптики под углом 66° 33′ 22″, и этот наклон периодически, в 19 лет, меняется. Такое раскачивание называется нутацией. Этот наклон и годовое обращение Земли вокруг Солнца обусловливают исключительно важную для климата Земли смену времен года, а собственное ее вращение — смену дня и ночи. Вращение Земли из-за приливных воздействий неуклонно (хотя и очень медленно — на 0,0015 с за столетие) замедляется. Имеются и небольшие нерегулярные вариации продолжительности суток.

Вращение Земли вокруг собственной оси происходит со средней угловой скоростью $7{,}292115 \cdot 10^{-5}$ рад/с, что примерно соответствует периоду в 23 ч 56 мин 4,1 с. Линейная скорость поверхности Земли на экваторе —около 465 м/с. Скорость вращения Земли меняется в течение года и периодически в многолетнем цикле.

1.1.4. Форма и размеры Земли

Под фигурой, или формой Земли, понимают форму ее твердого тела, образованную поверхностью материков и дном морей и океанов. Форма планеты определяется ее вращением, соотношением сил притяжения и центробежной, плотностью вещества и его распределением в теле Земли.

Геодезические измерения показали, что упрощенная форма Земли приближается к эллипсоиду вращения (сфероиду). Полярный радиус $R_п$ — 6356,8 км, экваториальный $R_э$ — 6378,2 км. Детальные измерения показали, что Земля имеет более сложную форму. Эта фигура, свойственная только Земле, получила название **геоида** (И. Люстих). В любой точке геоида вектор силы тяжести перпендикулярен к его поверхности, которая может быть получена мысленным продолжением поверхности Мирового океана (уровенной поверхности) под континенты. Именно уровенная поверхность геоида принимается за базовую при отсчете высот в топографии, геодезии, маркшейдерии.

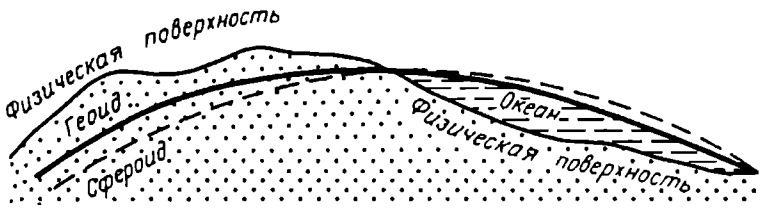


Рис. 1.2. Поверхности рельефа (физическая поверхность), сфероида и геоида

Геоид и сфероид не совпадают, и расхождение между положением их поверхностей ±160 м (рис. 1.2); на территории России ±100 м. Определения отклонений геоида от сфероида производятся гравиметрически и с помощью методов космических измерений. По наиболее точным данным установлено, что Земля имеет грушеобразную форму кардиоидального (т.е. сердцевидного) трехосного эллипсоида, или кардиоида (Г.Н. Каттерфельд). Южный полюс расположен на 242 м ближе к экватору, чем северный.

Положение географических полюсов меняется с периодом 434 сут. с амплитудой 0,36″. Кроме того, имеются и небольшие сезонные их перемещения.

Земная поверхность. Реальная поверхность твердого тела Земли имеет еще более сложные очертания, чем геоид, поскольку на ее формирование большое воздействие оказывают геологические процессы. Большая часть (70,8 %) поверхности нашей планеты покрыта водой, остальная часть (29,2 %) приходится на сушу.

Мировой океан разделен материками на четыре соединенных между собой океана: Тихий, Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый. Суша образована шестью материками: Евроазиатским, Североамериканским, Южноамериканским, Африканским, Австралийским, Антарктическим, а также океаническими островами. Материки неравномерно распределены по поверхности Земли. Если разделить Земной шар по Тихоокеанскому побережью материков, то он окажется состоящим из двух полушарий: материкового, в котором сосредоточены все материки с Атлантическим и Индийским океанами, и океанического, который занят Тихим океаном.

Общие закономерности строения земной поверхности отражает схематическая гипсографическая кривая (рис. 1.3). Высшая отметка суши (г. Эверест в Гималаях) составляет 8848 м, наиболее низкая — 11 022 м (Марианская впадина в Тихом океане). Разница высотных отметок — около 20 км.

Средняя высота материков — 875 м. Высокогорные участки, образующие линейно-вытянутые горные хребты и пояса, приурочены обычно к краевым частям континентов. Выделяют два меридиональных (Восточно- и Западно-Тихоокеанский) горных пояса и один широтный (Средиземноморский). Ровные участки суши с отметками в среднем 200 м называются равнинами. Они занимают около 20 % площади суши и располагаются как в краевых, так и в центральных частях материков. Возвышенные (до 1000 м) холмистые участки суши, называемые плоскогорьями, занимают 53 % суши.

Средняя глубина океана 3800 м. В его строении выделяют: **шельф** (от англ. «шельф» — отмель) — до глубины 200 м (5,5 % поверхности Земли); **континентальный склон** — до глубины

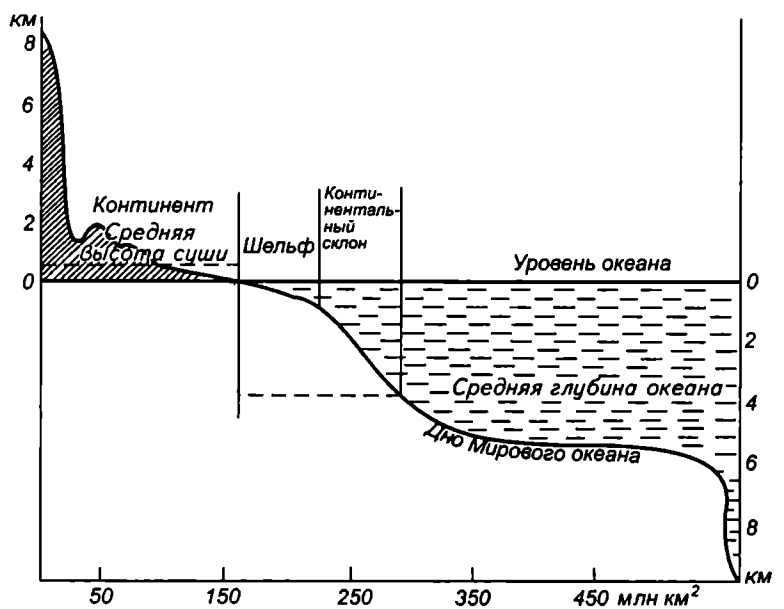


Рис. 1.3. Гипсографическая кривая

3000 м (34,7 % поверхности); **ложе** Мирового океана — до 6000 м; **глубоководные впадины**, или желоба, глубиной до 11 км и более; срединные **океанические хребты** (рис. 1.4). В отличие от материков океан характеризуется симметричным рельефом.

Выделяют два перехода от континентов к океанам: атлантический (рис. 1.5, *а*) и тихоокеанский (см. рис. 1.5, *б*). Атлантический тип, характерный для побережья Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, отличается постепенным

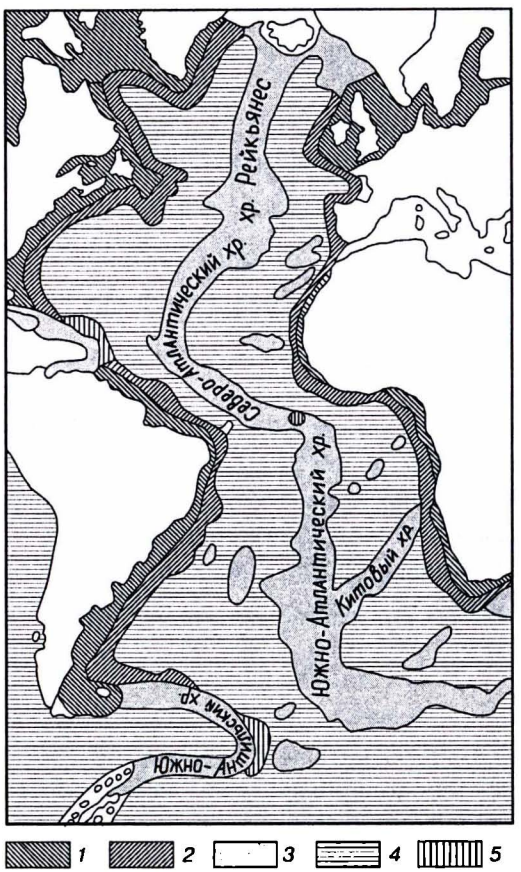


Рис. 1.4. Схематическая карта рельефа дна Атлантического океана:
1 — шельф; *2* — материковый склон; *3* — подводные хребты, пороги, плато; *4* — равнины океанических котловин; *5* — глубоководные желоба

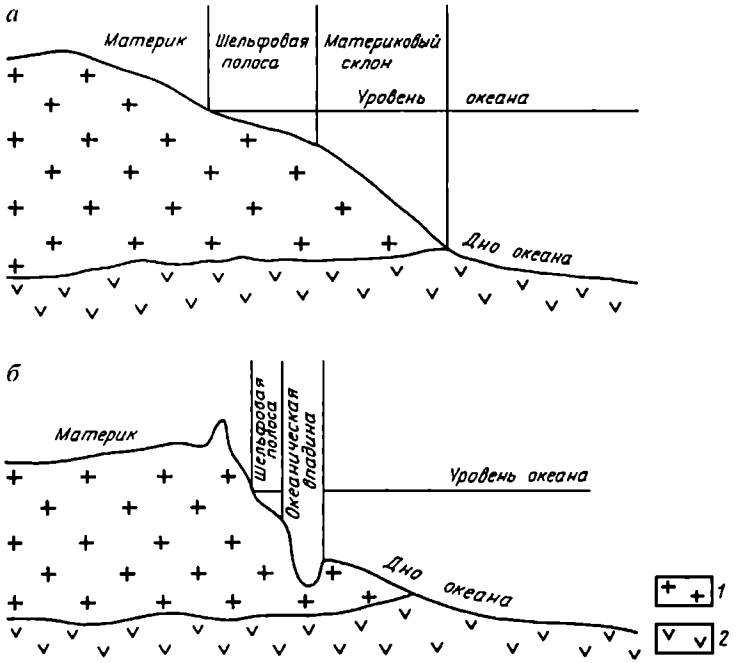


Рис. 1.5. Типы сочленения материков с океанами:
а — атлантический; *б* — тихоокеанский; *1* — гранитная оболочка; *2* — то же, базальтовая

погружением равнинной суши под уровень океана с образованием широкой шельфовой полосы. Тихоокеанский тип — резким переходом краевых высокогорных сооружений через узкую полосу шельфа к глубоководным океаническим впадинам.

1.2. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Земля — самая развитая планета Солнечной системы. Она характеризуется оболочечным строением с центральной симметрией. Все геосферы (оболочки Земли) различаются по своему составу, физическим свойствам и состоянию вещества. Геосферы можно разделить на внешние и внутренние. Первые доступны для непосредственного изучения человеком, вторые — нет. Они исследуются, главным образом, косвенными методами.

1.2.1. Внешние геосферы

Внешние оболочки Земли — атмо-, гидро- и биосфера — хотя и не учитываются при определении ее размеров и формы (за исключением гидросферы), но являются характерной составной частью нашей планеты, отличающей ее от других аналогичных тел Солнечной системы. Они играют огромную роль в становлении и развитии земной коры. Эти оболочки проникают одна в другую и находятся в постоянном взаимодействии между собой, литосферой и мантией Земли.

Атмосфера Земли (от греч. «атмос» — пар и «сфера» — шар) — воздушная среда вокруг Земли, вращающаяся вместе с ней. Масса атмосферы составляет около $5{,}15 \cdot 10^{15}$ т. Состав ее у поверхности Земли следующий: 78,1 % азота, 21 % кислорода, 0,9 % аргона, в незначительных долях процента присутствуют углекислый газ, водород, гелий, неон и другие газы. В пределах нижних 20 км атмосферы содержится водяной пар (у земной поверхности содержание его колеблется от 3 % в тропиках до $2 \cdot 10^{-5}$ % в Антарктиде), количество которого с высотой быстро убывает. В зависимости от распределения температуры (рис. 1.6) атмосферу Земли подразделяют на тропо-, страто- и ионосферу. Нижний слой атмосферы — тропосфера — простирается до 8—12 км над средними широтами и до 17 км над экватором. Воздух нагрет неравномерно. С высотой температура в тропосфере падает на 6 °С через каждый километр и у верхней границы достигает –85 °С. Переходный слой между тропосферой и лежащей выше стратосферой называется тропопаузой.

Слой от 14 до 50—55 км называют стратосферой. Воздух в стратосфере сильно разрежен и нагрет непосредственно солнечными лучами (температура от –10 до +10 °С). В пределах стратосферы располагается озоновый слой мощностью 25—30 км, который поглощает большую часть ультрафиолетовой радиации Солнца, губительной для живых организмов. Между стратосферой и лежащей выше ионосферой находится переходный слой — стратопауза.

Ионосфера включает с себя три оболочки: мезо-, термо- и экзосферу. В мезосфере температура постепенно снижается (5—9 °С/км) и на высоте 85—95 км достигает 100—130 °С. В этой

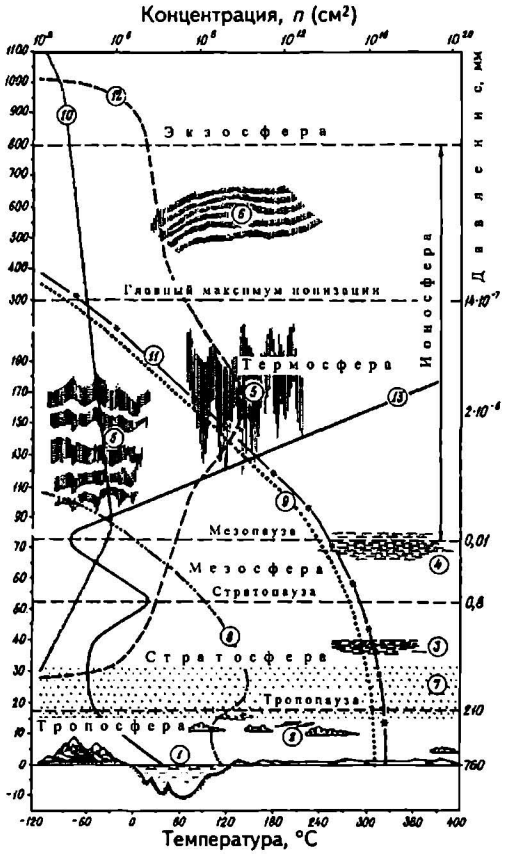


Рис. 1.6. Схема вертикального строения атмосферы и концентрация газов по высоте:

1 — океан; *2* — облака конвекции и перистые; *3* — облака перламутровые; *4* — облака серебристые (сумеречные); *5* — полярные сияния в нижней ионосфере; 6 — полярные сияния в верхней ионосфере; *7* — слой наибольшей концентрации озона (O_3); *8* — концентрация озона (O_3); *9* — концентрация кислорода (O_2); *10* — концентрация водорода (H); *11* — концентрация азота (N_2); *12* — концентрация атомарного кислорода (O); *13* – температура

части атмосферы образуются серебристые облака. Перенос тепла как в мезо-, так и в тропосфере происходит путем конвекции. Над мезосферой лежит область возрастания температуры — термосфера. В ней температура быстро увеличивается, достигая на высотах 200—400 км значений 1000—2000 °С. Экзосфера ха-

рактеризуется высокой температурой (около 2000 °С) и крайне разреженным воздухом. Вся зона ионосферы состоит из ионизированного под действием ультрафиолетового излучения воздуха, обладающего способностью проводить ток. Верхняя граница атмосферы находится на высоте 1300 км. Выше ее состав приближается к составу межпланетного пространства.

Главными компонентами атмосферы являются азот, кислород, аргон и углекислота, которые составляют 99,99 % сухого воздуха. К второстепенным составным частям атмосферы относятся озон, водород, инертные газы (He, Ne, Kr, Xe). Особое место в составе земной атмосферы занимают мелкие коллоидные частицы — пыль различного происхождения: естественная, в том числе космическая, и антропогенная (индустриальный дым, продукты атомных взрывов и др.). Переменными компонентами воздуха являются озон радиационного происхождения, а также SO_2, NO_2, O_2, NH_3 промышленного происхождения.

Важная составная часть атмосферы с точки зрения воздействия на геологические процессы и объекты — **атмосферная влага**. Испарение воды с поверхности водоемов в атмосферу представляет собой процесс естественной дистилляции. Поэтому химический состав атмосферных осадков в отличие от природных вод характеризуется резкими колебаниями содержаний иона хлора и сульфат иона.

Воздушные массы атмосферы находятся в постоянном движении под воздействием неравномерного нагревания поверхности Земли в различных широтах, неравномерного нагревания материков и океанов и сил Кориолиса. В результате возникают периодически дующие ветры (бризы, муссоны, пассаты), циклоны и антициклоны, а также постоянные потоки воздуха. Воздушные потоки переносят влагу и твердые частицы — пыль, которые существенно влияют на температуру различных областей поверхности Земли.

Все многообразие процессов в тропосфере определяют погоду и климат. **Погода** — это физическое состояние атмосферы, характеризуемое ветром, температурой, давлением и влажностью. Многолетний режим погоды, свойственный определенным физико-географическим условиям, называется **климатом**. В зависимости от влажности и температурных условий различают следующие типы климата:

♦ гумидный — влажный, с умеренной и высокой температурой, свойственный тропическим зонам;

♦ аридный — сухой жаркий климат пустынь и сухих степей;

♦ нивальный — влажный и холодный климат полярных и высокогорных областей.

Кроме того, выделяют умеренно-влажный и тропический типы климата.

Гидросфера — совокупность всех водных объектов земного шара: океанов, морей, рек, озер, водохранилищ, болот, подземных вод, ледников и снежного покрова. В ее составе выделяют три типа природных вод с различными свойствами: океаносферу, воды суши и ледники. Промежуточное положение занимают подземные воды, сосредоточенные в земной коре, но тесно связанные с водами гидросферы. Общая масса гидросферы составляет $1644 \cdot 10^{15}$ т, что не превышает 0,025 % общей массы Земли. Количество океанических вод оценивается в 1370 млн км^3 (86,5 %), воды суши составляют 0,5 млн км^3, объем материковых льдов около 22 млн км^3, а подземных вод — 196 млн км^3.

Все воды могут быть рассмотрены как природные растворы из-за своей минерализованности. В отличие от атмосферы в гидросфере четко проявлена горизонтальная неоднородность (зональность): воды суши, в основном, пресные, а воды океанов и морей — соленые. Воды океана содержат в среднем 35 г солей в 1 л (3,5 %). Соленость Мирового океана колеблется в довольно узких пределах — от 3,3 до 3,6 %. В составе морской воды ведущая роль (95,8 %) принадлежит катионам Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, K^+, Sr^{2+} и анионам Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Br^-, F^-.

Материковые и морские воды отличаются химическим составом солевой части (табл. 1.3):

♦ в морской воде $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}; Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$;

♦ в материковой воде $Mg^{2+} < Na^+ < Ca^{2+}; Cl^- < SO_4^{2-} < HCO_3^-$.

Все воды гидросферы тесно связаны друг с другом благодаря непрерывному круговороту, в процессе которого осуществляется тесная связь природных вод с атмосферой, земной корой и живым веществом планеты. Эта связь проявляется во взаимодействиях и химических реакциях, в которых участвует вода совместно с растворенными в ней веществами. Поэтому гидро-

сфера, как и атмосфера, — действующая сила и среда протекания экзогенных геологических процессов.

Биосфера (от греч. «биос» — жизнь и «сфера» — шар) — сфера обитания и жизнедеятельности живых организмов, охватывающая нижнюю часть атмосферы — тропо-, гидро- (океаны, моря, реки, озера) и литосферу (верхнюю часть поверхности земной коры). Термин «биосфера» введен в 1875 г. Э. Зюссом.

Верхний предел жизни биосферы ограничен озоновым экраном на высоте 20—25 км, выше которого ультрафиолетовая часть солнечного спектра исключает существование жизни. Нижняя граница биосферы опускается до 3 км ниже поверхности суши и на 1—2 км ниже дна океана (рис. 1.7).

Человечество и его производство также являются частью биосферы. Влияние человека (антропогенный фактор), особенно в последнее время, самое масштабное по сравнению со всеми известными природными факторами. В биосфере живые организмы (живое вещество) и среда их обитания органически связаны и взаимодействуют, образуя целостную динамическую систему.

Биосфера включает в себя живое вещество (живые организмы и продукты их жизнедеятельности), биогенное вещество (результат геологической переработки живого вещества — газ атмосферы; каменный уголь, нефть, известняки), костное вещество (неорганичекие вещества, участвующие в круговороте веществ), биокостное вещество (результат жизнедеятельности организмов и небиологических процессов — почвы).

Таблица 1.3

Солевой состав океанических и речных вод, %

Химические вещества	Воды океанов	Речные воды
Хлориды — $NaCl$, $MgCl_2$	88,7	5,2
Сульфаты — $MgSO_4$, $CaSO_4$, K_2SO_4	10,8	9,9
Карбонаты — $CaCO_3$	0,3	60,1
Прочие вещества	0,2	24,8

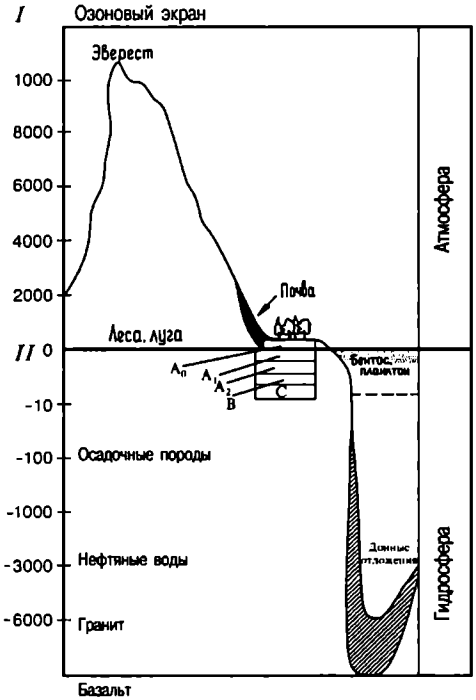


Рис. 1.7. Строение биосферы:
I — пределы жизни в биосфере; *II* — схематический разрез почвы; A_0 — лесная подстилка; A_1 — гумусовый горизонт; A_2 — светлый, белесый горизонт, напоминающий золу, из которого вымываются гумус и минеральные вещества; B — плотный, слабоводопроницаемый горизонт красно-бурого цвета со скоплениями железа и алюминия, вымываемыми из верхних слоев; C — подстилающая порода

Биомасса Земли составляет 0,1 % массы земной коры и оценивается приблизительно в $2{,}4 \cdot 10^{15}$ т, биомасса суши — 99,87 %, Мирового океана — 0,13 %. Это связано с меньшей эффективностью фотосинтеза (использование энергии Солнца на площади океана равно 0,04 %, на суше — 0,1 %). Зеленые растения биомассы суши составляют 99 %, животные и микроорганизмы — 1 %. Биомасса на суше распределена неравномерно и увеличивается от полюсов к экватору, в этом же направлении возрастает видовое разнообразие.

Живые организмы по способу питания делятся на автотрофы (сами вырабатывают органические вещества) и гетеротрофы (питаются готовыми органическими веществами). Живому веществу свойственны определенные функции: газовая (дыхание, фотосинтез, фиксация азота); окислительно-восстановительная; концентрационная. Наиболее значимый процесс — фотосинтез [$H_2O \rightarrow H^+ + OH^-$; $4OH \rightarrow O_2 + 2H_2O$; $6CO_2 + 6H_2O \rightarrow C_2H_{12}O_6 + 6O_2$]. Он вовлекает в кругооборот огромные массы вещества и является важнейшим результатом геохимических процессов. Чтобы представить себе масштабы геохимической деятельности организмов, приведем некоторые цифры. Так, ежегодная продукция живого вещества составляет 232,5 млрд т сухого органического вещества, в фотосинтез вовлекается 46 млрд т углерода ($170 \cdot 10^{59}$ т CO_2 реагирует с $68 \cdot 10^{59}$ т H_2O), а в процессы жизнедеятельности — $6 \cdot 10^{59}$ т азота, $2 \cdot 10^{59}$ т фосфора, кальция, калия, магния, серы, железа и др. Образуется 266 млрд т кислорода, главным образом, за счет биомассы Мирового океана. Следовательно, биосфера — одна из важнейших оболочек, существенно влияющая на окружающую среду.

1.2.2. Внутренние геосферы

Непосредственному исследованию доступны лишь самые верхние горизонты земной коры, выходящие на поверхность или вскрытые горными выработками и скважинами, максимальная глубина которых не более 12 км. Строение более глубоких недр изучается геофизическими методами (сейсмическими, гравиметрическими и др.).

Основную роль в исследовании внутреннего строения Земли играют сейсмические методы, основанные на исследовании распространения в ее толще упругих волн, возникающих при сейсмических событиях — естественных землетрясениях и в результате взрывов. Выделяют три типа волн:

♦ продольные V_p — реакция среды на изменение объема (распространяются в твердых, жидких и газообразных телах). Это — колебание частиц в направлении распространения волн. В горных породах $V_p \sim 5$—6 км/с. На границе слоев с различной

плотностью продольные волны испытывают преломление или частичное отражение;

♦ поперечные V_s — реакция среды на изменение формы (распространяются в твердых средах). Колебание частиц происходит в направлении, перпендикулярном направлению движения волн, $V_s \sim 3$—4 км/с;

♦ поверхностные — возникают на границе двух сред, различающихся своим агрегатным состоянием. Они быстро затухают и имеют небольшую скорость, но в эпицентре могут привести к значительным повреждениям.

Скорость распространения сейсмических волн зависит от состава, строения и физического состояния горных пород.

1.2.3. Модель внутреннего строения Земли

На основании геофизических исследований Землю условно разделяют на три области: кору, мантию и ядро (в центре). Эта широко известная модель строения Земли разработана сейсмологами Х. Джефрисом и Б. Гутенбергом еще в первой половине XX в. (рис. 1.8). Решающим фактором оказалось обнаружение резкого снижения скорости прохождения сейсмических волн внутри земного шара на глубине 2900 км при радиусе планеты 6371 км. Скорость прохождения продольных сейсмических волн непосредственно над указанным рубежом равна 13,6 км/с, а под ним — 8,1 км/с. Это и есть граница мантии и ядра.

Верхней границей мантии служит сейсмический раздел Мохоровичича (граница Мохо, М), выделенный югославским сейсмологом А. Мохоровичичем (1857—1936 гг.) еще в 1909 г. Он отделяет земную кору от мантии. На этом рубеже скорости распространения продольных волн, прошедших через земную кору, скачкообразно увеличиваются с 6,7—7,6 до 7,9—8,2 км/с, однако происходит это на разных глубинных уровнях. Под континентами глубина раздела М (т.е. подошвы земной коры) составляет первые десятки километров, причем под некоторыми горными сооружениями (Памир, Анды) она может достигать 60 км, тогда как под океаническими впадинами, включая и толщу воды, глубина равна 10—12 км. Вообще земная кора в этой схеме

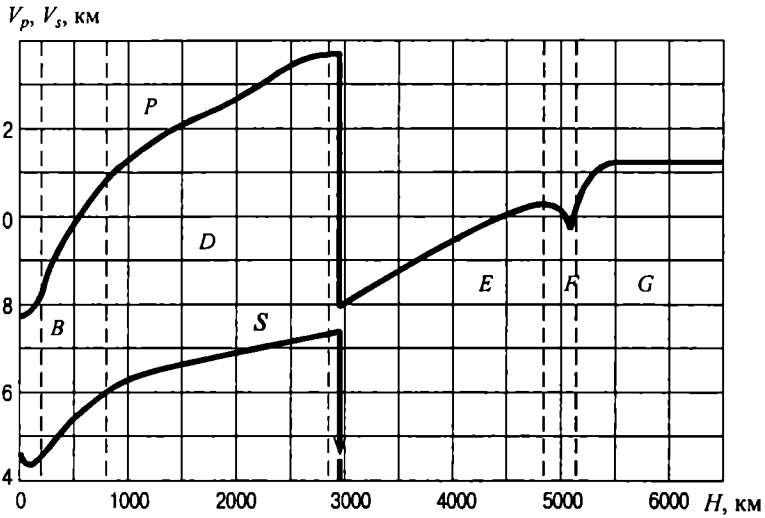


Рис. 1.8. Сейсмическая модель строения Земли Джефриса — Гутенберга: *P* — продольные сейсмические волны; *S* — поперечные сейсмические волны; *B*, *C*, *D*, *E*, *F*, *G* — зоны мантии и ядра; пунктирные линии — уровни измерения производной сейсмических скоростей

вырисовывается как тонкая скорлупа, в то время как мантия распространяется в глубину на 45 % земного радиуса.

В середине XX в. в науку вошли представления о более дробном глубинном строении Земли. На основании новых сейсмологических данных ядро было разделено на внутреннее и внешнее, а мантия — на нижнюю и верхнюю. Эта модель (рис. 1.9), получившая широкое распространение, используется и в настоящее время. Начало ей положил австралийский сейсмолог К.Е. Буллен, предложивший в начале 40-х гг. XX в. схему разделения Земли на зоны (табл. 1.4), обозначенные буквами: *A* — земная кора; *B* — зона в интервале глубин 33—413 км; *C* — зона 413—984 км; *D* — зона 984—2898 км; *E* — 2898—4982 км; *F* — 4982—5121 км; *G* — 5121—6371 км (центр Земли). Эти зоны отличаются сейсмическими характеристиками. Позднее зону *D* он разделил на зоны *D′* (984—2700 км) и *D″* (2700—2900 км). Главная характеристика зоны *D″* — уменьшение градиентов сейсмических скоростей по сравнению с вышележащей областью мантии.

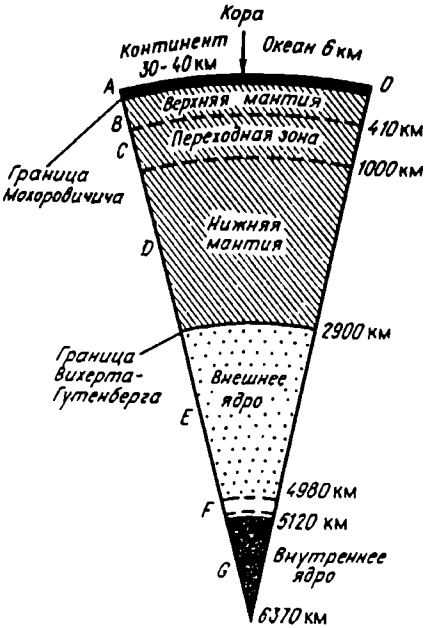


Рис. 1.9. Внутреннее строение Земли. Модель Гутенберга — Буллена

Слой *D″*, непосредственно соприкасающийся с внешним ядром, испытывает его влияние, поскольку температуру в ядре значительно превышает температуру мантии. Местами данный слой порождает огромные, направленные к поверхности Земли сквозь мантийные тепломассопотоки, называемые плюмами. Они могут проявляться на планете в виде крупных вулканических областей, например, на Гавайских островах, в Исландии и других регионах. Верхняя граница слоя *D″* неопределенна. Ее положение относительно поверхности ядра может варьировать от 200 до 500 км и более. Таким образом, данный слой отражает неравномерное и разноинтенсивное поступление энергии ядра в область мантии.

Границей нижней и верхней мантии в этой схеме служит сейсмический раздел, лежащий на глубине 670 км. Он имеет глобальное распространение и выделяются по скачку сейсмических скоростей в сторону их увеличения, а также росту плотности вещества нижней мантии. Этот раздел является также и границей изменения минерального состава пород в мантии. Таким образом, нижняя мантия, заключенная между глубинами 670 и 2900 км, простирается по радиусу Земли на 2230 км. Верхняя мантия имеет хорошо фиксирующийся внутренний сейсмический раздел, проходящий на глубине 410 км. При переходе этой границы сверху вниз скорости распространения сейсмических волн резко возрастают. Здесь, как и на нижней границе верхней мантии, происходят существенные минеральные преобразования.

Таблица 1.4

Зоны внутри Земли и свойства геосфер, по К. Буллену

Геосфера	Пределы глубин, км	Плотность, г/см^3	Доля от объема, %	Масса, 10^{25} т	Доля от массы Земли, %	Скорость распространения волн, км/с	
						продольных	поперечных
Земная кора *A*	0—33	2,7 —3,3	1,55	5	0,8	5,57—7,6	3,36—3,7
Граница Мохоровичича							
Мантия:							
B	33—410	3,32—3,64	16,67	62	10,4	7,8—9,0	4,4—5,0
C	410—1000	3,65—4,68	21,31	98	16,4	9,0—11,4	5,0—6,4
D'	1000—2700	4,68—5,69	44,28	245	41,0	11,4—13,6	6,4—7,3
D''	2700—2900	9,4—9,7				13,6	7,3
Граница Вихерта — Гутенберга							
Ядро:							
внешнее *E*	2900—4980	9,4—11,5	15,16			8,1—10,4	—
переходная зона *F*	4980—5120	11,5—12,0	0,28	188	31,4	10,4—9,5	—
внутреннее *G*	5120—6370	12,0—12,3	0,76			11,2—11,3	—

Верхнюю часть мантии и земную кору выделяют как литосферу, являющуюся верхней твердой оболочкой Земли, в противоположность гидро- и атмосфере. В коре и (частично) в мантии располагаются обширные литосферные плиты. Их вековые перемещения не только определяют дрейф континентов, заметно влияющий на облик Земли, но и имеют отношение к расположению сейсмических зон на планете.

Благодаря теории тектоники литосферных плит термин «литосфера» получил широчайшее распространение. Теория предполагает движение плит по астеносфере — размягченному, частично, возможно, жидкому глубинному слою пониженной вязкости. Однако данные сейсмологических исследований не показывают выдержанной в пространстве астеносферы. Для многих областей выявлены несколько астеносферных слоев, расположенных по вертикали, а также прерывистость их по горизонтали. Их чередование определенно фиксируется в пределах континентов, где глубина залегания астеносферных слоев (линз) варьирует от 100 км до многих сотен километров. Под океаническими абиссальными впадинами астеносферный слой лежит на глубинах 70—80 км и менее. Соответственно нижняя граница литосферы фактически является неопределенной.

1.2.4. Характеристика внутренних геосфер

Ядро Земли — центральная, наиболее глубокая геосфера Земли. Средний радиус около 3,5 тыс. км. Делится на внешнее и внутреннее ядро (субъядро). Субъядро имеет радиус 1225 км. Температура в центре ядра Земли, по-видимому, достигает 5000 °С, плотность около 12,5 т/м^3, давление до 361 ГПа. Предполагают, что субъядро — твердое, а внешнее ядро — жидкое, его плотность 10 г/см^3. Граница между мантией и внешним ядром (граница Вихерта — Гутенберга) располагается на глубине 2900 км. Здесь скорость распространения продольных волн уменьшается с 13,6 км/с (в мантии) до 8,1 км/с (в ядре), а скорость поперечных волн — с 7,3 км/с до нуля. Последнее означает, что внешнее ядро жидкое. По современным представлениям, внешнее ядро состоит из серы (12 %) и железа (88 %). На глуби-

нах свыше 5120 км с помощью сейсмических методов обнаружено наличие твердого внутреннего ядра, на долю которого приходится 1,7 % массы Земли и предположительно состоящего из железо-никелевого сплава (80 % Fe, 20 % Ni).

Мантия Земли расположена между земной корой и ядром Земли на глубине примерно 35—2900 км. Верхняя ее граница проходит на глубине от 5—10 до 70 км по границе Мохоровичича, а нижняя — на глубине 2900 км по границе Вихерта — Гутенберга. Мантия составляет 83 % объема Земли (без атмосферы) и 67 % ее массы.

К верхней части мантии, к слою *B*, относятся выходы на поверхность интрузивных магматических ультраосновных горных пород, главным образом перидотитов и пород, заполняющих алмазоносные трубки, где, наряду с перидотитами, содержащими гранаты, встречаются включения высокометаморфизованных пород, называемых эклогитами, близкими по составу основной глубинной магматической породе — габбро, но отличающимися от нее значительной плотностью (3,35—4,2 г/см^3). Последнее свидетельствует, что они могли формироваться только при больших давлениях.

По данным петрологов (А.А. Маракушева и др.), алмазоносные породы образуются в процессе сложной и длительной эволюции магмы, кристаллизация которой начиналась в глубинных мантийных очагах (около 150—200 км), а продолжалась и завершалась — при внедрении их в земную кору. Алмаз формируется на более ранней стадии магматической кристаллизации. Таким образом, по данным непосредственного изучения интрузивных тел, пород, заполняющих алмазоносные трубки, а также экспериментальных исследований, слой *B* верхней мантии состоит, главным образом, из ультраосновных пород типа перидотитов с гранатом. Такую мантийную породу А.Е. Рингвуд в 1962 г. назвал пиролитом (по корням названных минералов) или пироксен-оливиновой породой. Устойчивая минеральная ассоциация пиролитового состава выглядит следующим образом, %: оливин — 57, ортопироксен — 17, клинопироксен — 12, гранаты — 14.

С ростом давления и температуры происходит переход вещества в более плотные модификации. На глубинах свыше 400—500 км оливин и другие минералы претерпевают фазовый переход и приобретают структуру шпинелей, в которой большие ионы кислорода перестраиваются, образуя структуру, близкую к кубической гранецентрированной, соответствующей плотнейшей упаковке, а остальные ионы (Si^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+} и др.) располагаются между ними. В результате плотность шпинелевой модификации возрастает на 11 % по отношению к оливиновой.

При давлениях, существующих на глубинах 700—1000 км, происходит еще большее уплотнение и структура шпинелей приобретает еще более плотную модификацию — перовскитовую (Ca, TiO_3). Нижнюю мантию (слой *D*) называют перовскитовой. Итак, намечается последовательная смена минеральных фаз и плотности упаковки в них на различных глубинах — от пиролитовой (оливин-пироксеновой) фазы до глубины 400—420 км к шпинелевой до глубины 670—700 км и к перовскитовой до глубины 2900 км.

В нижней мантии происходит распад железисто-магнезиальных силикатов на оксиды, обладающие плотнейшей упаковкой: Al_2O_3 (корунд), MgO (периклаз), Fe_2O_3 (гематит), TiO_2 (рутил) и SiO_2 (стишовит).

Земная кора* — это верхняя каменная оболочка Земли, сложенная магматическими, метаморфическими и осадочными породами и имеющая мощность от 7 до 70—80 км. Она представляет собой наиболее активный слой твердой Земли — сферу деятельности магматических и тектонических процессов. Нижняя граница земной коры как бы зеркально повторяет поверхность Земли. Под материками она глубоко опускается в мантию, под океанами приближается к поверхности Земли.

---

* Строение земной коры излагается по учебнику В.В. Ершова, Г.Б. Поповой, А.А. Новикова «Основы геологии» (М.: Недра, 1994).

В литературе встречается также термин «литосфера», который иногда ошибочно понимается как синоним понятия «земная кора». **Литосфера** — это верхняя каменная оболочка Земли, включающая, в отличие от тектоносферы, земную кору и верхнюю мантию до кровли астеносферы. Она объединяет слои планеты, близкие по физическим свойствам и агрегатному состоянию вещества.

В химическом составе земной коры преобладают такие элементы, как кремний и алюминий, поэтому ее нередко называют сиалистической оболочкой. Состояние вещества твердое и кристаллическое.

Строение земной коры характеризуется большой сложностью, что проявляется в ее отчетливо выраженной вертикальной и горизонтальной неоднородности.

Вертикальная неоднородность. Сейсмическими исследованиями в строении земной коры традиционно выделяют три оболочки — осадочную, гранитную и базальтовую.

Осадочная оболочка, или **стратисфера** (от лат. «стратум» — слой) образует верхний слой земной коры и сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами: глинами и глинистыми сланцами (42 %), песчаными (20 %), вулканогенными (19 %) и карбонатными (19 %) породами. Мощность осадочного слоя изменяется от нуля (на щитах) до 20—25 км (в глубоких впадинах), составляя в среднем 3 км. В пределах нашей страны осадочный чехол занимает несколько более половины площади континентальной суши и слагает поверхности дна окраинных и внутренних морей. Средняя плотность пород осадочного чехла на этой территории — 2,45 г/см^3, предел ее изменения 2,28—2,80 г/см^3. Скорость распространения упругих колебаний V_p связана с вещественным составом пород, степенью их уплотнения и изменяется от 1,8 до 5,0 км/с и более.

Для пород осадочного чехла характерны преимущественно горизонтальное и субгоризонтальное залегание, слабая дислоцированность, низкие плотности и небольшие изменения, соответствующие диагенетическим. Более интенсивные изменения связаны с начальными стадиями регионального метаморфизма в нижней части разреза и проявлениями контактового метаморфизма.

Гранитная оболочка (гранито-гнейсовая, гранито-метаморфическая), названная так по сходству свойств образующих ее пород со свойствами гранитов, сложена гнейсами (37,6 %), гранодиоритами, диоритами (19,9 %), гранитами (18,1 %), амфиболитами (9,8 %), кристаллическими сланцами (9,0 %), а также габбро, мраморами, сиенитами и др. Горные породы, слагающие гранитный слой, весьма разнообразны по вещественному составу и степени дислоцированности. Они представлены как неизмененными, так и метаморфизованными породами. В зависимости от строения и состава плотность гранитного слоя изменяется от 2,6 до 2,8 г/см^3, в среднем составляет около 2,7 г/см^3.

Резкой сейсмической границей гранитная оболочка отделена от осадочной (скачок скоростей 0,7 км/с). Пластовая скорость V_p в гранитном слое изменяется от 5,0 до 6,5 км/с при среднем значении около 6 км/с. Мощность гранитного слоя изменяется обычно от 10 до 25 км, возможно его полное отсутствие в разрезе. Нижней границей гранитного слоя является сейсмический раздел Конрада, который в ряде случаев выражен нечетко.

Базальтовая оболочка (гранулит-базитовая) состоит из более тяжелых кристаллических пород, которые по своим свойствам близки земным базальтам — магматическим породам. Слой сложен магматическими породами различной степени метаморфизма. В отдельных местах между базальтовым слоем и мантией залегает эклогитовый слой с более высокой плотностью, чем породы базальтового слоя.

Средняя плотность пород базальтового слоя 2,9 г/см^3, а интервал изменения плотности 2,8—3,2 г/см^3. Скорость распространения сейсмических воли от 6 до 7,6 км/с. При этом особенности распространения волн связаны с характером распределения в вертикальном разрезе базальтового слоя петрографически разнородных комплексов. Средняя мощность базальтового слоя в пределах континентальной части нашей страны около 20 км. Однако в отдельных районах (под горными хребтами, например) она может достигать 30—40 км.

Известны участки (Прикаспийская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина и др.), где мощность базальтового слоя снижается до 12—13 и даже 5—7 км.

Средняя мощность коры в континентальной части России, по данным Н.А. Беляевского, 40,5 км. В отдельных участках отмечаются существенные отклонения от средней мощности. Так, минимальная мощность коры (7—12 км) характерна для океанов, а максимальная (70—80 км и более) — для высокогорных областей континентов.

В последнее время по геофизическим данным и материалам сверхглубокого бурения создаются новые модели строения земной коры. Так, в модели Н.И.Павленковой в консолидированной (расположенной ниже осадочного слоя) части земной коры выделяются не два, а три слоя (этажа): верхний, промежуточный и нижний. Два верхних этажа сложены преимущественно кислыми (включая метаморфические) породами и характеризуются расслоенностью. При этом в верхнем этаже наблюдается вертикально слоистая структура, а в промежуточном — тонкая субгоризонтальная расслоенность. В нем устанавливаются прослои (пластины) с пониженными скоростями распространения сейсмических волн, аномальные по плотности тела с повышенной электропроводностью. Это дает основание выделять промежуточный этаж как ослабленный, по которому возможны горизонтальные перемещения.

Нижний этаж сложен магматическими породами основного и ультраосновного состава, а также метаморфическими породами гранулитовой фации.

Горизонтальная неоднородность. Площадная неоднородность строения земной коры проявляется в ее неодинаковом строении в различных участках земного шара, прежде всего, в пределах континентов (материков) и океанических впадин. В соответствии с этим выделяют два основных типа земной коры — континентальный и океанический, и два переходных — субконтинентальный и субокеанический.

Кора континентального типа развита в пределах материков и характеризуется наиболее полным разрезом, в котором выделяются все три слоя — осадочный, гранитно-метаморфический и базальтовый. В пределах ее консолидированной части наблюдается расслоенность. Для континентальной коры харак-

терны значительные мощности, которые изменяются от 30—40 км на равнинах до 50—75 км в горно-складчатых сооружениях.

Кора океанического типа развита в пределах дна Мирового океана и отличается от континентальной более простым строением (она лишена гранитного слоя) и меньшей мощностью (от 5 до 12 км, в среднем 6—7 км). В верхней ее части располагается слой рыхлых морских осадков мощностью от нескольких сотен метров до 1 км. Осадочный слой залегает на базальтовом океаническом слое, верхние части которого, по данным бурения, сложены базальтовыми лавами с подчиненными прослоями карбонатных и кремнистых пород, нижние — основными и ультраосновными магматическими породами (габбро, пироксениты).

Кора субокеанического типа развита в пределах котловин окраинных и внутриконтинентальных морей и от океанической коры отличается большей мощностью осадочных пород (4—10 км), залегающих на базальтовом слое. Суммарная мощность субокеанической коры изменяется от 10—11 до 20—25 км. Аналогичное строение коры характерно и для некоторых глубоких впадин на суше (например, для центральной части Прикаспийской впадины).

Кора субконтинентального типа характерна для окраины материков и островных дуг и от континентальной коры отличается меньшей мощностью (до 25—30 км), а также нечеткостью, постепенностью границы между гранитным и базальтовым слоями.

Переход от материковой коры к океанической происходит довольно резко при глубине моря около 2 км. На этой глубине выклинивается гранитный (гранито-метаморфический) слой. Базальтовый материковый слой обрывается на континентальном склоне, замещаясь иным по строению и составу океаническим базальтовым слоем. Детали такого перехода еще недостаточно изучены. Нередко в зоне перехода от континентов к океаническим впадинам земная кора имеет сложное блоковое строение. Это относится, прежде всего, к районам, где на границе с океаном располагаются молодые горно-складчатые сооружения (Тихоокеанское побережье).

Своеобразное и весьма сложное строение земной коры отмечается в срединно-океанических хребтах. Здесь, в целом, развита океаническая кора, но нет четкой границы между земной корой и мантией, а происходит как бы постепенное смешение вещества. Участки земной коры, различающиеся типом геологического строения, называются ее структурными элементами.

С точки зрения закономерностей пространственного строения океаны и континенты — это структуры I (планетарного) порядка, существенно отличающиеся геологическим строением (рис. 1.10) и характером развития.

В пределах структурных элементов I порядка по особенностям геологического строения и развития выделяются структуры II порядка: на материках — **платформенные и геосинклинальные** (горно-складчатые) **области,** на океанической коре —

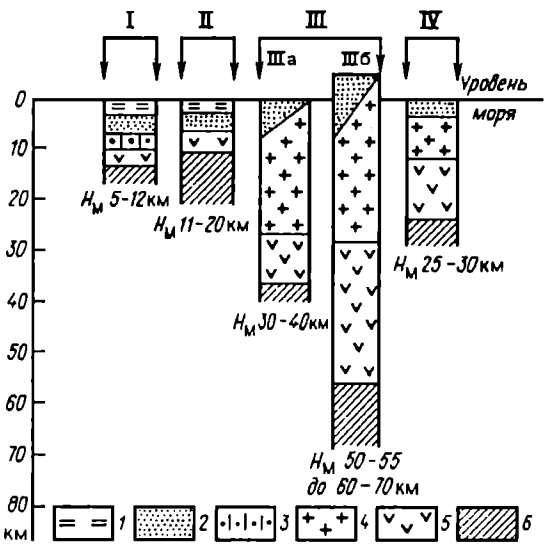


Рис. 1.10. Схематические разрезы земной коры:
I — океанический тип; II — субокеанический тип — прогибы; III — континентальный тип — равнины (*а*) и горные области (*б*); IV — субконтинентальный тип; *1* — вода; *2* — осадочные породы; *3* — второй слой океанической коры; *4* — гранитный слой; *5* — базальтовый слой; *6* — мантия ($H_м$ — глубина мантии)

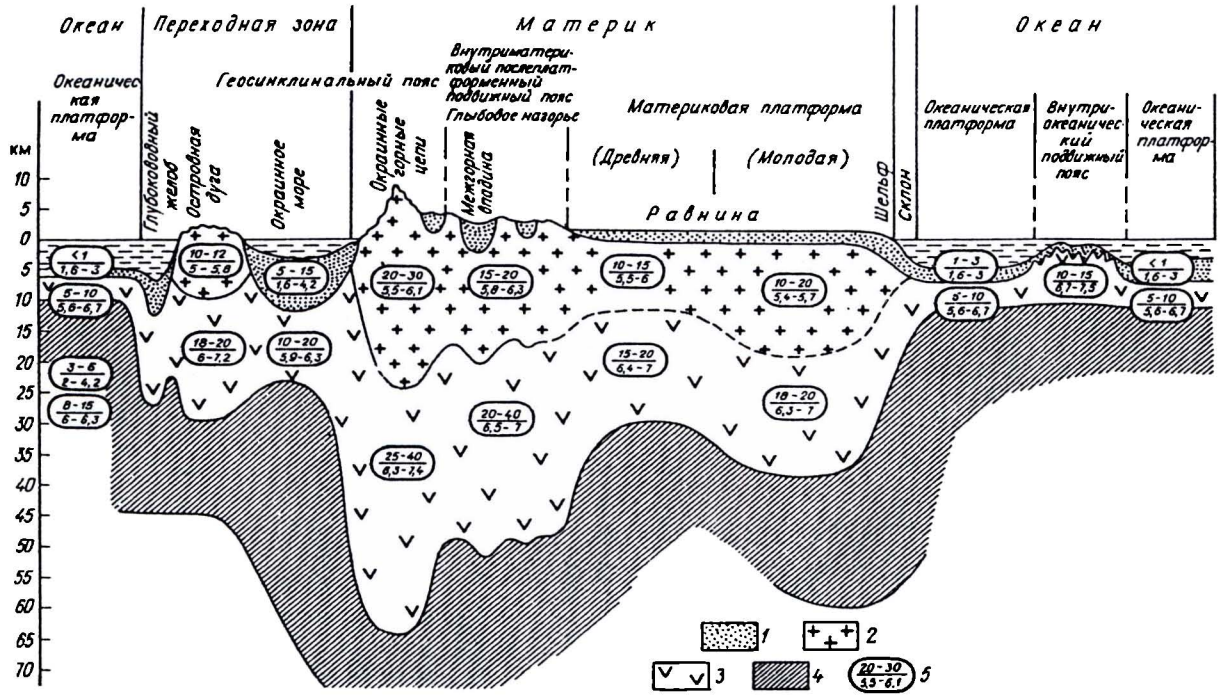


Рис. 1.11. Основные типы строения земной коры и ее главные структурные элементы (по В.Е. Хаину):
1 — осадочный слой; *2* — гранитный слой; *3* — базальтовый слой; *4* — верхняя мантия; *5*— характеристика слоев (в числителе — средняя мощность, км, в знаменателе — средние скорости распространения сейсмических волн, км/с)

платформы и **срединно-океанические хребты.** В свою очередь, названные структуры могут быть разделены по особенностям строения на более мелкие структурные элементы (более высоких порядков): глобальные, региональные и локальные.

Платформы (от франц. «плат» — плоский, «форм» — форма) — это обширные тектонически устойчивые области. Они характеризуются: средними и устойчивыми значениями мощности земной коры; горизонтальным или почти горизонтальным залеганием осадочных пород; равнинным или слабовсхолмленным рельефом. Платформы имеют двухъярусное строение и состоят из более древнего кристаллического фундамента и перекрывающего его осадочного чехла (рис. 1.11). На территории России находятся Восточно-Европейская (Русская) и Сибирская платформы.

Области платформ с двухъярусным строением называют **плитами**. Выходы фундамента на дневную поверхность называются **щитами**. Таковы, например, Балтийский и Украинский щиты на Русской платформе, Анабарский и Алданский щиты на Сибирской платформе.

Геосинклиналями (от греч. «гео» — Земля, «син» — вместе, «клин» — наклон) — линейно вытянутые тектонические подвижные зоны. Они характеризуются значительной (до 70—80 км) мощностью земной коры и резкими ее колебаниями, нарушенным складчато-разрывным залеганием горных пород, горным рельефом (см. рис. 1.11). В геоморфологическом плане геосинклинали представлены горно-складчатыми сооружениями (Урал, Кавказ, Памир и т.д.).

1.3. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ

1.3.1. Гравитационное поле Земли

Все тела и предметы, находящиеся на поверхности Земли, испытывают ее притяжение. Пространство, в пределах которого проявляются силы притяжения Земли, называется **полем силы тяжести**, или **гравитационным полем** (от лат. «гравитас» —

тяжелый). Оно отражает характер распределения масс в недрах нашей планеты и тесно связано с формой Земли. Для каждой точки земной поверхности характерна своя величина силы тяжести; в центре Земли сила тяжести равна нулю. Наука, изучающая земное поле силы тяжести, называется **гравиметрией** (от лат. gravis — тяжелый и греч. metreo — измеряю).

Величина силы тяжести выражается **в галах** (в честь Г. Галилея, впервые измерившего ускорение силы тяжести); 1 гал = = 1 см/с^2. В практике обычно пользуются одной тысячной долей гала — миллигалом. Характеристики гравитационного поля измеряют с помощью гравиметров, реже маятниковых приборов. По данным измерения силы тяжести составляются гравиметрические карты, на которых изолиниями (линиями равных величин) показывают пространственное распределение силы тяжести, выраженной в миллигалах. Среднее значение силы тяжести на поверхности Земли равно 979,7 гал. Сила тяжести больше в полярной области и меньше в экваториальной. Ускорение силы тяжести плавно уменьшается от полюсов к экватору на 0,5 %. Ускорение силы тяжести может быть измерено абсолютным или относительным методами. Наиболее часто применяются относительные измерения, при которых значения в разных пунктах определяются по отношению к пункту с известным абсолютным значением.

Для каждой точки земной поверхности в предположении однородности масс может быть вычислена теоретическая сила тяжести. Однако, вследствие неравномерности распределения масс в земной коре измеренное ускорение силы тяжести отличается от нормального (теоретического). Эти отклонения фактических значений силы тяжести от теоретически рассчитанных, обусловленные неравномерным распределением масс и другими причинами, называют **гравитационными аномалиями** (от греч. «а» — отрицание, «номос» — закон).

Обычно гравитационное поле Земли представляют как сумму нормального и аномального (планетарного) поля. Нормальная часть поля соответствует схематизированной модели Земли в виде эллипсоида вращения (нормальная Земля). Она согласу-

ется с нормальной землей (совпадают центры масс, величины масс, угловые скорости и оси суточного вращения). Поверхность нормальной Земли считают уровенной, т.е. потенциал силы тяжести во всех ее точках имеет одинаковое значение; сила тяжести направлена к ней по нормали и изменяется по простому закону. Аномалии силы тяжести являются следствием различий в строении реальной и идеальной Земли.

Характерная особенность гравитационного поля Земли — его сравнительное постоянство на определенных интервалах времени. При различных геотектонических процессах, приводящих к перемещению масс и частичной перестройке структуры Земли, изменяется и гравитационное поле. При этом по характеру направления и величине изменений элементов поля можно судить об особенностях тектонических процессов и их результатах.

Гравитационное поле Земли различается по средним уровням напряженности (величине и направлению силы тяжести), а также по интенсивности, градиентам, площадям и очертаниям аномалий в плане и вертикальном разрезе. Аномальное поле образовано суммой аномальных полей, связанных с различными геологическими факторами: плотностью неоднородностей глубоких горизонтов Земли, глубиной залегания и строения консолидированной земной коры, мощностью и особенностью строения осадочного чехла.

Различают положительные и отрицательные гравитационные аномалии. **Положительные гравитационные аномалии** наблюдаются, когда в недрах земной коры залегают плотные массы (например, железные руды); **отрицательные гравитационные аномалии** вызываются залеганием «легких» масс (например, залежей гипса, калийных солей и т.д.). Гравитационные аномалии выявляются с помощью специальных высокочувствительных приборов — гравиметров и гравитационных вариометров. По данным измерений силы тяжести составляются гравиметрические карты (рис. 1.12), которые оказывают большую помощь в поисках месторождений полезных ископаемых.

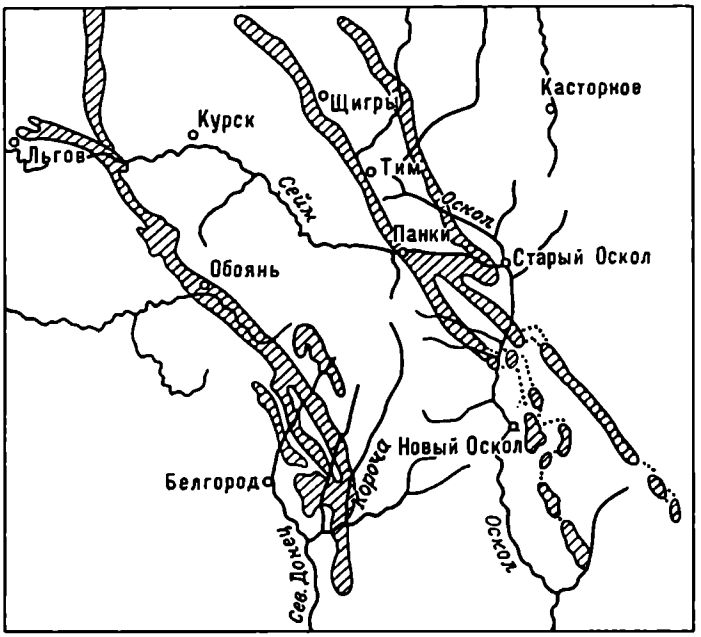


Рис. 1.12. Схема КМА (заштрихованы площади проявления магнитной аномалии)

Выделяют региональные и местные аномалии. Региональные аномалии распространяются на десятки и сотни тысяч квадратных километров и отличаются большой интенсивностью (многие десятки и сотни миллигал). На фоне региональных аномалий проявляются **местные аномалии** разного масштаба и характера, связанные с особенностями строения самых верхних горизонтов земной коры. Местные аномалии широко используются в поисково-разведочной практике при поисках нефти, газа и других полезных ископаемых.

Аномалии силы тяжести вычисляют с поправками на высоту наблюдений и притяжение слоя масс, заключенного между уровенной поверхностью точки наблюдения и поверхностного геоида. Полные аномалии (аномалии в свободном воздухе, или аномалии Фая) характеризуют различия объемов и плотностей масс, слагающих литосферу; поправки Буге (топографические)

отображают различие плотностей этих масс, т.е. в наибольшей степени зависят от собственно геологических факторов. Поэтому они широко используются при геологической интерпретации гравиметрических данных. Поправка на свободный воздух входит как составная часть в аномалию Буге.

При изучении гравитационного поля установлена закономерная связь региональных аномалий Буге с наиболее крупными формами рельефа земной поверхности. Причем связь эта имеет обратный характер: над высокогорными областями материков аномалии обычно отрицательные, т.е. неожиданно фиксируют «недостаток масс», и достигают почти 500 мгал, а над глубоководными океаническими впадинами — положительные, т.е. фиксируют «избыток масс» и достигают также почти 500 мгал.

Для объяснения этого явления в середине XIX в. английскими астрономами Дж.Эри и Ф.Праттом была предложена оригинальная гипотеза строения земной коры, впоследствии (1889 г.) названная американским геологом Е.Диттоном **изостазией** (от греч. isostasios — равновесящий). Дж.Эри предположил (1855 г.), что земная кора состоит из блоков, имеющих одинаковую плотность, но разную толщину. Блоки плавают в более плотном и вязком подкоровом субстрате, подчиняясь закону Архимеда. Толщина блоков и глубина их погружения наиболее велики в горных районах и минимальны в океанических впадинах. При этом материал субстрата перетекает от погружающихся частей к поднимающимся.

Однако, если принцип изостазии более или менее правильно отражает распределение силы тяжести в масштабе наиболее крупных частей земной поверхности — океанов и материков, то он оказывается несостоятельным для объяснения более мелких и практически более важных деталей строения земной коры, фиксируемых относительно небольшими, но широко распространенными отклонениями от изостатического равновесия — местными аномалиями. Эти аномалии с большой точностью отражают особенности геологического строения верхних слоев земной коры и в некоторых случаях могут быть использованы при поисках и разведке полезных ископаемых. Для этого карты гравитационных

аномалий сопоставляют с геологическими, что позволяет делать выводы об особенностях геологического строения больших глубин, недоступных непосредственному изучению. Таким путем, например, в Донецком бассейне были прослежены залегающие на глубине угленосные толщи.

Закономерности распределения характеристик гравитационного поля. Характер гравитационного поля основных структурных элементов земной коры в настоящее время считается установленным. В результате исследований доказана неоднородность гравитационного поля для платформенных и геосинклинальных областей.

Гравитационное поле платформенных областей со спокойным рельефом независимо от возраста кристаллического фундамента однотипно по своему характеру. Оно отличается чередованием небольших положительных и отрицательных аномалий, охватывающих сравнительно незначительные по площади районы. Расчеты показывают, что лишь ничтожное количество таких аномалий связано со строением поверхностных горизонтов земной коры, а большинство вызвано действием масс, лежащих на глубинах первых десятков километров. Так как в этих регионах положительные аномалии чередуются с отрицательными, их среднее значение, как правило, близко к нулю.

Подобная спокойная картина гравитационного поля нарушается лишь в областях, испытавших сравнительно недавние поднятия (южная часть Индии, область поднятий в Африке), и на участках центральных оседаний земной коры, например в зоне восточно-африканских озер (Ньяса, Танганьика, Киву, Виктория, Эдуард, Альберт). Большинство таких областей характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями (резким минимумом силы тяжести).

Гравитационное поле горно-складчатых областей отличается большой неоднородностью и сложностью строения, зависящими от возраста (этапа геосинклинального развития). Среди этих областей можно выделить два основных типа: 1) молодые (альпийские) горные сооружения — Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ и др.; 2) горные хребты, сформированные на палеозой-

ском или более древнем складчатом фундаменте (активизированные горы), — Урал, Алтай, Саяны, Тянь-Шань и др. Высокогорные районы первого типа характеризуются расчлененным рельефом поверхности Мохоровичича с колебаниями мощности земной коры от 20 до 60 км и с преобладанием «базальтового слоя» (в глубоких депрессиях «гранитный слой» иногда совсем отсутствует). В среднем, «базальтовый слой» составляет 50—60 % общей мощности коры. Мощность земной коры в горно-складчатых областях второго типа — до 60—70 км, причем явно преобладает «гранитный слой» (на долю «базальтового слоя» приходится 40 % и менее общей мощности коры, за исключением Урала, где «базальтовый слой» очень мощный). Во многих областях 2-го типа гравитационные аномалии отрицательные, тогда как в областях 1-го типа положительные. Однако, как указывает В.А. Магницкий, эти аномалии недостаточно велики и в топографической редукции делаются обычно резко отрицательными, т.е. альпийские горы нельзя рассматривать как надстройку на земной коре с избыточной массой. И в горах, и во впадинах часто наблюдаются отклонения от изостазии, и многие участки земной коры оказываются то заметно тяжелее, то легче, чем это требует изостатическое равновесие.

Особое положение занимает **прибрежная зона Тихого океана** (островные дуги — Индонезия, Япония, Курильские острова и др.), характеризующаяся крупными отклонениями от изостазии, выраженными в аномалиях силы тяжести. Полосы очень сильных отрицательных гравитационных аномалий приурочены к глубоководным желобам, расположенным вдоль обращенной к океану периферии островных дуг. Самим островным дугам и внутренним морям, отделяющим их от материка, соответствуют положительные аномалии. Глубина залегания масс, вызывающих эти аномалии, по исследованиям А.Н. Люстиха, не превышает 50 км.

В океанах гравитационное поле спокойно и меняется более плавно, чем на материках. Заслуживает большого внимания поле силы тяжести вулканических островов (Гавайских в Тихом океане, о. Вознесения в Атлантическом и др.). Эти острова характери-

зуются громадными положительными аномалиями. Однако после введения поправки Буге аномалии становятся близкими к нулю. Это значит, что массы вулканических островов являются как бы посторонним грузом, наложенным на земную кору.

Влияние геологических факторов на проявление аномалий последовательно убывает от более глубинных к поверхностным структурам. Неоднородность внутреннего строения мантии и особенности рельефа раздела Мохоровичича вызывают аномалии с амплитудой до 1000 мгал. Наиболее существенные неоднородности внутреннего строения консолидированной коры (гранитного и базальтового слоев) обусловливают амплитуды аномалий в 100 мгал, наиболее резкие колебания рельефа фундамента сопровождаются аномалиями в десятки миллигал, а особенности строения осадочного чехла вызывают аномалии интенсивностью в единицы — первые десятки миллигал.

Аномалии, обусловленные внутренней неоднородностью земной коры, наиболее характерны для гетерогенной по составу и строению верхней части консолидированной коры, т.е. для гранитного слоя, и образуют протяженные линейные системы или мозаичные структуры поля силы тяжести, отображая структуру кристаллического комплекса пород данного региона. Интенсивность аномалий, связанных с гранитными массивами или внедрениями ультраосновных пород, может достигать 30—50 мгал.

Особенности строения и состава отложений осадочного чехла проявляются в региональных и локальных аномалиях. В горизонтальном направлении гравитационное поле изменяется постепенно, поскольку связано с постепенным литологическим изменением пород в пределах региона. Более резко отражаются на гравитационном поле замещения галитом карбонатных или сульфатно-карбонатных пород, а также существенные колебания мощности соленосных отложений. Интенсивные отрицательные аномалии проявляются в областях развития соляно-купольных структур (например, Северо-Каспийская синеклиза). Однако, грандиозные излияния траппов на платформах не вызывают заметных аномалий поля силы тяжести. Эти участки

платформ по гравитационным характеристикам не отличаются от других частей платформы.

Современное распределение силы тяжести отражает современное распределение масс в недрах Земли. В геологическом прошлом, когда недра Земли имели иное строение и, следовательно, иное распределение масс, очевидно, распределение силы тяжести отличалось от современного. Изменения силы тяжести могут быть вызваны также некоторыми явлениями, известными из астрономии, например замедлением или, наоборот, ускорением вращения Земли вокруг своей оси, изменениями фигуры и плотности Земли. Иначе говоря, распределение силы тяжести в масштабах геологического времени — явление динамическое, оно изменяется во времени.

Практическое значение изучения гравитационных полей состоит в выявлении особенностей строения земной коры, выделения крупных тектонических нарушений, тектонического районирования земной коры, установления границ нефтегазоносных, угленосных, соляносных и рудоносных зон, провинций и областей, а также для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых (железа, хромитов, меди, полиметаллов, серы и др.).

1.3.2. Магнитное поле Земли

Природа, строение и характеристики магнитного поля Земли. Земной магнетизм — это свойство Земли (как космического тела), обусловливающее существование вокруг земного шара и внутри него магнитного поля. По данным космических измерений, на больших расстояниях магнитное поле Земли (**магнитосфера**) простирается за пределы планеты на несколько земных радиусов, причем на освещенной Солнцем стороне Земли оно значительно сжато (рис. 1.13). На расстоянии 10 земных радиусов близ линии, соединяющей Солнце и Землю, регулярное магнитное поле Земли переходит в нерегулярное, или хаотическое. Граница между регулярным и хаотическим полем называется **магнитопаузой**. Она, по-видимому, стабильна относительно потока солнечного ветра. Хаотическое поле представляет

собой переходную область между магнитопаузой и невозмущенным межпланетным полем, расположенным на расстоянии около 14 земных радиусов (также близ линии Солнце — Земля). Напряженность магнитного поля Земли изменяется обратно пропорционально кубу расстояния.

С захватом магнитным полем Земли заряженных частиц (электронов и протонов) связано наличие двух радиационных поясов, обнаруженных с помощью счетчика Гейгера во время многочисленных зондирований, выполненных на космических кораблях и спутниках. В связи с дипольным характером геомагнитного поля радиационные пояса имеют вид рогов полумесяца (точнее, они имеют тороидальную форму вследствие дрейфа частиц по долготе, обусловленного неоднородностью магнитного поля). Внутренний радиационный пояс, по-видимому, стабилен во времени, внешний подвержен сильным изменениям, в частности во время магнитных бурь.

Замкнутый (от одного полюса к другому) характер силовых линий дипольного геомагнитного поля приводит к образованию системы магнитных ловушек для заряженных частиц, возникших в верхних частях атмосферы под воздействием Солнца.

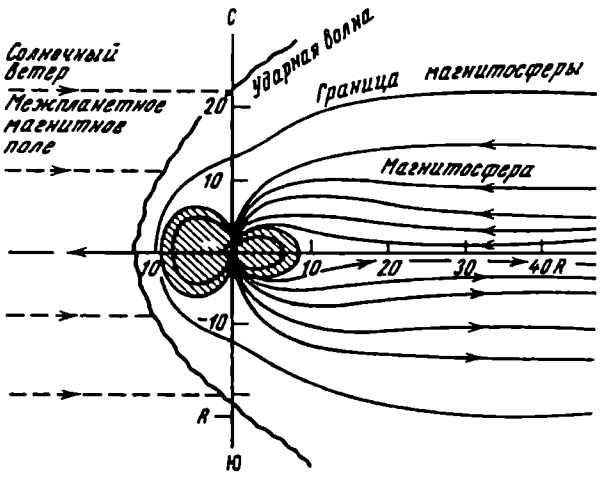


Рис. 1.13. Строение магнитного поля Земли (штриховкой показаны радиационные пояса)

Таким образом возникли окружающие Землю пояса космической радиации, или зоны Ван Аллена, заполненные ионами атмосферных газов и элементарными частицами.

Наблюдаемое магнитное поле Земли заметно отличается от дипольного наличием наложенных на него внешнего и недипольного полей. Внешнее поле связано с движением электрических зарядов в ионосфере и меняется в результате атмосферных приливов и солнечной деятельности (солнечных пятен). Среднеалгебраическая интенсивность его очень мала, хотя во время магнитных бурь она может составлять несколько процентов общего суммарного магнитного поля. Недипольная компонента определяется при вычитании из наблюдаемого поля дипольной и внешней компонент. Недипольное поле состоит из неравномерно распределенных участков высокой и слабой интенсивности размером от 25° до 100°. Эти участки изменяются в размерах, и современные скорости их изменения показывают, что средний период жизни каждого из них достигает 100 лет. Недипольные элементы перемещаются по поверхности Земли к западу со скоростью 0,5° географической долготы в год.

Неустойчивое положение магнитных полюсов определяется влиянием неоднородного, быстро меняющегося недипольного поля: на магнитных полюсах недипольная горизонтальная составляющая полностью уничтожает горизонтальную составляющую дипольного поля. Точки на поверхности Земли, на которые направлен диполь, называются **геомагнитными полюсами**. Современные координаты северного геомагнитного полюса — 78,5° с.ш. и 69° з.д. Его положение не изменилось за период, для которого имеются измерения, тогда как положение магнитного полюса менялось относительно быстро, соответственно с изменениями недипольной составляющей.

Поэтому в настоящее время широким признанием пользуется теория происхождения земного магнетизма, предложенная Эльзассером — Френкелем (1956 г.), согласно которой жидкое ядро во вращающейся Земле действует как самовозбуждающаяся динамомашина.

Согласно этой теории, ось вращения Земли и средняя ось магнитного поля Земли должны совпадать, т.е. смещение во времени геомагнитных полюсов происходит одновременно со смещением географических полюсов — вывод чрезвычайно важный для геологии. Изучение остаточного магнетизма (палеомагнетизма) показало, что положение магнитных и близких к ним географических полюсов на протяжении геологической истории Земли менялось весьма существенно, что полностью согласуется с палеогеографическими и палеоклиматическими данными (в позднем палеозое, например, полюса находились в современной экваториальной области, где имело место мощное покровное оледенение). Кроме того, изучение палеомагнетизма, т.е. «ископаемой» намагниченности пород, показало, что в течение геологической истории происходили инверсии (обращение магнитного поля из положительного в отрицательное и обратно) и перемещение магнитных полюсов. Наиболее изучены последние инверсии. Современной положительной эпохе, начавшийся 0,7 млн лет тому назад, предшествовала отрицательная эпоха длительностью 1,7 млн лет, сменившая положительную эпоху (0,9 млн лет) и более раннюю отрицательную (1,2 млн лет). Инверсии установлены и для более древних периодов геологического времени.

Основные характеристики геомагнитного поля — его склонение, наклонение и напряженность. **Склонение** — угол отклонения магнитной стрелки от географического меридиана данного места. Склонение может быть восточным и западным, причем величина его меняется в разных районах. Линии, соединяющие на картах точки с одинаковым склонением, называются **изогонами**. **Наклонение** — угол наклона магнитной стрелки к горизонту. В северном полушарии вниз опущен северный конец стрелки, в южном — южный. Линии, соединяющие точки одинакового наклонения, называются **изоклинами**. Изоклина, на которой наклонение равно нулю, называется **магнитным экватором**. Магнитный экватор пересекает географический экватор на 169° в.д. и на 23° з.д. и отступает от него к югу в западном полушарии и к северу — в восточном. По направлению к северу

и к югу наклонение увеличивается и достигает 90° в точках, называемых **магнитными полюсами**. В магнитных полюсах сходятся и все изогоны.

Магнитные полюса меняют свое положение из года в год. В их положении отмечаются также небольшие периодические суточные колебания. В 1970 г. положение Северного полюса определялось 78°31' с.ш. и 70°01' з.д., а Южного — 78°31' ю.ш. и 109°59' в.д. Точно так же вековые, годичные и суточные колебания отмечаются и в магнитном склонении, причем вековые колебания достигают 30°. Кроме склонения и наклонения, магнитное поле Земли характеризуется напряженностью, различной в разных участках и меняющейся во времени. Линии, соединяющие точки равной напряженности, называются **изодинамами**.

Единица измерения напряженности магнитного поля — эрстед (Э) — это напряженность магнитного поля на расстоянии 2 см от бесконечно длинного прямолинейного проводника, по которому протекает ток силой в одну абсолютную электромагнитную единицу тока. Напряженность магнитного поля увеличивается от магнитного экватора (0,4 Э) к магнитным полюсам (0,7 Э). Горизонтальная составляющая магнитного поля Земли H достигает наибольшей величины на магнитном экваторе (0,4 Э) и убывает до нуля на магнитных полюсах. Вертикальная составляющая Z меняется от 0,7 Э на магнитных полюсах до нуля на магнитном экваторе. Такое распределение элементов магнитного поля сближает его с полем однородно намагниченного шара, точнее, с полем магнитного диполя, расположенного в центре Земли, ось которого отклонена от оси вращения Земли на 11,5°.

Отклонения наблюдаемого распределения элементов земного магнетизма от среднего для данной местности называются **магнитными аномалиями**. По размерам аномалии делятся на региональные и местные. **Региональные аномалии** распространяются на огромные регионы, и действительные причины их возникновения не выяснены. **Местные аномалии** распространяются на области от нескольких квадратных метров до не-

скольких десятков тысяч квадратных километров и вызываются обычно залежами магнитных пород и руд.

Магнитное поле структурных элементов земной коры и его аномалии. Принято считать, что магнитное поле, наблюдаемое в какой-либо точке Земли $H_т$, является суммой поля однородной намагниченности Земли (H_0 — поле земного диполя), мировых или материковых $H_м$, региональных $H_а$ и локальных $H_в$ аномалий, а также дополнительного поля $H_е$, связанного с внешним причинами. Источники поля H_0 находятся на границе ядра. Очевидно, с глубинными факторами связано и поле $H_м$, поэтому сумму $H_0 + H_м$ принимают за нормальное поле Земли. Аномалии $H_а$ и $H_в$ связаны с особенностями размещения в литосфере горных пород, различающихся по своим магнитным свойствам.

Аномальное поле материков отчетливо выявляет особенности их геологического строения: хорошо выделяются платформенные области, щиты, геосинклинали. Главные особенности его — дисбалансность, пестрота, резкое отличие соседних участков и иногда однотипность поля в районах разного геологического строения. Шельфовым областям океана свойственно сложнопостроенное магнитное поле с большим разнообразием простираний, конфигураций и интенсивности аномалий. Магнитные поля шельфа по внешнему виду схожи с полями платформенных областей.

Магнитное поле океанов характеризуется правильной, гармоничной, волокнистой упорядоченной структурой. При этом магнитное поле срединных океанических хребтов удивительно близко по структуре в различных океанах земного шара. Эти поля однородны по интенсивности, а ориентировка аномалий выдерживается прямолинейной на больших расстояниях.

Дну океанов присущи полосовые магнитные аномалии (рис. 1.14). Они вытянуты линейно на сотни километров параллельно срединно-океаническим хребтам. На магнитных профилях наблюдается постепенное повышение интенсивности аномалии при приближении к осевой линии хребтов. От гребня к склонам магнитные аномалии быстро ослабевают. Английские геофизики Ф. Вайн и Д. Мэтьюз (1963 г.) выявили, что аномалии равной

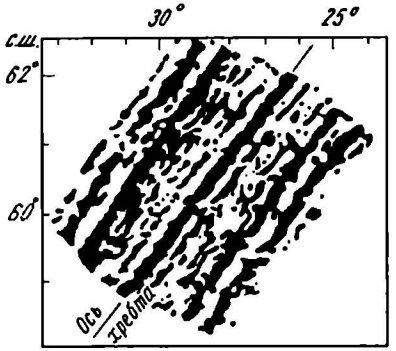


Рис. 1.14. Полосовые магнитные аномалии над рифтом Срединно-Атлантического хребта (Рейкьянес, Индия)

интенсивности, формы и ширины располагаются симметрично по отношению к центральной полосе, соответствующей рифтовой долине. Общая ширина чередующихся положительных и отрицательных полос составляет около 35 км.

Горные породы существенно различаются по магнитным свойствами и могут быть разделены на высоко-, слабо- и практически немагнитные. Как правило, с уменьшением основности пород ослабевают их магнитные свойства, по которым их можно поставить в следующий ряд: ультраосновные, основные, средние и кислые магматические образования, терригенные, органогенные и гидрохимические осадочные породы. Поскольку породы с повышенными магнитными свойствами обычно образуют изолированные тела и пласты среди слабомагнитных пород, морфология их выделения определяет структуру и форму магнитных аномалий.

Региональные и локальные магнитные аномалии отличаются друг от друга порядками, интенсивностью, градиентами, площадями, протяженностью, очертаниями в плане и вертикальном разрезе. Интенсивность аномалий колеблется от первых сотен до нескольких тысяч гамм; преобладают аномалии с интенсивностью около 1000 γ. Аномалии могут быть четко ограничены в плане или, сливаясь между собой, образовывать сложные аномальные контуры. По форме выделяются линейные, изометричные и неправильные (сложные) аномалии. Протяженность обособленных аномалий составляет единицы — сотни километров, а ширина измеряется единицами — десятками километров.

Верхняя граница (кромка) магнитных масс располагается на разных глубинах: от дневной поверхности до 10—15 км и ниже; нижние кромки магнитных масс на континентах редко опускаются ниже 15—20 км, т.е. не выходят за пределы гранитного слоя. В океанах магнитоактивные массы могут находиться и в верхней мантии. Нижние кромки магнитных тел достигают максимальных глубин в зонах глубинных разломов, которым соответствуют интенсивные полосовые магнитные аномалии. В последнее время установлено наличие магнитоактивных масс в осадочном чехле, что обусловлено посторогенными (платформенными) магматическими процессами. Если для Восточно-Европейской платформы аномалеобразующее значение магматических тел, заключенных в чехле, второстепенно, то для Западно- и Восточно-Сибирской платформ оно очень существенно. К крупнейшим в мире локальным магнитным аномалиям принадлежит Курская, обусловленная сравнительно неглубоким залеганием железистых кварцитов. Здесь значения магнитного склонения меняются от 0 до 180°, а наклонения от — 40 до 90°.

Изучение аномального магнитного поля, получаемого в результате аэро-, гидромагнитных и наземных съемок, в настоящее время широко используется для исследования строения земной коры, а также поисков и разведки различных полезных ископаемых. Тесно связано с магнетизмом Земли ее естественное электрическое (теллурическое) поле, которое из всех физических полей планеты менее всего изучено. В настоящее время имеется слишком мало сведений о структуре и временных вариациях электрического поля. Не установлены с достаточной достоверностью внешние и внутренние факторы, обусловливающие электрическое поле.

Предполагается (Т. Рикитаки), что, помимо искусственных нарушений, почти все флуктуации теллурических токов вызываются электромагнитной индукцией внутри Земли за счет изменений во времени внешнего магнитного поля. К факторам, вызывающим теллурические токи, относятся также следующие процессы: стратосферно-электрические (колебания ионосферы, полярные сияния); погранично-электрические (фильтраци-

онно-электрические процессы, конвекционные токи в нижних слоях атмосферы, грозовые процессы и т.д.); литосферно-электрические (контактные напряжения, термоэлектрические и электрохимические процессы); геомагнитные вариации, вызванные океаническими приливными токами; связанные с землетрясениями и вулканической активностью; глубинные термодинамические.

В настоящее время на основе использования естественного электрического поля Земли разработаны геофизические методы изучения внутренней структуры земной коры, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

1.3.3. Тепловое поле и радиоактивность Земли

Природа поля и источники внутреннего тепла Земли. Тепловой режим Земли определяется двумя источниками: теплом, получаемым от Солнца, и собственно теплом планеты, достигающим поверхности от разогретых недр. Величины притока тепла от обоих источников количественно крайне неодинаковы и различны по их роли в жизни планеты. Солнечный нагрев Земли составляет 99,5 % всей суммы тепла, получаемого ее поверхностью, а на долю внутреннего нагревания приходится всего 0,5 %. К тому же, приток внутреннего тепла очень неравномерно распределен на Земле и сосредоточен, в основном, в местах проявления вулканической деятельности. Таким образом, тепловое поле образуется за счет внешних и внутренних источников, при этом основным источником внешней энергии служит солнечное излучение.

Следует отметить, что лучистая энергия Солнца, получаемая земной поверхностью, составляет 8,4 Дж ($см^2 \cdot мин$). На планету Земля в год попадает примерно $5{,}44 \cdot 10^{24}$ Дж лучистой энергии, при этом 55 % ее поглощается атмосферой, растительным покровом и почвой и после ряда превращений аккумулируется земными растениями. Остальное количество энергии отражается в мировое пространство. Несмотря на значительную роль Солнца в жизни поверхности Земли, влияние его обогрева на развитие внутренних частей планеты ничтожно. Прогрев

солнечными лучами за год распространяется в глубь Земли самое большое на 8—30 м. Ниже этой границы располагается **пояс постоянной температуры**, соответствующий годовой температуре данной местности.

Однако, тепловая энергия солнечной радиации приводит в движение воздушные массы атмосферы и обусловливает круговорот воды на поверхности Земли, что приводит к атмогидрообороту, который является инструментом экзогенных геологических процессов. Именно с помощью атмогидрооборота солнечная энергия частично превращается в потенциальную энергию осадочных горных пород, т.е. становится внутренней энергией Земли. В геологическом понимании эта энергия в последующем выделяется при процессах метаморфизма осадочных горных пород.

Источниками внутреннего тепла Земли являются: радиоактивный распад элементов; энергия гравитационной дифференциации вещества; остаточное тепло, сохранившееся со времен формирования планеты; экзотермический эффект полиморфных, электронных, фазовых переходов и химических реакций; тепло, обусловленное действием нейтрино; упругая энергия, высвобождаемая при землетрясениях; теплота, обусловленная процессами приливного трения и др. В настоящее время приближенно оценены величины внутренней теплоты Земли и установлено, что наиболее важным из них является радиоактивность химических элементов Земли, основная часть которых сосредоточена в верхней части планеты. При радиоактивном распаде кинетическая энергия α-, β-частиц, ядер отдачи и γ-излучения превращается в тепловую энергию. По данным различных исследований (Г.В. Войткевич и др.), радиоактивная генерация тепла может составлять $(9{,}6 \div 44{,}5)\cdot 10^{20}$ Дж/год, что превышает потерю тепла Землей (в среднем $7{,}95\cdot 10^{20}$ Дж/год). Следует отметить, что в далеком прошлом радиоактивность, а следовательно, и величина радиогенного тепла были выше, чем сейчас, за счет быстро распадающихся радиоактивных изотопов.

Из других источников тепла Земли следует упомянуть гравитационную дифференциацию и приливное трение. По оценке

В.В. Белоусова, первый источник может дать столько тепла, сколько дает радиоактивный распад элементов. По-видимому, значительная часть этого тепла рассеивалась в пространстве, особенно в начале формирования планеты. Приливное трение может выработать количество тепла, равное примерно 20 % радиогенного.

Строение теплового поля. Неоднородность теплового поля Земли, прежде всего, обусловлена тем, что ось вращения Земли располагается наклонно относительно плоскости эклиптики.

В значительной мере количество тепла, получаемое и отдаваемое поверхностью Земли, зависит от ряда факторов: неравномерного распределения суши и воды, рельефа земной поверхности (на каждые 100 м подъема над уровнем моря температура понижается на 0,5°), развития растительного покрова, воздушных и океанических течений и пр. Однако, при всем разнообразии ландшафтов на поверхности Земли можно установить области, которые обладают одинаковыми среднегодовыми либо среднемесячными температурами.

Для северного полушария среднегодовая температура воздуха принята равной 15,5 °С, для южного — 13,6°. Средняя годовая температура отдельных пунктов в каждом полушарии снижается по направлению от экватора к полюсам. В приполярных областях она очень низкая: от –10 до –15 °С и ниже. В этих местах температура почвы отрицательная и мощность многолетнемерзлых пород достигает 700 м.

Верхняя толща Земли испытывает наибольшие колебания температур. Амплитуды колебаний наиболее значительны у поверхности Земли, где они иногда составляют 100 °С (в среднеазиатских пустынях). В глубь от поверхности Земли колебания температур (суточные, годовые и тем более многолетние) уменьшаются, а на некоторой глубине они вовсе отсутствуют. Это так называемый **пояс постоянной годовой температуры.** Температура почвы здесь равна средней годовой температуре воздуха на поверхности Земли. Толщина земной коры, располагающаяся выше указанного пояса и испытывающая влияние солнечного тепла, получила название **гелиотермической зоны.**

Пояс постоянной температуры в разных местах располагается на различной глубине. Последняя зависит от разницы крайних значений температур на поверхности и от теплопроводности горных пород: чем резче колебания температур и выше теплопроводность горных пород, тем глубже расположен пояс постоянных температур. В Париже, например, пояс постоянной температуры раполагается на глубине 28 м (11,83 °С), а в Москве — на глубине 20,0 м (4,2 °С). Солнечное тепло, следовательно, проникает в земную кору на 20—30 м.

Ниже пояса постоянной температуры следует **зона термии**, которой свойственно тепло, генерируемое самой Землей. В зоне геотермии температура повышается с глубиной. Нарастание температуры с глубиной неодинаково в различных точках земной поверхности. В областях ныне действующих или недавно потухших вулканов нарастание температуры идет очень быстро: при погружении на глубину 0,7—4,5 м температура повышается на 1 °С. В областях, удаленных от вулканических проявлений, она нарастает значительно медленнее, но опять не всюду одинаково. В районах более молодой складчатости температура на определенной глубине выше, чем в областях более древней складчатости. Так, в глубокой (1630 м) скважине в Москве температура составляет 41 °С, близ Ташкента (в области, где земная кора более подвижна) на глубине 900 м температура 55 °С, в Альпах (область молодых гор) при проходке Симплонского тоннеля на абс.отм. 668 м температура достигала 56 °С. Достоверными данными о температурах мы располагаем до глубины 7136 м: в США на этой глубине была зафиксирована температура в 244 °С.

Измерения показали, что температура даже в одном и том же месте с глубиной увеличивается неравномерно. Так, в скважине, заложенной в Северном Прикаспии, температура на глубине 500 м оказалась равной 42,2 °С, 1000 м — 55,2, 1500 м — 69,9, 2000 м — 80, 2500 м — 94,4, 3000 м — 108,3 °С. Это указывает, что на изменение температуры влияют многие факторы, на некоторых из них мы далее остановимся.

Если среднегодовая температура ниже 0 °С, то и температура пояса будет отрицательной. В этом случае атмосферные осадки, просачиваясь в толщи горных пород, превращаются в лед. В этих условиях и образуется **многолетняя мерзлота.** Многолетнемерзлыми называются также горные породы, которые залегают на некоторой глубине от поверхности, находятся в течение десятков тысячелетий при отрицательной температуре и содержат воду в твердой фазе. Верхний слой, называемый деятельным, оттаивает только в летнее время на глубину от нескольких сантиметров до 3,5 м. Далее залегает толща мерзлотных пород, а ниже — талые горные породы.

Многолетняя мерзлота широко развита на поверхности Земли и занимает около 25 % ее площади. В России площадь зоны многолетнемерзлых пород составляет более 45 % территории (рис. 1.16). Область развития многолетнемерзлых пород делят на следующие зоны: сплошной мерзлоты (температура от –2 до –11 °С, мощность мерзлого слоя на севере более 700 м, на юге 60—120 м); таликовой мерзлоты (температура от 0 до –5 °С, мощность от 10 до 150 м); островной мерзлоты (площадь мерзлотных пород в зоне менее 50 %).

Характер протекания геологических процессов, режим подземных вод и инженерно-геологические условия в зоне многолетнемерзлых пород существенно иные, что обусловливает специфику условий хозяйственного освоения данных территорий.

Тепловой режим земной коры. Ниже пояса постоянной температуры наблюдается прогрессивный разогрев недр земной коры, находящийся в прямой зависимости от теплового потока, который определяется как произведение температурного, или геотермического, градиента на теплопроводность горных пород. Геотермическим градиентом называется величина, выражаемая в °С/м, которая характеризует возрастание температуры горных пород с глубиной. Геотермические градиенты различных областей Земли существенно отличаются друг от друга и варьируют в пределах 0,1—0,01 °С/м. Обратная величина — геотермическая ступень — изменяется от 10 до 100 м/°С. Отклонения значений геотермической ступени (или градиента) обусловлены следующими причинами:

♦ различной теплопроводностью горных пород, с повышением которой геотермическая ступень уменьшается;

♦ условиями залегания горных пород: геотермическая ступень максимальна при горизонтальном залегании и минимальна при вертикальном, поскольку теплопроводность пород максимальна вдоль и минимальна поперек слоистости; при наклонном залегании пород с различной теплопроводностью геотермическая ступень может быстро меняться на коротком расстоянии;

♦ температурой и условиями циркуляции подземных вод: горячие термы, поднимающиеся с больших глубин резко уменьшают геотермическую ступень;

♦ рельефом местности: с повышением пересеченности рельефа геотермическая ступень возрастает;

♦ удаленностью от океанов и морей: при прочих равных условиях геотермическая ступень ниже на побережье в связи с охлаждающим воздействием водных бассейнов;

♦ геохимическими условиями: в областях распространения геологических тел (нефтяные, газовые и угольные месторождения), где интенсивно идут окислительные экзотермические реакции, геотермическая ступень имеет пониженное значение;

♦ вулканической деятельностью: в областях недавней вулканической деятельности, благодаря влиянию неглубоко расположенных вулканических очагов, геотермическая ступень имеет низкую величину (например, 1,5 м в районе Пятигорска).

Необходимо также отметить, что величина геотермической ступени различна не только в разных участках поверхности земной коры, но и на различных глубинах одного и того же района, т.е. темп повышения температуры с глубиной — величина переменная.

Значение плотности теплового потока для всей земной коры принимается равным $6{,}03.10^{-6}$ Дж/(см^2·с) при колебаниях от 0 до 58 Дж/(см^2·с). Колебания коррелируются с современными эндогенными зонами, а также со степенью выраженности астеносферы. В целом, тепловые потоки, фиксируемые на материках и океанах, близки между собой. Однако на отдельных участках структурных элементов 1-го порядка устанавливаются аномалии

теплового потока — величины, существенно отклоняющиеся от средних значений потока для данного региона.

На материках, в пределах древних кристаллических щитов, где астеносфера отсутствует или выражена слабо, средняя плотность теплового потока 3,76 Дж/(см^2·с), а на плитах — 4,60*. В зонах слабого орогенеза, на месте палеозойских геосинклиналей (Урал, Алтай) интенсивность потока поднимается до 6,27, а в областях тектонической активизации, где астеносфера выражена хорошо, — до 7,52. Еще выше интенсивность потока в рифтовых зонах — около 8,36. Самые высокие тепловые потоки на материках (около 15,0) наблюдаются в областях современного вулканизма, где астеносфера поднимается вплоть до подошвы земной коры.

Наиболее отчетливая аномалия на континентах установлена в пределах территории Венгрии, где повсеместно выявлены очень высокие значения теплового потока. Средняя величина его здесь составляет около 12,7, что намного выше, чем в Канаде, Австралии, Японии, Англии. Эта геотермическая аномалия представляет собой изолированный район повышенного тепла по сравнению с окружающими районами Центральной и Восточной Европы.

В океанах устанавливается тесная связь высоких тепловых потоков со срединными хребтами. Отмечаются участки с величиной потока более 30, причем средние значения не превышают 8,4. С удалением от гребня срединного хребта тепловой поток быстро снижается до 4,6—4,8. График тепловых потоков приближенно повторяет рельеф дна океана.

Для теплового поля Земли характерны большая пестрота величин потока, а также значительные локальные неоднородности с резкими колебаниями (до 100 %) на близких расстояниях.

Температура в недрах Земли. О температурных условиях недр Земли известно крайне мало. Основные сведения о температурном режиме получены на основе непосредственных геотермических измерений в горных выработках и скважинах, данных

---

* Для краткости здесь и далее приводятся только численное значение плотности потока без размерности, например, 4,60; 6,27; 7,52.

о генерации тепла главными типами горных пород, температурах изливающихся лав и электропроводности.

Например, непосредственные измерения температуры кристаллических горных пород, проведенные в Кольской сверхглубокой скважине, дали следующие значения (°С): на глубине 7 км — 120; 10 км — 180; 12 км — более 200 °С. В скважине «Берта Роджерс» (США), пробуренной в осадочной оболочке, на глубине 9,5 км температура достигла 243 °С. Считают, что геотермическая ступень сохраняется до глубины 20 км. Ниже рост температуры замедляется. Согласно расчетам В.А. Магницкого, изменение температуры с глубиной под континентами и океанами происходит следующим образом.

Глубина, км	Температура, °С	Глубина, км	Температура, °С
Континент		*Океан*	
20	380	1	130
40	650	40	850
50	700	50	1100

На глубине 100 км температура, видимо, достигает 1300 °С (близкие температуры имеют лавы, извергаемые вулканами с очагами на этих глубинах). На глубине 400 км температура равна 1700 °С, 2900 км — 3500 °С, 5000 км — 5000 °С. Полагают, что во внутреннем ядре температура такая, как и во внешнем, или несколько выше. Слои *А* и *В* Земли вступили в стадию остывания, а слои *С*, *Д* и ядро еще разогреваются за счет радиоактивного распада неустойчивых тяжелых тугоплавких элементов, перемещаемых к центру планеты.

Радиоактивность Земли. Радиоактивность горных пород — это способность к радиоактивному излучению горных пород, содержащих минералы радиоактивных элементов (урана, тория, радия и др.), а также химические элементы, изотопы которых радиоактивны (технеций, прометий, полоний и др.).

Распределение и концентрация атомов радиоактивных элементов в земной коре и во всей планете имеют совершенно особое значение, так как при распаде этих элементов выделяется

теплота, в значительной степени определяющая тепловой режим Земли. Известно, что 1 г урана выделяет $9{,}2^{-5}$ кал/ч, а 1 г тория — $2{,}2 \cdot 10^{-5}$ кал/ч. О количестве радиоактивных элементов в различных горных породах в настоящее время известно значительно больше, чем о количестве других, более обычных и гораздо шире распространенных элементов, так как выделяемое при распаде излучение позволяет установить присутствие радиоактивных элементов с точностью до десятитысячных долей процента. В табл. 1.5 приводится содержание основных радиоактивных элементов в главных типах горных пород. Из нее видно, что радиоактивные элементы в различных типах горных пород распределены далеко не равномерно. Их количество резко снижается при переходе от кислых к основным и ультраосновным.

Таблица 1.5

Содержание радиоактивных элементов в горных породах (по А.П. Виноградову)

Радиоактивные элементы	Изверженные породы				Осадочные породы (глины и сланцы)
	кислые	средние	основные	ультраосновные	
^{226}Ra	$1{,}2 \cdot 10^{-10}$	$6 \cdot 10^{-15}$	$2{,}7 \cdot 10^{-11}$	10^{-11}	10^{-10}
^{238}U	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$3{,}2 \cdot 10^{-4}$
^{232}Th	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$1{,}1 \cdot 10^{-3}$
^{40}K	3,34	2,30	$8{,}3 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-2}$	2,28

Уменьшение количества радиоактивных элементов с глубиной было подмечено давно, но до сих пор не нашло объяснения. Уран — очень тяжелый металл. Его плотность (18,7 г/см^3) в 2,5 раза больше плотности железа (7,86 г/см^3), слагающего ядро Земли. Поэтому, казалось бы, тяжелый уран должен был сконцентрироваться в центре планеты, а совершенно явное сосредоточение урана и радия близ поверхности Земли следует принять как факт, остающийся загадкой (В. И. Вернадский). Тем не менее, уже предварительные расчеты показали, что наблюдаемый

тепловой режим Земли может существовать лишь в случае, если количество урана и тория резко сокращается на небольших глубинах. Вначале Р. Стретт (1906 г.) и А. Гольмс (1911 г.) полагали, что уран и торий едва ли присутствуют глубже 16 км, а в связи с открытием радиоактивности калия и рубидия снизили эту глубину до 6 — 8 км. Д. Джоли считал, что радий содержится лишь в верхних 70 км, в которых температура возрастает постепенно по параболическому закону до 1500 °С. В.Г. Хлопин определял толщину радиоактивного слоя в 91 км. По его расчетам, суммарное выделение радиоактивного тепла составляет в этом случае $40 \cdot 10^{16}$ кал/ч, т.е. величину того же порядка, что и излучение теплоты Землей.

В связи с распадом содержание радиоактивных элементов на Земле неизменно сокращается. В.Г. Хлопин считал, что в настоящее время радиоактивный распад дает $40 \cdot 10^{16}$ кал/ч, а 3 млрд лет назад ~ $228 \cdot 10^{16}$ кал/ч, т.е. в пять раз больше. Соответственно уменьшилось и количество радиоактивных элементов в земной коры.

Практическое использование тепла Земли. Развитие отечественного и мирового хозяйства базируется на быстро растущем потреблении топливно-энергетических ресурсов. Численность населения в XX в. возросла в 2,2 раза, а энергопотребление в 8,5 раз; по прогнозам, к концу века оно увеличится в 20—25 раз. В этих условиях тепловая энергия недр становится конкурентоспособной с традиционными источниками энергии (уголь, нефть, газ, ядерное топливо).

Общие геотермальные ресурсы соответствуют количеству тепловой энергии, аккумулированному литосферой до глубины, технически достижимой современными средствами бурения (около 10 км). По физическому состоянию, распространению и технологическим условиям добычи геотермальные ресурсы условно делят на гидротермальные (природный пар, пароводосодержащие смеси, термальные воды) и петрогеотермальные (теплосодержащие горные породы). Технология разработки геотермальных месторождений — технически сравнительно простой процесс: бурение скважин и извлечение естественного (термальные воды) или искусственно поданного теплоносителя.

Изучение теплового поля Земли необходимо и для прогнозирования условий подземной разработки угольных и рудных месторождений. Уже в настоящее время добыча полезных ископаемых ведется на глубинах 1500—4000 м, намечается тенденция дальнейшего повышения глубины разработки. В этой связи актуальной становится задача создания комфортных условий труда рабочих.

Наконец, тепловой режим недр является индикатором месторождений горючих полезных ископаемых и сульфидных руд. Поэтому параметры аномального теплового поля используются при поисково-разведочных работах.

ГЛАВА 2

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

2.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проблемами химического состава земной коры, закономерностями его изменения в пространстве и во времени занимается наука **геохимия**. Как известно, земная кора образована различными по составу и происхождению горными породами. В свою очередь, любая горная порода представляет собой естественную парагенетическую ассоциацию минералов, которые являются либо химическими элементами, либо их природными соединениями. По данным современной геохимии, из известных ныне 105 элементов в земной коре установлено 93 химических элемента, в космосе 97. Прочие химические элементы получены искусственным путем в процессе, главным образом, ядерно-физических исследований. Большинство химических элементов являются сложными, т.е. имеют несколько изотопов.

Элемент — это вид атомов с определенным зарядом ядра. Ядро состоит из протонов (положительно заряженных частиц) и не имеющих заряда нейтронов. Разновидности атомов с одинаковым числом протонов (т.е. зарядом ядра) и различным количеством нейтронов называются **изотопами** (от греч. «изос» — равный, «топос» — место, т.е. занимающий одно и то же место в Периодической системе элементов).

В земной коре известно более 360 изотопов (например, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb; ^{39}K, ^{40}K, ^{41}K; ^{16}O, ^{17}O, ^{18}O; ^{12}C, ^{13}C, ^{14}C; ^{238}U, ^{235}U и т.д.), многие из которых радиоактивны (например, ^{40}K, ^{14}C и т.д.). Наибольшее число стабильных изотопов имеют: олово — 10 изотопов, ксенон — 9, железо и сера — по 4, хлор и кислород — по 3. Лишь 22 химических элемента (натрий, фтор, фосфор, марганец, золото и др.) не имеют изотопов и называются простыми.

2.1.1. Распространенность химических элементов в земной коре

Изучение распространенности химических элементов в природе началось в первой половине XIX в. Первым дерзнул дать оценку состава земной коры малоизвестный английский минералог XIX в. В. Филлипс. Большое внимание этому уделили ученые-геохимики Ф. Кларк и В.М. Гольдшмидт. Уже первые анализы горных пород позволили установить ряд эмпирических закономерностей распространения химических элементов. Д.И. Менделеев впервые отметил, что в природе более распространены элементы, имеющие начальные атомные номера в построенной им таблице, а более редкие находятся в ее конце.

Средний состав земной коры определяется составом магматических пород, так как общее количество осадочных и метаморфических пород невелико по сравнению с массой изверженных пород. По оценкам Ф. Кларка и Г. Вашингтона (Clarke and Washington, 1924), верхние 10 миль (16 км) земной коры состоят из изверженных пород (95 %), глинистых сланцев (4 %), песчаников (0,75 %) и известняков (0,25 %). Осадочные породы там, где они есть, покрывают относительно тонким слоем основание, сложенное изверженными породами, за исключением орогенных (горно-складчатых) поясов, в которых отмечается локальное накопление мощных толщ осадков.

Ф. Кларк и Г. Вашингтон провели обширные исследования, на основании которых был рассчитан средний состав магматических пород. Основой для таких расчетов послужила сводка 5159 надежных анализов, составленная Г. Вашингтоном. Анализы были сгруппированы по географическому признаку, и средние составы этих групп достаточно хорошо сходились. Иными словами: состав земной коры в различных районах приблизительно одинаков при условии, если для сравнения выбраны достаточно крупные площади, в пределах которых не играют роли локальные вариации. Оценка среднего состава магматических пород, полученная Ф. Кларком и Г. Вашингтоном и иногда ис-

пользуемая при рассмотрении среднего состава коры, в действительности, характеризует состав лишь континентальной коры, а не коры в целом. Средние значения, полученные при анализе 5159 образов, пересчитанные на 100 (не учитывая воду и второстепенные компоненты), следующие, %:

SiO_2	60,18	CaO	5,17
Al_2O_3	15,61	Na_2O	3,91
Fe_2O_3	3,14	Ka_2O	3,19
FeO	3,88	TiO_2	1,06
MgO	3,56	P_2O_5	0,30

Этот состав не соответствует никакой обычной породе и является промежуточным между составами гранита и базальта, которые, между прочим, составляют основную массу магматических пород. Метод расчета среднего состава магматических пород, основанный на усреднении известных анализов, вызвал многочисленные возражения, но более удовлетворительного способа до сих пор не предложено.

Основные возражения против этого метода следующие: 1) использованные анализы имеют неравномерное географическое распределение; 2) анализы статистически непредставительны для различных типов пород; 3) метод не учитывает реальные породы, использованные для анализов.

Реальности цифр Ф. Кларка и Г. Вашингтона подтвердил норвежский геохимик В.М. Гольдшмидт, исследовав тонкозернистые и обломочные флювиогляциальные отложения Фенноскандии. В.М. Гольдшмидт рассчитал средний их состав, используя 77 анализов различных образцов, %:

SiO_2	59,12	Na_2O	2,05
Al_2O_3	15,82	Ka_2O	3,93
$Fe_2O_3 + FeO$	6,99	H_2O	3,02
MgO	3,30	TiO_2	1,06
CaO	3,07	P_2O_5	0,30

Полученные цифры хорошо согласуются с цифрами Ф. Кларка и Г. Вашингтона, особенно, если принять во внимание влияние гидратации и частичного выщелачивания натрия и кальция.

Позже, по мере получения новых материалов, данные о среднем составе земной коры уточнялись как зарубежными, так и русскими учеными. Среди наших исследователей большую работу в этом направлении проделали В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман и А.П. Виноградов. По данным А.П. Виноградова, в состав земной коры входят следующие элементы — O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K и Mg, которые составляют почти 99 % ее массы. Причем преобладающим является кислород. Преобладание еще более отчетливо, если данные цифры пересчитать на атомные и объемные проценты (табл. 2.1). Земная кора состоит почти исключительно из кислородных соединений, особенно из силикатов алюминия, кальция, магния, натрия, калия и железа. При пересчете на объем различных атомов или ионов кислород составит более 90 % общего объема.

В 1933 г. А.Е. Ферсман ввел понятие кларк, определив его как среднее содержание элемента в земной коре, выраженное в процентах. Так, кларк кислорода равен 46,60, кремния — 27,72.

Таблица 2.1

Наиболее распространенные химические элементы земной коры

Элементы	Среднее содержание, %			Ионный радиус, А
	весовых (по массе)	атомных	объемных	
O	46,6	62,55	93,77	1,40
Si	27,72	21,22	0,86	0,42
Al	8,13	6,47	0,47	0,51
Fe	5,00	1,92	0,43	0,74
Mg	2,09	1,84	0,29	0,66
Ca	3,63	1,94	1,03	0,99
Na	2,83	2,64	1,32	0,97
K	2,59	1,42	1,83	1,33

Различают среднее содержание в весовых (массовых), атомных и объемных процентах:

♦ % (масс.) — это средние массовые содержания элементов, выраженные в процентах или в граммах на грамм породы;

♦ % (ат.) — процентные количества числа атомов элементов;

♦ % (объем.) — какой объем в процентах занимает данный элемент.

По А.П. Виноградову, в земной коре наиболее распространены (%) следующие химические элементы (в скобках дано количество минералов, в которых присутствует элемент):

O	47,2 (1277)	K	2,6 (43)
Si	27,6 (377)	Mg	2,1 (105)
Al	8,3 (268)	Ti	0,6 (30)
Fe	5,1 (170)	H	0,15 (79)
Ca	3,6 (194)	C	0,1 (194)
Na	2,64 (100)		

Таким образом, из 93 химических элементов, установленных в земной коре, на 11 элементов приходится 99,99 % ее массы, а на остальные 82 элемента — лишь 0,01 %.

Анализ кларковых содержаний различных химических элементов позволил установить некоторые закономерности их распространенности в земной коре.

1. Химические элементы в земной коре распространены крайне неравномерно. Кларки отдельных элементов изменяются от десятков процентов до 10^{-8} % и ниже.

2. Наиболее распространенные химические элементы земной коры располагаются в начале Периодической системы, созданной Д.И. Менделеевым. С увеличением порядкового номера распространенность химических элементов неравномерно убывает.

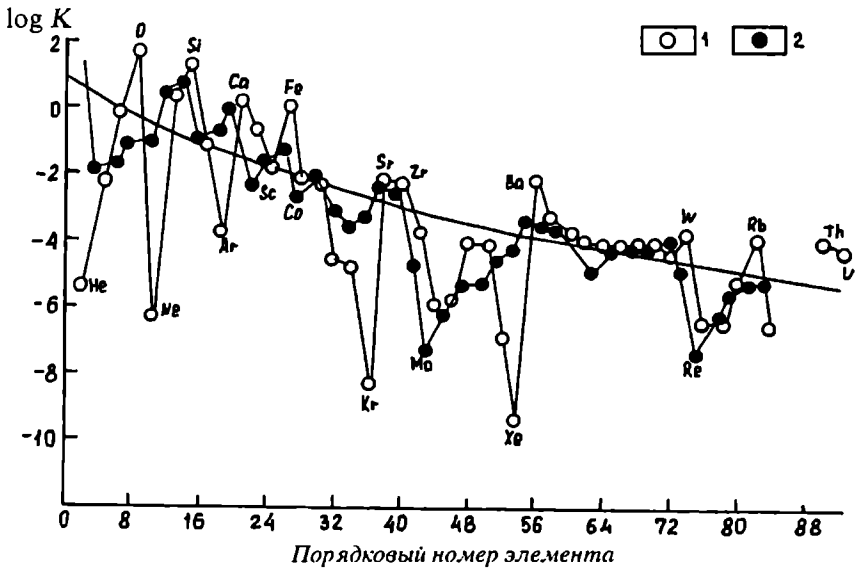


Рис. 2.1. Логарифмы кларков химических элементов:
1 — четных; *2* — нечетных

А.Е. Ферсман для более наглядного изображения особенностей распространения химических элементов построил полулогарифмический график (рис. 2.1). На нем хорошо видны избыточные и недостаточные, или дефицитные, химические элементы, дающие соответственно пики вверх и вниз.

3. Из двух соседних элементов Периодической системы кларк четного элемента, как правило, выше кларка нечетного. При этом наиболее высокие кларки имеют элементы, разности порядковых номеров которых равны или кратны 6, например:

$$O_8 \rightarrow Si_{14} \rightarrow Ca_{20} \rightarrow Fe_{26} \rightarrow ...$$

4. Главными элементами — строителями литосферы — являются всего восемь химических элементов: кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, натрий, калий, магний. При этом ведущее место среди них принадлежит кислороду, составляющему почти половину массы литосферы и около 92 % ее объема.

Так, некоторые элементы, которые играют важную роль в экономике, давно известны и используются человеком, в действительности, являются очень редкими. Например, медь имеет меньшую распространенность, чем цирконий, распространенность свинца сравнима с распространенностью галлия, а ртуть более редкая, чем любой из так называемых редкоземельных элементов. Вместе с этим, относительно распространенными оказываются многие необычные элементы: рубидий находится в природе в количествах, сравнимых с никелем, ванадий значительно более распространенный элемент, чем олово, скандий — чем мышьяк, а гафний, один из последних открытых элементов, более распространен в природе, чем йод.

Таким образом, распространенность химических элементов в земной коре в настоящее время определяется двумя видами закономерностей: обусловленными свойствами ядер химических элементов и связанными с особенностями образования земной коры как части Земли.

Следует отметить, что понятие «распространенность химических элементов» часто не соответствует нашим представлениям об их обычности и редкости. Причиной такого несоответствия является различная способность химических элементов к образованию значительных концентраций в земной коре. Эта способность определяется их химическими свойствами, зависящими от структуры внешних электронных оболочек атомов, а также термодинамическими условиями земной коры.

Некоторые элементы, хотя и находятся в земной коре в заметных количествах, рассеяны в обычных минералах и никогда не образуют высоких концентраций. В.И. Вернадский назвал их рассеянными элементами. Примерами могут служить рубидий, рассеянный в калиевых минералах, и галлий — в минералах алюминия. Другие элементы, например титан и цирконий, образуют собственные минералы, которые, в свою очередь, рассеяны в незначительных количествах в некоторых самых «обычных» породах.

2.1.2. Формы нахождения элементов в природе

Изучение распределения и распространения химических элементов в различных природных телах представляет собой одну из основных задач космо- и геохимии. Химический состав различных природных тел отражает сложные пути их эволюции и определяется рядом физических и химических факторов, главными из которых, по А.Е. Ферсману, являются: образование и изменение атомов во времени; распределение уже готовых атомов под влиянием космических причин (тяготение, световое давление, электромагнитные поля и т.п.); физико-химическое перераспределение групп атомов, электронов, молекул. При оценке распространенности атомов на Земле и в космических телах следует учитывать явления, связанные со всеми этими факторами, а также формы нахождения самих элементов. В масштабах изученной части Вселенной вещество находится в трех главных формах.

Первая форма — **концентрированные атомы**, образующие звезды различных типов, газовые туманности, планеты, кометы, метеориты и космические твердые частицы вещества. Степень концентрации вещества во всех перечисленных телах резко отличается: от звезд белых карликов со средней плотностью 10^6 г/см^3 до газовых молекулярных туманностей с плотностью 10^{-7} г/см^3. Наиболее рассеянные состояния атомов в газовых туманностях удерживаются гравитационными силами или находятся на грани их преодоления.

Вторая форма — **рассеянные атомы и молекулы**, образующие межзвездный и межгалактический газ, состоящий из свободных атомов, ионов, молекул, электронов. Средняя плотность этого вещества оценивается в пределах 10—25 г/см^3. Количество его в нашей Галактике значительно меньше, чем вещества, которое сосредоточено в звездах и газовых туманностях. Межзвездный газ находится на различных стадиях разреженности.

Третья форма — **интенсивно мигрирующие атомные ядра и элементарные частицы**, летящие с громадной скоростью и составляющие космические лучи.

Все эти формы нахождения вещества связаны материальным единством, что проявляется в сходстве относительного распространения главных химических элементов. Однако этими тремя формами, по-видимому, не исчерпываются все возможные состояния вещества в космосе. Имеется вероятность особого «безатомного» состояния вещества в форме сплошной нейтронной фазы, возникающей за счет вырождения электронов, которые объединяются с ядерными протонами под влиянием ультравысоких давлений в наиболее массивных космических телах. В настоящее время астрофизики допускают, что такими телами являются пульсары, открытые сравнительно недавно.

В пределах Солнечной системы и Земли мы встречаемся с атомами, структура которых известна. Поведение химических элементов в различных термодинамических условиях земной коры существенно зависит от формы их нахождения, а она, в свою очередь, определяется состоянием атома данного элемента в природных растворах, включениях, кристаллической решетке минералов и т. д.

В.И. Вернадский выделил четыре формы нахождения химических элементов в земной коре и на ее поверхности: 1) горные породы и минералы; 2) магмы; 3) рассеяние; 4) живое вещество. Каждая из этих форм отличается особым состоянием их атомов.

А.И. Перельман в 1968 г. выделил подвижные и инертные формы нахождения химических элементов в литосфере. Согласно его определению, подвижная форма представляет собой такое состояние химического элемента в горных породах, почвах и рудах, находясь в котором, элемент может легко переходить в раствор и мигрировать. Инертная форма нахождения химического элемента представляет собой такое его состояние в горных породах, рудах, коре выветривания и почвах, в котором элемент в условиях данной обстановки имеет низкую миграционную способность и не может или почти не способен переходить в раствор и мигрировать.

Естественно, что формы нахождения элементов в реальной обстановке земной коры могут меняться и элемент может переходить от относительно инертной к подвижной, активной форме

существования. Наиболее сложные сочетания различных частных форм нахождения элементов отмечаются в зоне гипергенных процессов, которая входит в состав биосферы Земли. Основная форма нахождения элементов в земной коре связана с узлами кристаллических решеток, которые могут быть заняты как непосредственно главными элементами данного минерала, входящими в его химическую формулу, так и изоморфными примесями. Изоморфное замещение одного элемента другим широко развито в земной коре.

2.1.3. Геохимические классификации элементов

Геохимическая классификация элементов обычно объединяет химические элементы в определенные группы по признаку их геохимического сходства, т. е. по признаку их совместного нахождения в определенных природных системах. Геохимические свойства элементов (как и химические) отчетливо выражаются в таблице Д.И. Менделеева.

Элементы, близкие по своему положению, в пределах определенных полей Периодической таблицы обладают сходными химическими и физическими свойствами. Они близки и по своим геохимическим особенностям, поэтому встречаются в земной коре совместно, образуя **естественные парагенетические ассоциации химических элементов**, характерные для определенных геологических процессов. Иными словами, под парагенезисом элементов понимается их совместная концентрация, обусловленная единым геологическим процессом. Парагенетическая ассоциация элементов может быть как одновременной, так и неодновременной, связанной, например, с последовательным осаждением элементов в процессе эволюции расплава или раствора. Парагенетические ассоциации достаточно хорошо изучены в минералах, породах и рудах.

Парагенезисы главных элементов в минералах определяются, как правило, законами кристаллохимии [например, ассоциации Fe, Mg, Si, O в оливинах $(Fe,Mg)_2SiO_4$]. Более сложны и разнообразны парагенезисы элементов-примесей. Так, для оливинов характерны примеси Ni и Co, для халькопиритов — Re, In,

Se, Te, Au, Ag, As, Sb, Tl; для полевых шпатов — Rb, Cs, Li, Ba, Sr; для уранинита — Pb, Ra. Причины образования подобных парагенетических ассоциаций различны — близость ионных радиусов, радиоактивный распад, сорбция и т.п.

Для пород также характерны определенные парагенетических ассоциации элементов. Так, для ультраосновных пород характерна ассоциация Mg, Cr, Ni, Co, Fe, Mn, Pt; для пегматитов — K, Rb, Li, Cs, Be, Nb, Ta, F. Понятие парагенезиса элементов применимо и к более крупным системам — рудным месторождениям, корам выветривания, геологическим формациям и т.п.

Парагенетические ассоциации элементов, особенно элементов-примесей, необходимо учитывать при прогнозе комплекса вероятных веществ-загрязнителей, вовлекаемых в оборот в результате техногенных процессов. Примером может служить переход As, Sb, Se, Te и т.п. элементов в подвижное состояние при разложении сульфидов (пирит, арсенопирит), являющихся минералами пустой породы и поступающих в хвостохранилище в результате отсутствия схем комплексной переработки руд.

Кроме парагенетических ассоциаций, выделяются еще и **запрещенные ассоциации элементов**, т.е. ассоциации, невозможные в земной коре или данной системе. Примером отрицательного парагенезиса элементов служат никель и барий в минералах, хром и уран в рудах, медь и марганец в осадочных породах.

Понятие **запрещенные ассоциации** относится и к минералам. Например, в одной парагенетической ассоциации невозможно нахождение нефелина и кварца.

Наиболее известные геохимические классификации были предложены В.М. Гольдшмидтом, В.И. Вернадским, А.Е. Ферсманом, А.Н. Заварицким.

Классификация В.М. Гольдшмидта была создана в 1924 г. Согласно этой классификации, все элементы подразделяются на четыре геохимические группы: атмофильные, литофильные (оксифильные), халькофильные и сидерофильные. Классификация В.М. Гольдшмидта в интерпретации В.В. Щербины представлена в табл. 2.2.

Таблица 2.2

Геохимическая классификация элементов (по В.М. Гольдшмидту с дополнениями В.В. Щербины)

Группы элементов	Строение иона	Расположение на кривой атомных объемов	Магнитные свойства	Специфическое химическое сродство	Другие свойства
Атмофильные: H, He, N, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn	В большинстве случаев находятся в виде неионизированных дискретных атомов и молекул	На участках максимальных значений	Большинство диамагнитны	Обычно встречаются в природе в виде простых элементов	Характерно газообразное состояние
Литофильные: Li, Be, B, C, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, (S), Cl, K, Ca, Se, Ti, V, Cr, Mn, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, I, Cs, Ba, TR, Hf, Ta, W, Ra, U, Th	Построены по модели атома благородных газов, наружная оболочка из 8 электронов (2 и 6*p*)	На убывающих ветвях	Парамагнитны	Сродство к O, F, Cl	Плотность оксидов сравнительно невысокая
Халькофильные: S, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Au, Hg, Ti, Pb, Bi, (PO?)	Построены по модели атома благородных газов, наружная оболочка из 18 электронов (2*s*, 6*p* и 10*d*) за исключением S, Se, Te, As, Sb	На возрастающих ветвях	Диамагнитны. Диамагнетизм в пределах каждой группы Периодической системы возрастает с порядковым номером	Сродство к S, Se, Te	Расплавленные сульфиды растворимы в расплаве FeS. Образуют комплексные сульфиды
Сидерофильные: Fe, CO, Ni, MO, Tc, Ru, Rh, Os, Ir, Pt, P (?)	Ионы переходного типа с числом электронов в наружной оболочке от 8 до 18	На участках минимальных значений	Ферро- и парамагнитны	Сродство к C, P, A, (Sb)	Большая плотность. Часто встречаются в самородном состоянии

Классификация В.И. Вернадского основана на следующих признаках:

1) присутствие или отсутствие в истории данного химического элемента химических и радиохимических процессов;

2) характер этих процессов — обратимость или необратимость;

3) присутствие или отсутствие в истории химических элементов в земной коре их химических соединений или молекул, состоящих из нескольких атомов.

Согласно этим признакам, В.И. Вернадский разделил элементы на шесть геохимических групп (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Геохимические группы элементов (по В.И. Вернадскому)

Номер группы	Группа	Элементы	Содержание, %
I	Благородные газы	He, Ne, Ar, Rr, Xe Ru,	5,44
II	Благородные металлы	Ru, Rh,Pd, Os, Ir.Pt, Au	7,66
III	Циклические элементы	H, Be, B, C, *N*, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Си, Zn(Ge), As, Se, Sr, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Te, Ba, Hf, W, Re, Hg, TI, Pb, Bi	47,82
IV	Рассеянные элементы	Li,Sc, Ga,Br, Rb, Y, Nb, In, I, Cs, Ta	11,95
V	Элементы сильно радиоактивные	Po, Rn, Ra, Ac, Th, Pa, U	7,61
VI	Элементы редких земель	La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu	16,30

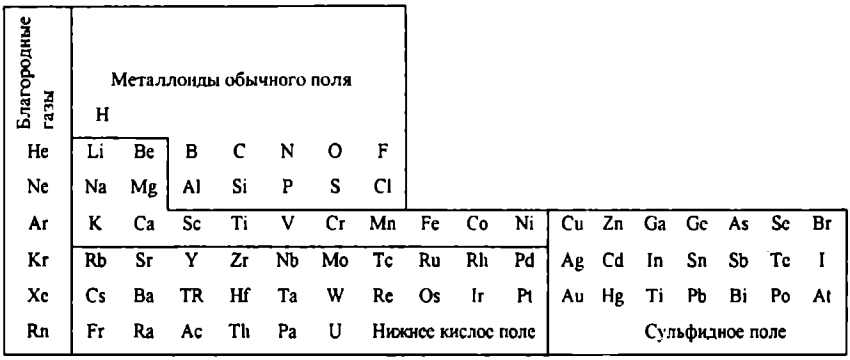


Рис. 2.2. Классификация А.Е. Ферсмана

Классификация А.Е. Ферсмана (рис. 2.2) основана на развернутой таблице Д.И. Менделеева. А.Е. Ферсман выделил элементы, создающие концентрации в определенных магматических горных породах: кислых, средних и ультраосновных.

Классификация А.Н. Заварицкого объединяет геохимически близкие элементы. В данной классификации выделены следующие группы элементов: благородные газы (He, Ne, Ar, Xe, Ru); элементы горных пород (Li, Be, Na, Mg, Al); элементы магматических эманаций (B, C, N, O, F, P, S, Cl); элементы группы железа (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni); редкие элементы (Zr, Nb, Mo, Hf и др.); радиоактивные элементы (Ra, Th, U и др.); элементы группы платины (Ru, Pd, Os, Ir, Pt, Rh); металлические элементы (Cu, Zn, Ag, Au, In, Cd и др.); металлоидные элементы (As, Se, Sb и др.); тяжелые галоиды (Br, I, At).

Согласно **классификации Г. Вашингтона**, элементы разделены на петрогенные (Si, O, Ca, K, Na, Mg, Al) и металлогенные (Cu, Pb, Zn, Mo и др.). **Петрогенные** элементы слагают основную массу земной коры — массивы горных пород и месторождений неметаллических полезных ископаемых. **Металлогенные** элементы содержатся в земной коре в крайне ограниченных количествах и слагают, главным образом, рудные месторождения. Следует отметить, что часть элементов (Fe, Mn и др.) играют в природе двойственную роль: с одной стороны, они

входят в состав минералов горных пород, как петрогенные элементы, с другой — образуют типичные соединения металлов как металлогенные элементы.

2.1.4. Миграция химических элементов. Факторы и виды миграции

История Земли (как ее космический, так и геологический этапы) сопровождалась перманентной эволюцией ее химического состава.

Геохимическая миграция — это перемещение атомов химических элементов в земной коре, ведущее к их рассеянию или концентрации. В результате миграции происходит концентрация элементов вплоть до образования месторождений полезных ископаемых (например, остаточные или инфильтрационные месторождения). Вместе с тем, миграция приводит к рассеянию элементов, уменьшению их содержания в данной системе (например, окисление углей).

В современной геохимии принято выделять четыре основных вида миграции химических элементов: 1) механическую; 2) физико-химическую; 3) биогенную (связанную с деятельностью живых организмов); 4) техногенную (связанную с социально-экономическими процессами).

Под **механической миграцией** понимают процессы переноса твердых продуктов естественного или искусственного происхождения под воздействием поверхностных вод, сил гравитации, ветра и ряда других явлений как из природных, так и из техногенных объектов.

К **физико-химической миграции** относят процессы переноса химических веществ в жидкой (ионной, молекулярной или коллоидной форме), газовой или твердой фазе в результате диффузии, конвекции или их сочетания. Следует напомнить, что **диффузия** — это самопроизвольный и необратимый перенос вещества, приводящий к установлению равновесных концентраций в результате беспорядочного (теплового) движения атомов, ионов, молекул и коллоидных частиц. Вследствие этого возни-

кает **молекулярная диффузия**, вызывающая выравнивание концентраций. Диффузия возможна и при воздействии внешних факторов, создающих градиенты температуры, давления, электрического потенциала. В этих случаях возникают термо-, баро- и электродиффузия соответственно.

Конвекцией называется миграция массовых потоков жидкости или газа. При конвекции (в отличие от диффузии) мигрируют не только растворенные частицы (атомы, ионы, молекулы и т.д.), но и сам растворитель. Если конвекция происходит в пористой среде, то она называется фильтрацией. Конвекция возможна также под влиянием разницы температур и градиента концентраций.

Биогенная миграция — это вовлечение в миграцию и перераспределение химических элементов в результате жизнедеятельности растений, животных и микроорганизмов, которые играют важную роль в круговороте ряда химических элементов. Химические элементы не только используются животными и растениями в своем жизненном цикле, но могут ими и накапливаться. В настоящее время обнаружены микроорганизмы, окисляющие серу, сульфиды, сероводород, Fe, Mn, Sb, H_2, метан, осуществляя процессы хемосинтеза.

Техногенная миграция химических элементов связана, главным образом, с хозяйственной деятельностью человека, сопровождающейся грандиозным перемещением атомов, их рассеянием и концентрацией.

С продукцией промышленности и сельского хозяйства атомы мигрируют по земному шару, а отходы человеческой деятельности загрязняют окружающую среду. Во все возрастающих количествах человечество изготавливает химические соединения, никогда не существовавшие в биосфере, производит искусственные изотопы, металлы и элементы, не соответствующие физико-химическим условиям земной коры. В результате техногенеза создаются ландшафты, агроландшафты, горно-промышленные и т.п., геохимические особенности которых сильно отличаются от природных.

Как и прочие геологические процессы, миграция химических элементов определяется комплексным воздействием ряда

причин, именуемых **факторами миграции**. А.Е. Ферсман предложил различать внутренние и внешние факторы миграции. К **внутренним факторам** он относил факторы, определяемые физическими и химическими свойствами конкретных химических элементов (их термические и химические свойства, радиоактивность), которые и обусловливают их способность образовывать летучие или растворимые соединения, осаждаться из растворов или расплавов, сорбироваться различными веществами. Перечисленные свойства определяются строением атомов.

Термические свойства (или свойства связи) определяют плавкость и летучесть химических элементов и их соединений в геологических процессах. Особенно большое значение эти свойства имеют для миграции химических элементов в условиях высоких температур при формировании магматических расплавов. Однако для ряда летучих и газообразных химических элементов (ртуть, йод, хлор и т.п.) термические свойства оказывают большое влияние и при их миграции в поверхностных оболочках земной коры, включая зоны гипергенеза и техногенеза.

Химические свойства элементов играют ведущую роль при их миграции в земной коре, которая осуществляется преимущественно в жидкой фазе. Характеризуя миграционную способность химических элементов в водных растворах, подчеркнем, что она зависит главным образом от устойчивости конкретных химических соединений (форм переноса), в которых осуществляется миграция этих элементов. Понятие устойчивости требует пояснения. Дело в том, что состав природных растворов, перемещающихся по трещинам и порам в горных породах на различных уровнях земной коры, достаточно сложен. Эти растворы непрерывно взаимодействуют с минералами, слагающими окружающие породы, они насыщены всеми главными элементами данных пород и, кроме того, обычно содержат такие легко мигрирующие компоненты, как хлор, фтор и различные формы карбонат-иона.

В результате разнообразных химических реакций, происходящих в этих сложных по составу растворах, могут образовываться труднорастворимые химические соединения, выпадаю-

щие из растворов в виде определенных минералов. Причем, чтобы быть перенесенными на значительное расстояние, химические соединения не должны вступать с другими компонентами в реакции, в результате которых образовались бы труднорастворимые минералы. Соединения, в той или иной мере отвечающие этим требованиям, могут рассматриваться как миграционноустойчивые. В природных (и техногенных) процессах эти соединения и входящие в их состав элементы способны переноситься водными растворами на значительные расстояния от места их образования. То же происходит и с отдельными диссоциированными ионами некоторых элементов при условии, что они также не вступают в химические реакции с другими компонентами раствора с образованием труднорастворимых соединений.

Итак, можно определить два главных свойства, которым должны удовлетворять соединения, способные к миграции в природных растворах: во-первых, они должны быть в той или иной степени растворимы; во-вторых, они должны быть миграционноустойчивыми, т.е. лишены возможности вступать в химические реакции в данных физико-химических условиях.

Радиоактивные свойства (радиоактивный распад) изотопов некоторых химических элементов (уран, торий, калий, рубидий и др.) по мере эволюции Земли ведут к уменьшению количества их атомов, сопровождающемуся увеличением количества атомов продуктов распада по следующим схемам:

$$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8{}^{4}He;\ {}^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7{}^{4}He;\ {}^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb + $$
$$+ 6{}^{2}He;\ {}^{40}K + e \rightarrow {}^{4}Ar^{0};\ {}^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr + \beta.$$

Следует отметить, что радиоактивные элементы могут вовлекаться в процессе миграции и в результате техногенных процессов, особенно добычи и переработки руд редких и радиоактивных элементов, а также в связи с атомной энергетикой.

К **внешним факторам** относятся термодинамическая и химическая обстановки миграции: температура *T*, давление *P*, кислотно-щелочные pH, окислительно-восстановительные Eh характеристики растворов или расплавов.

Температура имеет очень большое значение для миграции химических элементов. Как известно, растворимость многих соединений в водных растворах существенно возрастает с повышением температуры (например, растворимость сахара в горячей и холодной воде). Более того, в зависимости от температуры изменяются и скорости протекания химических реакций. Так, при комнатной температуре реакция HCl с сидеритом ($FeCO_3$) — вялотекущая, а при нагреве течение ее очень активное. При понижении температуры снижаются растворимость и устойчивость многих высокотемпературных комплексов рудных элементов, что приводит к массовому выпадению из растворов соответствующих рудных минералов. Вместе с тем, увеличение температуры (в том числе и на техногенных объектах) в силу протекания каких-либо побочных химических реакций может привести к растворению и переходу в миграционноспособную форму ряда химических элементов, связанных в минеральные комплексы в условиях пониженных температур.

Давление также является важнейшим термодинамическим параметром, определяющим состояние природных и техногенных систем и тенденции их геохимической эволюции. С точки зрения принципа смещения равновесия, количественное соотношение ионов, связанных в комплексы, и ионов, находящихся в диссоциированном состоянии в растворе, прямопропорционально давлению. Понятно, что резкое уменьшение давления в системе может послужить толчком к минералообразованию, что приведет к снижению миграционной способности ряда элементов. Аналогичным образом увеличение давления может в ряде случаев препятствовать минералообразованию. Примером является реакция так называемого волластонитового равновесия:

$$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2 \uparrow,$$

которая при увеличении давления не идет, так как давление препятствует образованию фазы CO_2.

Химическая обстановка среды — важнейший внешний фактор миграции химических элементов в земной коре. Это по-

нятие включает в себя несколько наиболее поддающихся учету параметров — кислотно-щелочной показатель pH, окислительно-восстановительный потенциал Eh, концентрация и активность химических элементов и их соединений.

Кислотно-щелочные свойства среды определяются концентрацией в ней ионов водорода, которая обозначается через pH и является отрицательным логарифмом концентрации водородных ионов. Так, pH = 7 отвечает нейтральному состоянию среды, pH меньше 7 — кислотному, pH больше 7 — щелочному. Кислотно-щелочные свойства среды весьма сильно влияют на динамику химических реакций, на растворимость и выпадение веществ из растворов. Например, гидраты оксидов ряда элементов выпадают в осадок в строгой зависимости от величины pH. Так, $Al(OH)_3$ выпадает из раствора при pH = 4, закрепляясь в твердой фазе, и становится опять миграционноспособным, растворяясь при pH = 10. В то же время, растворимость SiO_2 возрастает по мере увеличения pH среды.

Окислительно-восстановительный потенциал — важная химическая характеристика среды, очень тесно связанная с ее кислотно-щелочными свойствами. Eh измеряется в вольтах и рассматривается по отношению к потенциалу нормального водородного электрода, условно принятому за ноль. Соответственно один ряд окислительно-восстановительных реакций протекает при положительных значениях потенциала, а другой — при отрицательных. Большинство химических реакций в пределах поверхностных участков земной коры происходят в результате разложения воды с выделением свободного кислорода.

В земной коре многие химические элементы находятся в различных состояниях окисления. Так, три состояния известны для железа — Fe^0, Fe^{2+}, Fe^{3+} и марганца — Mn^{2+}, Mn^{3+},Mn^{4+}; два для урана — U^{4+}, U^{6+} и т.д. Переход элемента из одной степени окисления в другую сопровождается изменением растворимости, изоморфных свойств, что может привести к разделению близких до этого элементов, выпадению одного из них в осадок, т.е. к нарушению равновесных состояний. В ре-

зультате возможно увеличение или снижение миграционной способности элементов.

Активность химических веществ и их концентрация в растворах также относятся к важным параметрам, влияющим на процессы миграции. Водные природные и техногенные растворы представляют собой сложные системы, в той или иной степени насыщенные компонентами вмещающих пород — щелочами, кремнием, железом и т.п. Естественно, что любые геохимические построения, характеризующие миграцию элементов в природных растворах, должны учитывать сложность их химического состава.

Приведенная классификация факторов миграции достаточно условна, так как внешние факторы миграции одного элемента (например, растворение, выпадение в осадок) могут быть обусловлены внутренними факторами (например, pH, *P*, *T*).

При рассмотрении явления рассеяния и концентрации элементов В.И. Вернадский ввел термин **кларк концентрации**, который представляет собой показатель степени концентрации элемента в отдельном месторождении или даже в отдельном минерале. Так, если кларк марганца 0,1, то его кларк концентрации в пиролюзите составит 632, а в родоните — 419. Этот показатель важен при геохимических исследованиях миграции и отложения элементов, а также при изучении рудных месторождений. Руду можно определить просто как отложение, в котором кларк концентрации некоторого элемента достигает цифры, достаточной для рентабельного его извлечения. В табл. 2.4 приведены минимальные оценки кларков концентрации обычных металлов. Эти величины характеризуют скопление элементов, достаточное, чтобы его называть рудным телом.

Доступность элемента в значительной степени зависит от его способности образовывать индивидуальные минералы, в которых он является основным компонентом. Следует отметить, что наиболее трудно извлекаются элементы, которые не образуют собственных минералов, а встречаются в количествах, обычно значительно меньше 1%, в минералах других элементов. К ним относятся индий, рубидий, галлий, гафний, рений и др.

Однако даже для «обычных» элементов количество их, находящееся в рассеянном состоянии, во много раз превышает количество, концентрирующееся в так называемых рудных месторождениях. Глинистые минералы — значительно более распространенный источник алюминия, чем боксит, но технология извлечения алюминия из глинистых минералов до сих пор является нерешенной проблемой. Магний извлекают из морской воды, в которой он находится в количестве 0,13 %, хотя имеются громадные по запасам месторождения оливина, содержащего около 30 % магния. То, что в технике используются определенные редкие элементы, обусловлено не только их свойствами, но и возможностью их попутного извлечения при добыче более распространенных элементов. Например, бериллий, который является редким металлом (он извлекается из единственного минерала — берилла, весьма неравномерно распространенного в некоторых гранитных пегматитах), образует сплавы со столь ценными свойствами, что он стал важным промышленным материалом.

Таблица 2.4

Кларки концентрации обычных металлов в рудных телах

Металлы	Кларк	Минимальныя концентрация, рентабельная для извлечения, %	Минимальный кларк концентрации в рудном теле
Al	8,13	30	4
Fe	5,00	30	6
Mn	0,10	35	350
Cr	0,02	30	1500
Cu	0,007	1	140
Ni	0,008	1,5	175
Zn	0,013	4	300
Sn	0,004	1	250
Pb	0,0016	4	2500
U	0,0002	0,1	500

Многие чрезвычайно редкие элементы могли бы извлекаться в качестве побочных продуктов. Например, при электролитической очистке меди можно получать в достаточных количествах теллур, поощряя тем самым развитие промышленного использования этого элемента. Любой спрос на галлий или германий можно удовлетворить, извлекая значительные количества этих элементов (порядка 1000 т ежегодно) из золы некоторых углей.

2.2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

2.2.1. Общие сведения о минералах и процессах их образования

Понятие «минерал» в разное время имело разное содержание. Так, читая в рукописи древнего ученого, что горный хрусталь (кварц) есть «сгущенная горная вода», а рубин — застывшие «капли крови чудовищ», не следует снисходительно улыбаться. Ведь в те времена не были известны способы химического анализа вещества и не имели понятия о кристаллическом строении. Только в 1852 г. известный минералог Н. Кокшаров привел в своем труде «Материалы для минералогии России» три исключительно ценных и трудоемких по тем временам анализа русских бериллов. А в настоящее время известны сотни химических анализов этого минерала — основной бериллиевой руды.

Современное определение минерала таково: **минералами (от лат. «минера» — руда) называются природные химические соединения или отдельные элементы, однородные по химическому составу и внутреннему строению, являющиеся продуктами различных геологических процессов.**

Таким образом, подразумевается сочетание трех «координат»: 1) образованные в природных условиях; 2) наличие определенного химического состава; 3) кристаллическое строение.

В земной коре в настоящее время установлено около 2500 минеральных видов, что значительно уступает числу неоргани-

ческих соединений, получаемых лабораторным путем, количество которых исчисляется десятками тысяч. Главные причины ограниченности видов минерального мира земной коры следующие: неустойчивость многих химических соединений в условиях земной коры и переход их в более стабильное состояние; ограниченные возможности термодинамических условий в земной коре, строго определенные границей температуры и давления; относительная распространенность химических элементов и их свойства.

Возникновение минералов обусловлено действием физических и химических законов, т.е. основных законов природы. Соединения же, которые рождаются в лабораторных и заводских установках и имеют состав, аналогичный природным, называют обычно искусственными камнями.

Трудно оценить значение минералов в практической деятельности человека, поскольку очень большое их число применяется в различных отраслях промышленности.

Условия образования минералов. «Князь ботаников» Карл Линней писал: «Минералы растут, растения растут и живут, животные растут, живут и чувствуют». Да, это так. Строга научная классификация. Но трудно согласиться называть минералы не живыми. Они зарождаются, формируются, изменяются и исчезают. У каждого минерала своя биография. Что же создает биографию минералов? Чтобы ответить на этот вопрос, надо знать процессы образования минералов.

Минералы возникают при геохимических реакциях, сопровождающих геологические процессы. Каковы же эти процессы, приводящие к образованию минералов? Другими словами, каковы основные процессы минералообразования в земной коре? Процессы и условия образования минералов чрезвычайно разнообразны, но их можно объединить в две большие группы: эндогенные процессы минералообразования и экзогенные процессы минералообразования.

Эндогенные процессы минералообразования происходят в недрах земной коры, для которых характерны большие давления и высокие температуры. В данных условиях минералы образуются следующим образом.

1. При кристаллизации магматических расплавов. Таково происхождение **магматических** минералов. Различают процессы минералообразования при кристаллизации **основной массы** магматического расплава и при кристаллизации **остаточного магматического расплава**, пересыщенного газообразными летучими компонентами. Этим стадиям кристаллизации соответствуют **собственно магматические минералы и минералы пегматитового процесса**. В последнем случае возникают крупнокристаллические выделения какого-либо минерала, например, полевого шпата, в ряде случаев проросшие одинаково (правильно) ориентированными кристаллами другого, например, кварца, как это имеет место в пегматитах.

2. Путем возгона магматических газов. Процессы минералообразования из летучих компонентов принято называть **пневматолитовыми** (от греч. «пневматос» — пар, дыхание, «лисис» — распад). К пневматолитовым относят и те минералы, которые возникают при воздействии магматических газов на окружающие породы. В этом случае часто происходит замещение (метасоматоз) одних минералов другими, сопровождающееся изменением химического состава. Минералы такого происхождения называются **пневматолит-метасоматическими**.

Минералообразование, происходящее путем выпадания минерального вещества из горячих водных растворов, появляющихся при снижении магматических паров, называются **гидротермальными**.

В природе пневматолитовый и гидротермальный процессы минералообразования часто протекают одновременно. На этом основании выделяют **пневматолит-гидротермальные** процессы минералообразования.

Пневматолитовые, гидротермальные и пневматолит-гидротермальные процессы минералообразования обычно объединяют в группу **постмагматических**.

3. За счет перекристаллизации горных пород в твердом состоянии под влиянием высоких температур и давлений, а также летучих выделений магматических масс. В данном случае

речь идет о процессах минералообразования при **метаморфизме** горных пород — **регионально- и контактно-метаморфическом.**

Экзогенные процессы проявляются вблизи земной поверхности в условиях невысокой температуры и незначительного атмосферного давления. Сущность этих процессов в том, что обнажающиеся на поверхности, а также залегающие на небольших глубинах породы, руды и отдельные минералы подвергаются разрушению — «выветриванию» — под воздействием экзогенных (внешних) факторов. К последним относятся: суточные и годовые колебания температуры, воздействие атмосферных и подземных вод, особенно содержащих кислород, углекислоту, SO_2, H_2S, оксиды азота и других веществ, а также низших организмов, растений и, наконец, человека, в результате деятельности которого существенно изменяется поверхность Земли. Другими словами, минералообразование происходит в результате взаимодействия факторов атмо-, гидро- и биосферы на верхнюю границу литосферы, на уже имевшиеся минералы. Поэтому вновь образующиеся вторичные минералы называются **гипергенными** («заново образовавшимися»).

В зависимости от состава исходных минералов и характера их изменения различают несколько типов относящихся сюда процессов.

Первоначальное изменение проявляется в виде **физического** (механического) **разрушения** горных пород, Последние растрескиваются, рассыпаются на составляющие их минералы, которые переносятся атмосферными водами и реками. Легкие минералы уносятся, а более прочные и тяжелые, скапливаясь, образуют **россыпи** золота, алмаза, платины, циркона, граната, касситерита, шеелита, монацита и др.

Большинство породообразующих минералов — полевые шпаты, роговые обманки и другие подвергаются **химическому разрушению** и растворению. Эти растворы, в конце концов, попадают в моря и замкнутые бассейны.

В районах с засушливым климатом происходит осаждение ряда солей из вод этих бассейнов и образуются месторождения

мирабилита, галита, гипса, ангидрида и других «солеобразных» минералов, число которых достигает нескольких десятков.

Важное промышленное значение имеют **коллоидальные химические осадки** — морские и озерные, образующие иногда крупнейшие месторождения железных, марганцевых руд, фосфоритов и др.

Особую группу составляют **биохимические** осадки, образующиеся в результате жизнедеятельности организмов. Сюда относятся **каустобиолиты** (горючие ископаемые: торф, угли, нефти, горючие газы), известняки, мел и другие образования, состоящие из органических остатков, а также самородная сера, некоторые бурые железняки, кальциты и другие минералы, выделившиеся в результате жизнедеятельности микроорганизмов, в частности, специальных видов бактерий и водорослей. Следует отметить, что эти процессы изучены недостаточно.

Названия минералов. Многие названия дошли до нас со времен глубокой древности. Они давались горняками, алхимиками, также минералогами прошлых веков, как правило, на древнегреческом и латинском языках. Поэтому многие названия оканчиваются на «дин» или «ит», например, александрит, альмандин.

Названия давались по ряду признаков.

1. Географическому. Например, мусковит — от старинного итальянского названия Московского государства, экспортировавшего эту слюду в середине XVI в. в Европу для «застекления» окон; ильменит — от Ильменских гор Южного Урала. Нерациональность этих названий очевидна, так как минералы с аналогичным географическими названиями встречаются во многих местах России и в других странах.

2. В честь ученых и великих людей: гетит — в честь Гете; вернадит — академика В. Вернадского; ферсманит и ферсмит — академика А. Ферсмана; ершовит — профессора В. Ершова, основоположника горно-промышленной геологии и т.д.

3. По физическим признакам: гематит имеет кроваво-красную черту — «гематикос» (по-греч. кровь); ортоклаз — «прямораскалывающийся».

4. По содержанию химических элементов (танталит и др.)

5. По случайным признакам. Например, некоторые названия отмечали неудачи исследовавших их ученых: эшинит — от «эсхинос» (стыд), так как вследствие сложности его состава долго не удавалось установить все присутствующие в нем редкие элементы. Названия фенакит, апатит, сфалерит — «обманщик» даны нескольким минералам, настолько похожим на другие, что они различаются с трудом. В некоторых названиях отразились старые поверья об их якобы магических, целебных свойствах: нефрит — против болезни почек, аметист — против пьянства и т.д.

Немало имеется и «лишних» названий — синонимов, возникших благодаря тому, что и один и тот же минерал в различных местностях был назван по-разному. Особенно распространены синонимы среди сульфидов: например, сурьмяной блеск имеет еще названия антимонит и стибнит.

2.2.2. Внутреннее строение и состав минералов

Важнейшими факторами, от которых зависит внутреннее строение, или кристаллическая структура минералов, считаются структурные единицы, из которых состоят кристаллические решетки, их размеры, характер связей друг с другом, координация.

Характер и размеры структурных единиц. Структурными единицами, из которых строятся минералы, являются ионы, атомы, реже молекулы, при этом большинство минералов — это ионные постройки. Количество структурных единиц в минералах может быть весьма различным — от простых веществ и двойных (бинарных) соединений до соединений сложного состава.

Размеры слагающих минерал структурных единиц характеризуются с помощью их **эффективных радиусов**, под которыми понимаются радиусы сферы воздействия данной структурной единицы на окружающие. Эффективные радиусы измеряются в нанометрах (нм), при этом радиусы катионов (положительно заряженных ионов) всегда меньше радиусов анионов (отрицательно заряженных ионов).

Типы химических связей. Строя минералы, структурные единицы соединяются друг с другом при помощи различного вида химических связей. Главными типами являются ионная, ковалентная, донорно-акцепторная, металлическая и молекулярная.

Ионная связь проявляется в том случае, когда при взаимодействии атомов один из них притягивает в сферу своего действия один или несколько внешних электронов, принадлежащих другому атому, и превращается, таким образом, в отрицательно заряженные ион — анион, тогда как другой атом становится положительно заряженным ионом — катионом. Разнозаряженные ионы удерживаются в кристаллической решетке силами электростатического притяжения. Ионные связи не имеют пространственной направленности: каждый ион стремится окружить себя максимальным числом ионов противоположного знака. Преимущественно ионной связью обладают хлориды и фториды, некоторые оксиды.

Ковалентная (атомная) связь возникает в результате образования общих электронных пар за счет неспаренных электронов, принадлежащих взаимодействующим атомам. Она также обусловлена стремлением атомов к построению устойчивой внешней 8-электронной оболочки. В отличие от ионных, ковалентные связи всегда характеризуются определенной направленностью. Ковалентная связь распространена в мире минералов значительно меньше ионной. Она встречается лишь у минералов, молекулы которых построены атомами одного химического элемента. Наиболее распространен переходный ионно-ковалентный тип связи.

Донорно-акцепторная связь (от лат. «доно» — дарить, отдавать, «акцепте» — получать, принимать) заключается в использовании уже существующих пар электронов одного атома (донора) другим атомом (акцептором). Электроны, таким образом, часть времени проводят в оболочке одного атома, а часть — в оболочке другого, осуществляя связь между ними. Донорно-акцепторная связь наиболее характерна для некоторых сульфидов и их аналогов.

Металлическая связь наиболее широко представлена у самородных металлов (меди, золота, серебра). В соединениях с металлической связью каждый атом отдает участвующие в связи электроны, которые свободно перемещаются в виде «электронного газа» между положительно заряженными ионами. Металлическая связь не имеет направленности, и каждый ион стремится окружить себя максимальным числом соседей.

Молекулярная связь проявляется в результате взаимодействия между собой нейтральных молекул, внутри которых устанавливаются связи других типов. Это — довольно слабая связь, определяемая так называемыми вандерваальсовскими силами. Среди минералов этот тип связи мало распространен. По степени однородности химических связей все минералы можно разделить на **гомодесмические** и **гетеродесмические** соединения (от греч. «гомос» — одинаковый, «гетерос» — различный, «десмос» — связка). К гомодесмическим соединениям относят минералы, в которых устанавливаются связи только одного типа. Например, в галите (NaCl) и флюорите (CuF) все связи ионные, в алмазе (C) — ковалентные, в самородной меди — металлические. При наличии в минералах различных типов химических связей их относят к гетеродесмическим соединениям. Например, для гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) характерны ковалентные связи между серой и кислородом в ионе $[SO_4]^{2-}$, в то время как катионы Ca^{2+} связаны с сульфатионом с помощью ионных связей, а молекулы воды соединяются с $CaSO_4$ молекулярными связями.

Координация структурных единиц. Образуя кристаллические решетки, структурные единицы минералов окружают себя определенным числом соседей, расположенных соответствующим образом. Число ближайших соседей атома (иона), одинаково расположенных по отношению к нему в кристаллической решетке, называется **координационным числом**. Значения координационных чисел в кристаллах минералов изменяются от 2 до 12, наиболее распространены координационные числа 4, 6, 8, 12. Координационное число зависит от соотношения размеров структурных единиц, типа химической связи, а также условий образования минералов.

Координация атомов в свою очередь обусловливает прочность связей, которая с уменьшением координационного числа возрастает и вызывает соответственное сокращение межатомных расстояний.

Говоря о координационном числе, мы представляем структурные единицы кристаллических решеток минералов (ионы, атомы и др.) в виде упругих соприкасающихся сфер. Принимают, что выполнение ими пространства происходит по принципу плотнейшей кубической или плотнейшей гексагональной упаковки. При плотнейшей упаковке одинаковые шары занимают 74,05 % объема, остальное пространство приходится на пустоты, которые бывают двух сортов: тетраэдрические (между 4 шарами) и октаэдрические (между 6 шарами). Так как анионы по размерам обычно больше катионов, то именно они создают плотнейшую упаковку, в пустотах которой и размещаются катионы.

Изображение, или моделирование, подобным образом представленных кристаллических структур минералов проводится в настоящее время тремя основными способами (рис. 2.3):

1) в виде так называемых разреженных моделей, когда вместо шаров плотнейшей упаковки изображают только их центры.

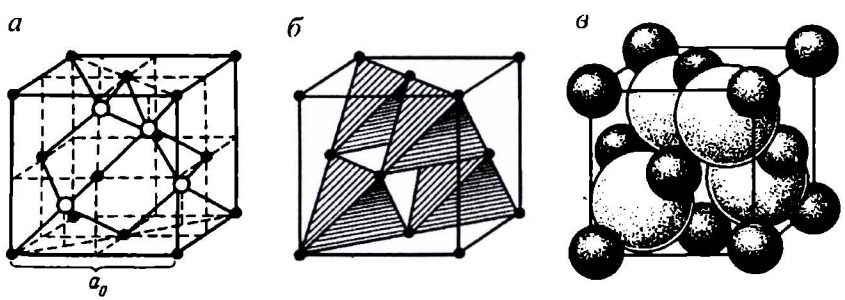


Рис. 2.3. Три способа моделирования кристаллической структуры сфалерита (ZnS):

а — разреженная модель; *б* — полинговская модель (внутри каждого тетраэдра располагаются центры ионов серы); *в* — плотнейшая упаковка (черные шары — ионы цинка, белые — серы)

Эти модели очень наглядны, но не дают представления о степени заполнения пространства;

2) в виде различной формы полиэдров (тетраэдров, октаэдров и др.), вырезанных из плотнейшей упаковки анионов и заполненных катионами. Это так называемые полинговские модели (по имени предложившего их ученого Л. Полинга);

3) в виде плотнейшей упаковки анионов и катионов соответствующих размеров. Этот способ не нагляден, так как можно видеть только один слой шаров (одну плоскую сетку).

Структурные мотивы. Характер химических связей и их направленность определяют преимущественное направление в распространении («сцеплении») атомов, ионов и их групп (радикалов) в кристаллической решетке минерала или, иначе говоря, ее структурный мотив. Выделяют следующие основные типы структурных мотивов.

1. **Координационный** — характеризуется равномерным распределением атомов или ионов в кристаллических структурах. Характерен для гомодесмических минералов и отличается равномерным распределением химических связей в трех измерениях. Координационный мотив с существенно ионной связью устанавливается в галите (NaCl), с существенно ковалентной — в алмазе (C) и с металлической — в самородных металлах. Остальные виды структурных мотивов характерны для гетеродесмическкх минералов.

2. **Островной** — характеризуется наличием в структуре обособленных групп атомов (радикалов), связи внутри которых всегда более прочные, чем связи их с окружающими атомами или ионами. Радикалы могут иметь линейную, треугольную, пирамидальную, тетраэдрическую и октаэдрическую формы. Островные структуры характерны для карбонатов, сульфатов, некоторых силикатов.

3. **Кольцевой** — сравнительно редок в кристаллических структурах минералов. Характеризуется объединением изолированных групп атомов в кольце различной конфигурации (трех-, четырех-, шести- и восьмичленные). Примерами минералов с кольцевой структурой могут служить самородная сера и берилл.

4. **Цепочечный** — отличается ярко выраженной линейной направленностью наиболее прочных связей в кристаллической

решетке. Для него характерно наличие «бесконечных» групп атомов, расположенных в виде цепочек. При этом связи внутри цепочек всегда более прочные, чем между ними. Цепочки могут быть как одиночными, так и сдвоенными, получаемыми путем отражения одиночных цепочек в плоскости симметрии. Такие сдвоенные цепочки также называют лентами, а структуры, для которых они характерны, — ленточными. Цепочечный мотив характерен для многих силикатов, сульфидов, оксидов.

5. **Слоистый** — характеризуется двумерным распределением наиболее прочных связей в структуре, т.е. расположением структурных единиц (атомов, радикалов) в плоскости. Отсюда наличие в них группировок атомов, составляющих «бесконечные» слои, связи между которыми всегда менее прочные, чем внутри них. В поперечном сечении слои могут быть простыми, состоящими из одной сетки атомов, или сложными, состоящими из нескольких плоских сеток. Слоистый мотив развит в минералах, относящихся к классам силикатов, оксидов, сульфатов, сульфидов.

6. **Каркасный** возникает в том случае, если образующие структуру радикалы через общие вершины соединяются друг с другом в виде трехмерного каркаса. Характеризуется равномерным распределением в пространстве прочнейших межатомных связей. К каркасным минералам принадлежат многие алюмосиликаты, в частности полевые шпаты, а также кварц.

Важнейшие структурные мотивы гетеродесмических минералов иллюстрируются на примере силикатов, где основой кристаллической структуры является радикал $[SiO_4]^{4-}$ — кремнекислородный тетраэдр (рис. 2.4).

Наибольшее число минералов имеет островное строение, реже встречаются минералы цепочечной структуры, и лишь около 50 минеральных видов имеют каркасное строение. Но именно каркасные минералы ввиду высокой прочности их решеток наиболее распространены в земной коре, и к ним принадлежат главнейшие породообразующие минералы.

Полиморфизм. Каждый минерал имеет свою собственную, только ему присущую структуру — кристаллическую решетку с определенной внутренней и внешней симметрией. Однако уста-

новлены случаи, когда одно и то же по составу вещество может иметь различные кристаллические структуры. Это явление, обнаруженное Э. Митчерлихом в 1920 г., получило название полиморфизма (от греч. «поли» — много, «морфэ» — форма). **Полиморфизмом называется свойство соединений и простых веществ кристаллизоваться в зависимости от внешних условий в различных структурных типах**. Полиморфизм широко

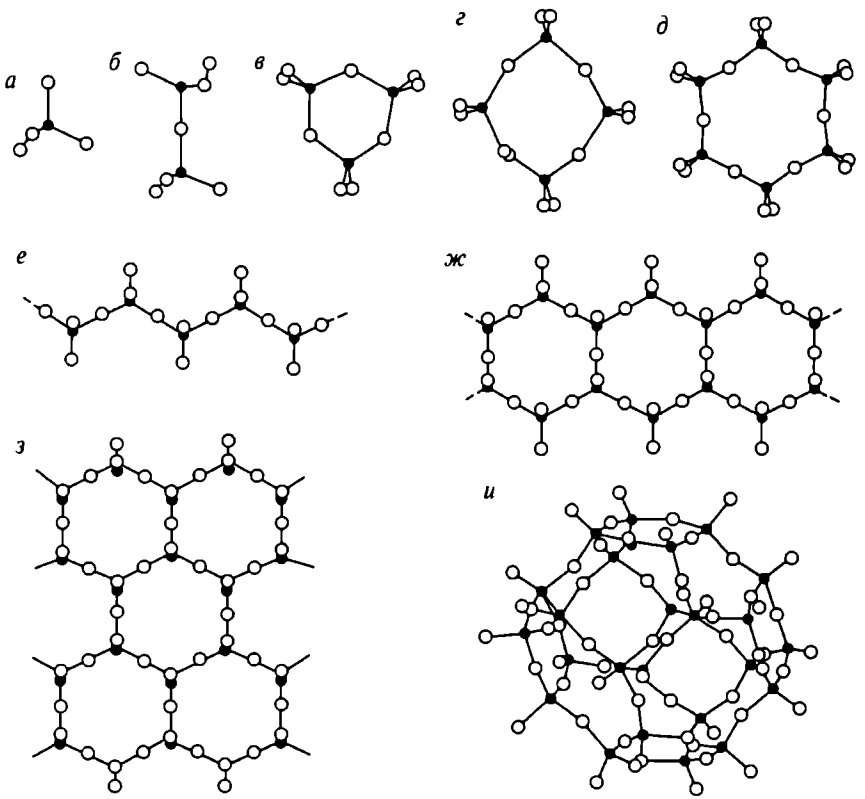


Рис. 2.4. Типы структурных мотивов в кристаллах минералах на примере силикатов:

а — изолированный кремнекислородный тетраэдр; *б* — сдвоенный тетраэдр; *в*, *г*, *д* — кольцевой мотив (*в* — из трех тетраэдров, *г* — из четырех тетраэдров, *д* — из шести тетраэдров); *е* — цепочечный мотив; *ж* — ленточный мотив; *з* — листовой мотив; *и* — каркасный мотив

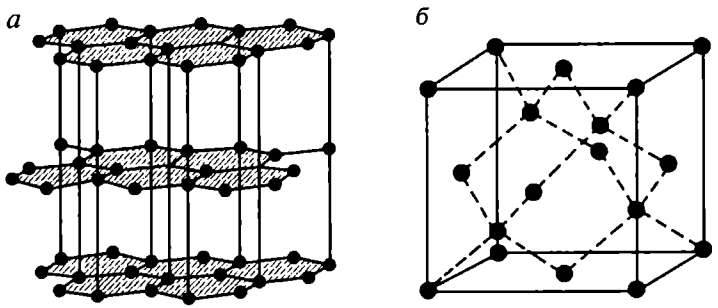


Рис. 2.5. Полимерные модификации углерода:
а — графит (гексагональный); *б* — алмаз (кубический)

распространен в мире минералов. Яркий пример этого явления — полиморфные модификации углерода — графит и алмаз. Графит кристаллизуется в гексагональной сингонии, алмаз — в кубической (рис. 2.5). И, как следствие, оба эти минерала, имеющие один и тот же химический состав, обладают совершенно несходными свойствами.

Устойчивые в определенных физико-химических условиях разности данного кристаллического вещества называются полиморфными модификациями. Примерами полиморфных модификаций минералов являются дистен и силлиманит, кальцит и арагонит, сфалерит и вюртцит, пирит и марказит.

2.2.3. Химический состав минералов

Особенности химического состава. Большинство химических элементов Периодической системы входят в состав минералов, т.е. являются **минералообразующими**. Однако роль их в составе минералов весьма не одинакова. По своей количественной и качественной роли в составе минералов все минералообразующие элементы можно разделить на две группы.

1) **видообразующие** — дающие самостоятельные минеральные виды (Si, O, H, Al, Ca, Na, Mg, Cu, Pb, S и др.);

2) **рассеянные** — не дающие самостоятельных минералов и обычно входящие в их состав в виде примесей (Rb, Hf, Re, Ra, Ro и др.).

В свою очередь, видообразующие элементы в зависимости от числа образуемых ими минеральных видов могут быть разделены на главные, образующие значительное количество минеральных видов (указано в скобках): O(1364), H(908), Si(432), Al(320), Cu(184), Rb(178) и др. и второстепенные и редкие, число минеральных видов для которых невелико: Ni(49), Bi(61), Li(24), Ag(50), U(59), Cr(17), Hg(16). Строгого соответствия между кларками химических элементов и числом образуемых ими минеральных видов не устанавливается. Различная роль минералообразующих элементов зависит от их химических свойств, а также от физико-химических условий процессов минералообразования, определяющих преобладание тех или иных устойчивых соединений данного элемента.

Минералы представлены следующими основными типами химических соединений:

1) простыми веществами или самородными элементами — самородная сера (S), графит (C), самородная медь, золото, платина (Cu, Ag, Pt) и др.;

2) оксидами и гидроксидами, например, корунд (Al_2O_3), рутил (TiO_2), куприт (Cu_2O) и др.;

3) солями различных кислородсодержащих и бескислородных кислот, представляющими собой наиболее распространенный в минеральном царстве тип химических соединений — галит (NaCl), пирит (FeS_2), кальцит ($CaCO_3$), барит ($BaSO_4$), форстерит (Mg_2SiO_4), ангидрит ($CaSO_4$) и др.

Многие соли характеризуются группами атомов, которые участвуют в химических реакциях как единое целое и называются комплексными анионами, или **радикалами**. Главными радикалами в минералах являются: $[SiO_4]$ в силикатах, $[CO_3]$ в карбонатах, $[PO_4]$ в фосфатах, $[SO_4]$ в сульфатах. Комплексные анионы отличаются от простых более крупными размерами и наличием внутри комплексов прочных химических **связей**.

Среди минералов различают соединения постоянного состава (определенные соединения) и переменного (неопределенные соединения). **Определенные соединения** в любых генетических условиях сохраняют в структуре одно и то же количест-

венное соотношение минералообразующих элементов. Такими минералами являются, например, галит ($NaCl$), кальцит ($CaCO_3$), гематит (Fe_2O_3), кварц (SiO_2), куприт (Cu_2O) и др.

У **неопределенных соединений** состав может колебаться в некоторых пределах (в пределах области, в которой кристаллическая решетка с данной структурой в заданных условиях температур и давлений может существовать), причем колебания состава не могут быть объяснены посторонними механическими примесями. К этой группе принадлежит абсолютное большинство минералов.

Изоморфизм. У минералов способность к образованию соединений переменного состава основана на явлениях изоморфизма (греч. «изос» — равный, одинаковый, «морфэ» — форма). Под изоморфизмом понимается явление взаимного замещения атомов и ионов в кристаллических решетках минералов без нарушения их строения. Образующиеся при этом вещества называются **изоморфными смесями**, или **твердыми растворами**. Возможность изоморфных замещений обусловлена, с одной стороны, близостью свойств самих атомов и ионов (размеров, координации, состояния химической связи), а с другой — некоторыми параметрами процессов минералообразования (температурой, давлением, концентрацией компонентов). Так, например, в условиях высоких температур изоморфное замещение компонентов происходит в гораздо более широких пределах, чем при низких. Значительная недонасыщенность среды минералообразования какими-либо элементами не позволяет им образовывать кристаллические решетки собственных минералов, что приводит к рассеянию их в решетках других минералов в виде изоморфных примесей.

В зависимости от количественных соотношений замещающих друг друга единиц различают изоморфизм **полный**, или **совершенный**, и **неполный**, или **несовершенный**. В случае полного изоморфизма смесимость компонентов возможна в любых количественных соотношениях. Примером полного изоморфизма является группа плагиоклазов, представляющая собой непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются

альбит $Na[AlSi_3O_8]$ и анортит $Ca[Al_2Si_2O_8]$ со схемой замещения NaSi > CaAl. Полный изоморфизм в классе оксидов наблюдается также в ряду колумбит $(Fe, Mn)Nb_2O_6$ — танталит $(Fe, Mn)Ta_2O_6$ со схемой замещения Nb > Ta.

При неполном изоморфизме смесимость компонентов возможна только в определенных количественных соотношениях. Случаи несовершенного изоморфизма гораздо более многочисленны. Примерами могут быть кальцит $CaCO_3$, где до 22 % Ca может замещаться Mg, флюорит CaF_2, в котором до 17 % Ca замещается Y, рутил TiO_2 , где около 30 % Ti может быть замещено на Nb (+ Fe) по схеме 3Ti > 2Nb + Fe, и многие другие.

В минералах с существенно ионным типом связи различают также **изовалентный** и **гетеровалентный** (от греч. «гетерос» — другой, различный) изоморфизм.

При изовалентном изоморфизме взаимозамещаются ионы с одинаковыми зарядами, например, $K^+ > Rb^+$ в полевых шпатах, $Mo^{4+} > Re^{4+}$ в молибдените, $Ba^{2+} > Sr^{2+}$ в барите, $Ca^{2+} > Mn^{2+}$ в гранатах и т.д. При гетеровалентном изоморфизме взаимозамещаются ионы различной валентности, но замещение происходит с компенсацией зарядов, т.е. при сохранении электростатического баланса решетки. Подобные замещения наблюдаются в плагиоклазах ($Na^+Si^{4+} > Ca^{2+}Al^{3+}$), биотите ($3Mg^{2+} > 2Al^{3+}$), нефелине ($2Na^+ > Ca^{2+}$–), халькозине ($2Cu^+ > Cu^{2+}$), пирротине ($3Fe^{2+} > 2Fe^{3+}$) и многих других минералах. При этом взаимозамещаемость успешно осуществляется только тогда, когда разница зарядов ионов не превышает единицы.

Формулы минералов. Химический состав минералов принято выражать с помощью **эмпирических** или **структурных формул**. Эмпирические формулы выражают количественный химический состав минералов, не давая представления о сочетаниях и связях химических элементов друг с другом. В структурных формулах, которые гораздо шире распространены в минералогии, учитывается не только химический состав минералов, но и тип химического соединения, взаимосвязи отдельных элементов.

Обычно в структурных формулах радикалы выделяются квадратными скобками, близко связанные друг с другом элемен-

ты — круглыми. Например, эмпирическая формула дистена имеет вид Al_2SiO_5 или $Al_2O_3 \cdot SiO_2$, структурная — $Al_2[SiO_4]O$. Особенно важны структурные формулы для минералов сложного состава. Так формула авгита имеет вид Ca (Mg, Fe, Al) [(Si, $Al)_2O_6$], топаза $Al_2(F, OH)_2$ $[SiO_4]$ и т.д.

Изоморфные группы элементов в порядке уменьшения их количества заключаются в круглые скобки и отделяются друг от друга запятыми, например, формула сфалерита имеет вид (Zn, Fe, Mn, Cd, Ge, In)S, формула вольфрамита — $(Mn, Fe)WO_4$, оливина $(Mg, Fe)_2$ $[SiO_4]$ и т.д.

Если в минерале присутствуют элементы в различной степени окисления, то они пишутся раздельно с указанием валентности: так формула магнетита имеет вид $Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$, роговой обманки $Ca_2Na(Mg, Fe^{2+})_4$ (Al,Fe^{3+}) $(OH)_2$ $[(Si, Al)_4O_{11}]_{22}$. Молекулы воды в кристаллогидратах пишутся в конце формулы, соединяясь с ней точкой: $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ — гипс.

2.3. ОСНОВЫ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

2.3.1. Общие положения

Наиболее распространено в земной коре твердое кристаллическое состояние вещества. Кристаллическое строение имеет абсолютное большинство минералов, входящих в состав горных пород и руд.

Кристаллы (от греч. «кристаллос» — лед) издавна привлекают внимание человека своей формой. С ними он сталкивается как в горной деятельности, так и при различных технологических процессах. Подавляющее большинство минералов являются кристаллами. Кристаллами называют твердое тело, образующееся в природных или лабораторных условиях в виде многогранников. Поверхность таких многоугольников ограничена более или менее совершенными плоскостями — **гранями**, пересекающимися по прямым линиям — **ребрам**. Точки пересечения ребер образуют **вершины**.

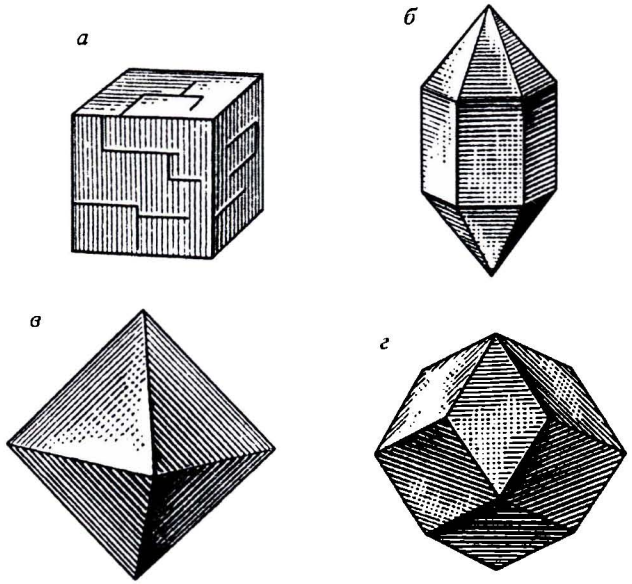


Рис. 2.6. Кристаллы поваренной соли (*а*), кварца (*б*), алмаза (*в*) и граната (*г*)

Примерами кристаллов могут служить кубики поваренной соли (NaCl), заостренные на концах шестигранные призмы горного хрусталя (SiO_2), восьмигранники (октаэдры) алмаза (C), двенадцатигранники граната и др. (рис. 2.6).

Размеры подобных образований могут быть весьма большими. Так, в 1958 г. в СССР был найден гигантский кристалл кварца массой около 70 т, длиной 7,5 м и шириной 1,6 м. Однако чаще приходится иметь дело с мелкими, микроскопическими кристалликами. Поэтому с первого взгляда может показаться, что кристаллические тела встречаются чрезвычайно редко. Действительно, гигантские кристалл и кристаллы, хранящиеся в музеях, представляют собой исключительные, уникальные экземпляры. Нечасто получаются крупные многогранники и в лабораторных условиях. Выращивание их требует немалого труда и времени.

Однако, внимательно приглядевшись к окружающим нас предметам, легко убедиться в широком распространении кристаллических образований. Снег, поваренная соль, многие ле-

карства состоят из мелких кристалликов. Можно выявить еще больше таких тел, если обратиться к помощи микроскопа. Так, металлы и сплавы, каменные материалы и многие другие образования состоят из кристаллических зерен. То же самое можно сказать и о подавляющем большинстве горных пород, слагающих земную кору. Многим, конечно, знакома одна из весьма распространенных глубинных горных пород — гранит, состоящая из полевого шпата, кварца и слюды. Зерна этих минералов возникли при медленном застывании огненно-жидкого расплава — магмы и являются кристаллами. Рассматривая отдельные зерна, мы в большинстве случаев наблюдаем не характерные прямолинейные очертания, а криволинейные и неправильные контуры. Последнее объясняется одновременным ростом в магме множества кристаллов, благодаря чему отдельные кристаллы, тесня друг друга, не смогли приобрести многогранную форму.

Оптическим путем доказано, что и такие осадочные горные породы, как песок и глина, состоят, главным образом, из мельчайших кристаллических обломков. Кристаллическими являются и другие осадочные горные породы органического и химического происхождения — известняки, доломиты, каменная соль, гипс и др.

С 1912 г. появилась возможность исследовать посредством рентгеновских лучей совокупности мельчайших кристаллических частиц, не улавливаемых микроскопически. Рентгеноструктурный метод позволил расширить круг известных нам кристаллических веществ. Например, доказано, что сажа, воск, роговица глаза представляют собой агрегаты мельчайших кристаллов. Наконец, новейшие методы электронографии, электронной микроскопии и прочие открыли многообещающие пути распознавания и исследования кристаллических веществ. Приведенных фактов достаточно, чтобы сделать вывод об огромной распространенности кристаллов, а также об их исключительно важном практическом значении.

2.3.2. Строение кристаллов

Геометрическая, правильная форма кристаллов обусловлена, прежде всего, их строго закономерным внутренним строением. Кристаллы построены из материальных частиц, геометрически правильно расположенных в пространстве. Упорядоченное распределение ионов, атомов и молекул отличает кристаллическое состояние от некристаллического, где степень упорядоченности ничтожна. Примеры закономерной ориентировки атомов (ионов) в минералах галите ($NaCl$) и кальците ($Ca[CO_3]$) представлены на рис. 2.7.

Каждый кристалл можно представить себе построенным из множества субмикроскопически малых, прилегающих друг к другу одинаковых ячеек, имеющих форму параллелепипедов, углы и ребра которых различны для разных кристаллических веществ. Совокупность таких параллельно ориентированных равных параллелепипедов, соответственные точки (вершины, центры и др.) в которых заняты ионами, атомами, молекулами, образуют так называемую пространственную решетку. Простейшая пространственная решетка, в которой материальными частицами заняты лишь вершина параллелепипедов показана на рис. 2.8. Точки расположения материальных частиц принято называть узлами пространственной решетки.

В реальных структурах кристаллов места узлов пространственных решеток могут заниматься отдельными атомами, ионами или группами атомов и ионов — комплексными ионами и молекулами (строго говоря, с узлами пространственных решеток совмещаются центры тяжестей этих частиц или центральные точки их колебательных движений внутри кристалла).

Решетчатое строение характерно для всех кристаллов без исключения. В связи с этим, **кристаллами называются все твердые тела, в которых частицы (атомы, ионы, молекулы) расположены закономерно в виде узлов пространственных решеток**. Твердые тела, в которых частицы располагаются в общем беспорядочно, называются **аморфными**. Представителями истинно твердых тел являются лишь кристаллы.

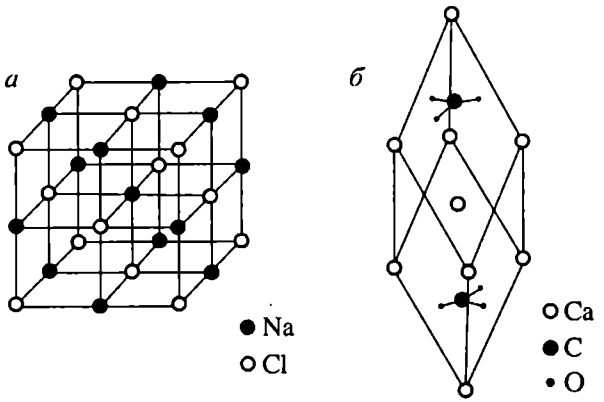


Рис. 2.7. Структуры галита NaCl (*а*) и кальцита $CaCO_3$ (*б*)

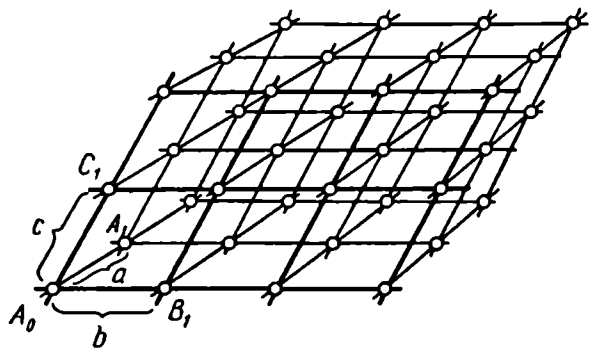


Рис. 2.8. Пространственная решетка:
A_0, A_1, B_1, C_1 — узлы пространственной решетки; *а*, *б*, *с* — расстояние между узлами пространственной решетки

Если пространственную решетку рассечь плоскостями, проходящими через вершины параллелепипедов, то в сечении получится система равных, параллельно ориентированных и смежных параллелограммов, в вершинах которых будут располагаться материальные частицы. Такая система параллелограммов называется плоской сеткой.

Применение для изучения кристаллов рентгеновских методов позволило установить, что закономерным внутренним строением обладают многие твердые тела, не имеющие геомет-

рически правильной внешней формы. Так, отдельные зерна минералов в горных породах и рудах, которые в силу условий кристаллизации не приобрели правильной огранки, в большинстве случаев являются кристаллическими веществами. Все кристаллы одного и того же вещества тождественны по внутреннему строению, т.е. имеют одну и ту же кристаллическую структуру.

Кристаллическое состояние вещества в отличие от аморфного более устойчиво, так как закономерному расположению частиц в структуре отвечает минимальная внутренняя энергия (при образовании кристаллов теплота выделяется, а при их разрушении — поглощается).

2.3.3. Свойства кристаллов

Геометрически закономерное расположение материальных частиц в кристаллических структурах, окончательно установленных с помощью рентгеновских лучей, положено в основу современной кристаллографии. Собственно теория о решетчатом строении кристаллов была создана задолго до рентгеновского анализа. Известные кристаллографы прошлого — О. Бравэ, Л. Зонке, Е.С. Федоров, А. Шенфлис и другие дали с исчерпывающей полнотой математические разработки теории. Применение рентгеновских лучей (1912 г.) подтвердило опытным путем правильность их умозрительных построений.

Теория структуры кристаллов до 1912 г. базировалась исключительно на некоторых особенностях кристаллического состояния, улавливаемых опытным путем. К числу таких важнейших свойств кристаллов относятся: **анизотропность, однородность** и **способность самограняться**.

Анизотропностью (неравносвойственностью) называется изменение свойств вещества с изменением направления. Кристаллическая структура неизбежно связана с анизотропностью свойств. Действительно, в кристаллической решетке одинаковые структурные единицы располагаются одинаково, на равных расстояниях друг от друга. Поэтому и свойства кристаллов по таким направлениям должны быть одинаковыми. По непарал-

лельным направлениям, поскольку частицы отстоят друг от друга на различных расстояниях, свойства различны.

Яркий пример анизотропности представляет собой слюда. Кристаллические пластины этого минерала легко расщепляются лишь по плоскостям, параллельным его пластинчатости. В поперечных направлениях расщепить слюдяные пластинки значительно труднее. Другим характерным примером анизотропности является минерал дистен ($Al_2O[SiO_4]$), имеющий неодинаковую твердость по различным направлениям (рис. 2.9). Так, вдоль удлинения кристаллы дистена легко царапаются лезвием ножа, а в направлении, перпендикулярном удлинению, нож не оставляет никаких следов. Следует также упомянуть минерал кордиерит ($Mg_2\ Al_3[AlSi_3O_{18}]$), который по трем различным направлениям характеризуется разной окраской. Если из такого кристалла вырезать куб с гранями, перпендикулярными этим направлениям, то в направлении *аа* (рис. 2.10) наблюдается серовато-синяя, в направлении *бб* — желтая, а в направлении *вв* — индиговосиняя окраска.

В заключение рассмотрим кристалл поваренной соли кубической формы. Из такого кристалла можно вырезать стерженьки по различным направлениям. Три из них (перпендикулярно граням куба, параллельно гранным диагоналям и параллельно телесной диагонали) показаны на рис. 2.11. Установлено, что для разрыва этих стерженьков необходимы разные разрывающие усилия: для первого стерженька — 570, для второго — 1150 и для третьего — 2150 г/мм^2.

Приведенные примеры, хотя и исключительны по своей характеристике, но все же позволяют утверждать, что анизотропность — одно из основных свойств кристаллического вещества и проявляется у всех кристаллов.

Однородность — второе основное свойство кристаллических тел. Оно заключается в том, что любые два участка одного и того же кристалла обладают одинаковыми свойствами (по параллельным направлениям). Совершенно очевидно, что кристаллическое тело, обладающее во всех своих участках одинаковым строением, должно отличаться однородностью.

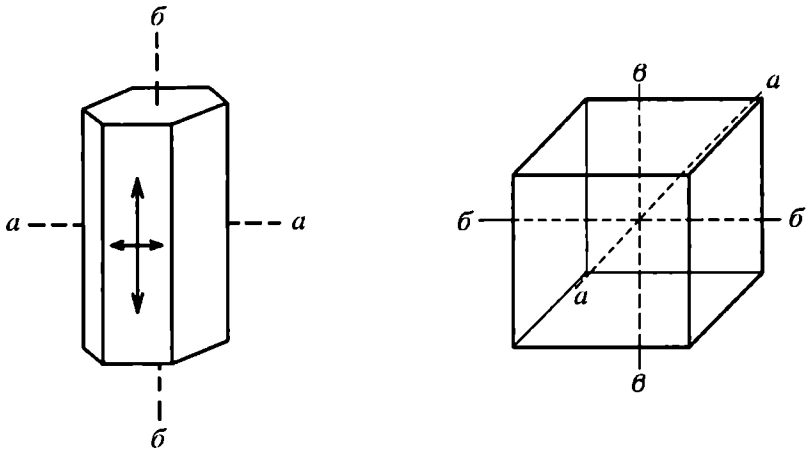


Рис. 2.9. Кристалл дистена.
В направлении *аа* твердость больше, чем в направлении *бб*

Рис. 2.10. Куб, вырезанный из кордиерита.
В направлении *аа* — серовато-синяя окраска, в направлении *бб* — желтая, а в направлении *вв* — индигово-синяя

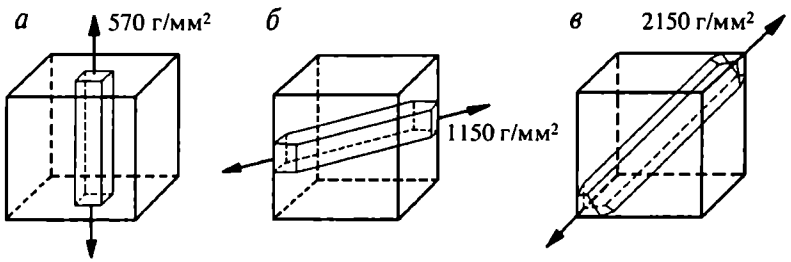


Рис. 2.11. Прочность кристалла поваренной соли в различных направлениях различна

Два описанных свойства присущи не только кристаллическим телам, твердые аморфные тела также могут быть однородными и даже анизотропными. Свойством же, характерным только для кристаллических тел, является их **способность самограняться**, т.е. принимать в условиях свободного роста в подходящей среде форму правильных многоугольников — кристал-

лов. Способность к самоогранению имеет связь с анизотропностью кристаллов: притяжение осаждающихся частиц при росте кристаллов одинаково на всем протяжении какой-либо одной грани и изменяется при переходе к другому направлению, т.е. к другой грани.

2.3.4. Основы геометрической кристаллографии

Закон постоянства углов. В реальных условиях одинаковые по строению грани кристаллов нередко развиваются весьма различно. Это зависит, как правило, от неравномерного питания раствором растущего кристалла с различных его сторон. Последнее связано с положением кристалла, наличием концентрационных потоков и целым рядом других причин. Неравномерное развитие одинаковых по строению граней крайне затрудняет изучение закономерностей, проявляющихся во внешней форме кристаллических многогранников.

В старинных трудах, трактующих о кристаллах, вплоть до XVII в., дальше описаний «удивительных угловатых тел» дело не шло. Недоумения нередко устранялись с помощью совершенно фантастических толкований. Лишь в 1669 г. датским ученым Н. Стено на образцах горного хрусталя (SiO_2) и гематита (Fe_2O_3) была подмечена закономерность, лежащая в основе всей геометрической кристаллографии.

В 1749 г. М.В. Ломоносов на основании измерения кристаллов селитры впервые связывает закон постоянства углов с внутренним строением кристаллов, во многом предвосхитив наши современные представления.

Позже, в 1783 г., французский кристаллограф Ж. Ромэ-Делиль, базируясь на огромном количестве измерений, подтвердил наблюдения Н. Стено и впервые дал общую формулировку закона. Закон Стено — Ломоносова — Ромэ-Делиля гласит: **углы между соответственными гранями (и ребрами) во всех кристаллах одного и того же вещества постоянны**.

Как уже отмечалось, в зависимости от условий роста число, форма и размеры граней изменяются. Неизменными остаются лишь углы между соответственными гранями растущего кристал-

ла. На рис. 2.12 изображено несколько различных по облику кристаллов кварца. Одинаковыми буквами (*a*, *b*, *c*) на всех кристаллах обозначены соответственные грани. Во всех кристаллах кварца отмечаются следующие постоянные значения углов между этими гранями: $\angle ab = 141°47'$; $\angle ac = 113°08'$; $\angle bc = 120°00'$ и т.д.

Закон постоянства углов объясняется тем, что **все кристаллы одного вещества тождественны по внутреннему строению, т.е. имеют одну и ту же структуру**.

Соответственные грани различных кристаллов данного вещества, отвечая одинаковым атомным сеткам в структуре, должны образовывать между собой одинаковые углы. То же относится и к углам между ребрами, совпадающими, как известно, с атомными рядами в структуре.

Согласно данному закону, **кристаллы определенного вещества характеризуются своими определенными углами**. Поэтому в большинстве случаев измерением углов можно доказать принадлежность исследуемого кристалла к тому или иному веществу. Отсюда понятно, какую огромную роль сыграло знание закона постоянства углов в истории изучения кристаллов.

Измерение угловых величин дало огромный фактический материал для выявления геометрических закономерностей в кристаллах. Учение о симметрии и формах кристаллических многогранников использовало фактические данные, главным образом, из гониометрических (от греч. «гонио» — угол) исследований. Поэтому понятно, почему особое внимание кристаллографов долгое время было обращено именно на эту область полученных исследований.

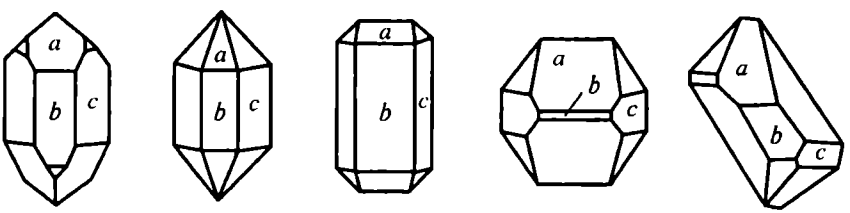


Рис. 2.12. Кристаллы кварца, иллюстрирующие закон постоянства углов

Элементы симметрии кристаллов. Кристаллическая структура — олицетворение непрерывности и бесконечности. Ее фундаментальная особенность — симметричность, которая является символом уравновешенности, пропорциональности и гармонии форм.

Что такое симметрия? Это греческое слово означает «соразмерность». В современном понимании фигура называется симметричной, если она состоит из равных, закономерно повторяющихся частей.

Известный математик Герман Вель так писал об этом важном термине: "В нашем повседневном языке слово «симметрия» употребляется в двух значениях. В одном смысле симметричное означает нечто, обладающее хорошим соотношением пропорций, уравновешенное, а симметрия обозначает тот вид согласованности отдельных частей, которое объединяет их в единое целое". Красота тесно связана с симметрией. Симметрия — в широком или узком смысле в зависимости от того, как вы определяете значение этого понятия, — является той идеей, посредством которой человек пытался постичь и создать порядок, красоту и совершенство.

По отношению к кристаллам симметрия есть закономерная повторяемость в пространстве одинаковых граней, ребер и углов фигуры. Для характеристики этой закономерности пользуются воображаемыми вспомогательными образами — точками и прямыми плоскостями, относительно которых правильно повторяются равные части фигур. Такие образы называются **элементами симметрии**.

Основными элементами симметрии являются: центр, плоскость и ось симметрии. При характеристике симметрии кристаллических многогранников используют две основные операции — отражение и вращение. Первая операция объединяет два типа отражения: отражение в точке, или инверсию, и зеркальное отражение в воображаемой плоскости. Элементами симметрии, применяемыми в операциях отражения, являются соответственно центр симметрии и плоскость симметрии. Операция вращения дает возможность оценить симметричность

(самосовмещаемость) кристаллического многогранника при его вращении относительно некоторых направлений, называемых осями симметрии.

Центром симметрии, или **центром инверсии** (C), называется такая точка внутри кристалла, в которой пересекаются и делятся пополам все линии, соединяющие соответственные точки на поверхности кристалла. Так, если по одну сторону от C находится вершина многогранника, то по другую сторону на том же расстоянии о центра должна находиться точно такая же парная ей вершина. То же самое относится и к остальным точкам на гранях и ребрах кристалла. При наличии в кристалле центра симметрии каждой его грани обязательно должна соответствовать другая грань, равная и параллельная (или обратно параллельная) первой.

Плоскостью симметрии (P) называется воображаемая плоскость, которая делит фигуру на две симметрично равные части, расположенные относительно друг друга как предмет и его зеркальное отражение. Плоскости симметрии могут проходить через середины граней и ребер, перпендикулярно к ним или вдоль ребер, образуя равные углы с одинаковыми гранями и ребрами. Хорошо известный многогранник — куб (гексаэдр) имеет максимально возможный набор плоскостей (девять). Их расположение показано на рис. 2.13.

Осью симметрии называется прямая линия, при вращении вокруг которой повторяются равные части фигуры (фигура самосовмещается со своим исходным положением в пространстве). Число самосовмещений при повороте на 360° определяет порядок оси симметрии (n).

Для обозначения осей принято употреблять латинскую букву L, порядок оси указывается маленькой цифрой, расположенной справа от буквы (L_n), а число осей данного порядка, как и число плоскостей, — цифровым коэффициентом, стоящим перед буквой, например, $3L_2$.

Кристаллы, ввиду своего решетчатого строения, могут обладать осями первого (они в кристаллографии не учитываются), второго, третьего, четвертого и шестого порядков (L_2, L_3, L_4, L_6).

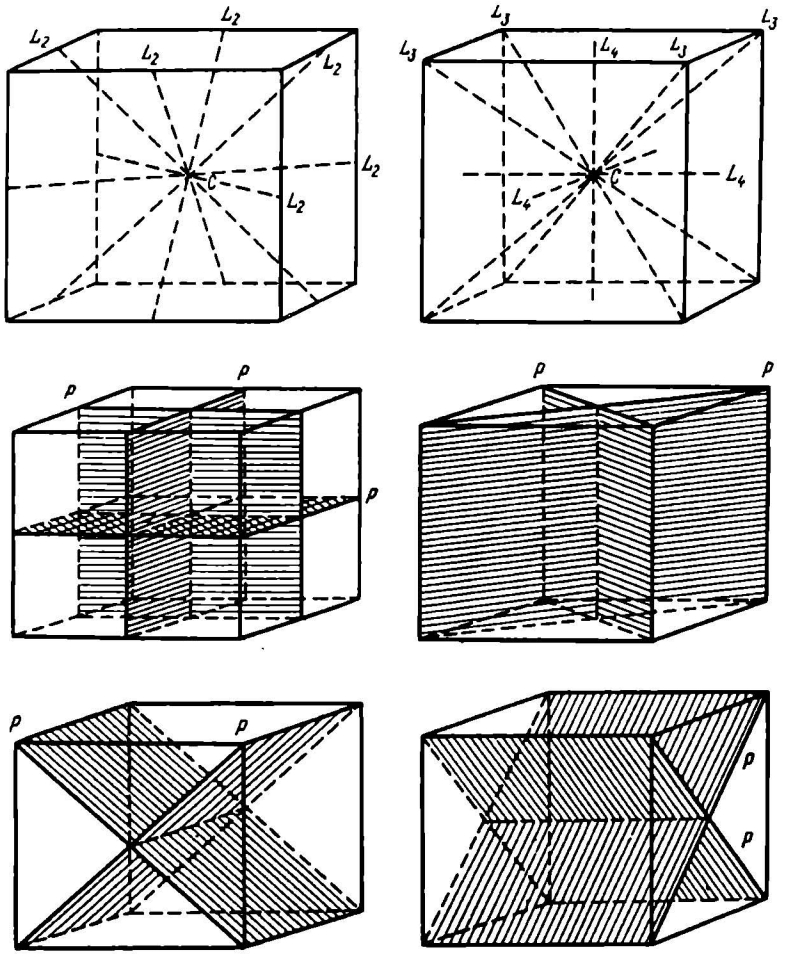


Рис. 2.13. Расположение осей и плоскостей симметрии в кубе (гексаэдре)

Оси пятого порядка и порядка выше шести в кристаллах невозможны. Оси третьего, четвертого и шестого порядка называют осями высшего порядка.

Наименьший угол поворота, приводящий фигуру в самосовмещение, называется элементарным углом поворота (α). Элементарный угол поворота любой оси симметрии содержится целое число раз в $360\ °/n$.

Выходы осей симметрии в кристаллических многогранниках следует искать в центрах противоположных граней правильной формы, в серединах противоположных ребер, в вершинах, где симметрично сходятся 3, 4, 6 граней. Оси симметрии могут также проходить через характерные точки разных элементов огранения, например, через вершину и центр противоположной грани, через вершину и середину противоположного ребра (см. рис. 2.13).

Кроме простых поворотных осей в кристаллах возможно наличие сложных, так называемых инверсионных осей.

Инверсионной осью называется такая прямая линия, при повороте вокруг которой на некоторые определенный угол с последующим отражением в центральной точке фигуры, как в центре инверсии, фигура совмещается сама с собой. Таким образом, инверсионная ось представляет собой как бы совокупность простой поворотной оси и центра инверсии, действующих совместно. Следует отметить, что в кристаллах, обладающих инверсионными осями, центр инверсии в качестве самостоятельного элемента симметрии обычно отсутствует. Наиболее часто в кристаллах присутствуют инверсионные оси четвертого и шестого порядка (L_{i_4} и L_{i_6}).

Для определения симметрии кристаллов также пользуются понятием единичное направление, введенным Е.С. Федоровым. **Единичное направление** — это единственное не повторяющееся в кристалле направление. В отличие от него, повторяющиеся направления, связанные элементами симметрии, называют **симметрично-равными**. Например, в призме единичным является направление, параллельное граням призмы и проходящее через центр симметрии. В кубе любое направление повторяется несколько раз, ему всегда соответствует другое подобное, равное по величине направление. Следовательно, в кубе единичное направление отсутствует, а имеются только симметрично-равные. Чем более симметричен кристалл, тем меньше в нем единичных направлений вплоть до полного исчезновения.

Виды симметрии, кристаллографические сингонии и категории. Элементы симметрии присутствуют в кристаллах не только поодиночке, но и в определенных комбинациях друг с другом.

Совокупность всех элементов симметрии данного кристаллического многогранника называется его **видом симметрии**. При этом далеко не всякое произвольное сочетание элементов симметрии возможно. Существует ряд теорем, позволяющих строго математически вывести все возможные совокупности элементов симметрии. В кристаллографии возможно всего 32 вида симметрии (табл. 2.5). Вывод их впервые был сделан в 1867 г. русским ученым А.В. Гадолиным. Все известные виды симметрии подразделяются на семь кристаллографических систем, или сингоний (греч. «сходноугольность»).

Сингонией называется группа видов симметрии, обладающих одним или несколькими элементами симметрии при одинаковом числе единичных направлений. Сингонии в порядке возрастания степени симметричности можно расположить в следующем порядке: **триклинная**, **моноклинная**, **ромбическая**, **тригональная**, **тетрагональная**, **гексагональная**, **кубическая**. Сингонии в свою очередь группируются в три категории — **низшую, среднюю и высшую**. Их характеристика приведена в табл. 2.6.

Формы кристаллов. По внешнему ограниванию кристаллы могут быть разделены на две группы. К первой относятся кристаллы, состоящие из одинаковых по форме и величине симметрично расположенных граней. Таковы, например, куб, октаэдр (рис. 2.14). Ко второй группе принадлежат кристаллы, имеющие различные по величине и очертаниям грани. Например, хорошо известный многогранник в форме кирпича имеет три вида попарно равных прямоугольных граней. Многогранники первой группы представляют собой простые формы, многогранники второй группы — комбинации простых форм.

Простой формой называется совокупность граней, связанных между собой элементами симметрии. Поэтому грани одной простой формы, которые в идеально развитых кристаллах должны быть одинаковыми по очертаниям и величине, будучи связанными элементами симметрии, могут быть выведены из одной заданной грани посредством действия этих элементов.

Таблица 2.5

Виды симметрии кристаллов

Категория	Сингония	Вид симметрии						
		примитивный	центральный	планальный	аксиальный	планаксиальный	инверсионно-примитивный	инверсионно-планальный
Низшая	Триклинная		C					
	Моноклинная			P	L_2	L_2PC		
	Ромбическая			$c_2 2P$	$3L_2$	$3L_2 3PC$		
Средняя	Тригональная	L_3	L_3C	$L_3 3P$	$L_3 3L_2$	$L_3 3L_2$		
						$3PC$		
	Тетрагональная	L_4	L_4PC	$L_4 4P$	$L_4 4L_2$	$L_4 4L_2$	$L_{i_4} (\equiv L_2)$	$L_{i_4} (\equiv L_2)$
						$5PC$		$2L_2 2P$
	Гексагональная	L_6	L_6PC	$L_6 6P$	$L_6 6L_2$	$L_6 6L_2$	$L_{i_6} (= L_3P)$	$L_{i_6} 3L_2 3P$
						$7PC$		
Высшая	Кубическая	$4L_3 3L_2$	$4L_3 3L_3$	$3L_{i4} 4\ L_3$	$3L_4 4L_3$	$3L_4 4L_3$		
			$3PC$	$6P$	$6L_2$	$6L_2 9PC$		

Таблица 2.6

Характеристика кристаллографических сингоний и категорий

Категория	Сингония	Число единичных направлений	Характерные элементы симметрии	Примеры минералов, кристаллизующихся в данной сингонии
Низшая	Триклинная	Все	C или отсутствуют	Альбит, анортит, микроклин, дистен
Единичных направлений — 3 и более; нет осей симметрии порядка выше второго	Моноклинная	Множество	Повторяющиеся элементы симметрии отсутствуют	Ортоклаз, тальк, эпидот, роговая обманка, гипс, арсенопирит
	Ромбическая	Три	$L_2 2P$; $3L_2$; $3L_2 3PC$	Оливин, топаз, барит, антимонит, марказит
Средняя	Триклинальная	Одно, совпадает с L_3	L_3	Кальцит, доломит, магнезит, гематит, киноварь
Единичное направление одно, совпадает с единственной осью порядка выше второго	Тетрагональная	Одно, совпадает с L_4 или L_{i_4}	L_4 или L_{i_4}	Халькопирит, касситерит, шеелит
	Гексагональная	Одно, совпадает с L_6	L_6 или L_{i_6}	Нефелин, берилл, апатит
Высшая	Кубическая	Нет	$4L_3$	Гранат, галит, сильвин, флюорит, алмаз, хромит, пирит, галенит
Единичных направлений нет				

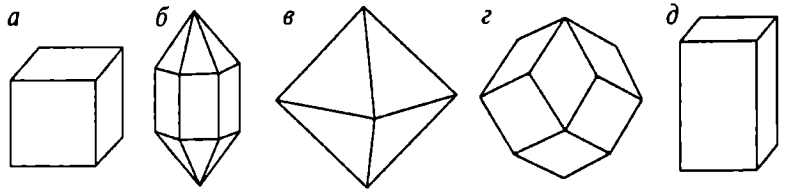
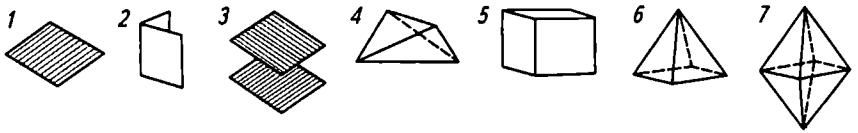


Рис. 2.14. Формы кристаллов:
а, в, г — простые; *б, д* — комбинации простых форм

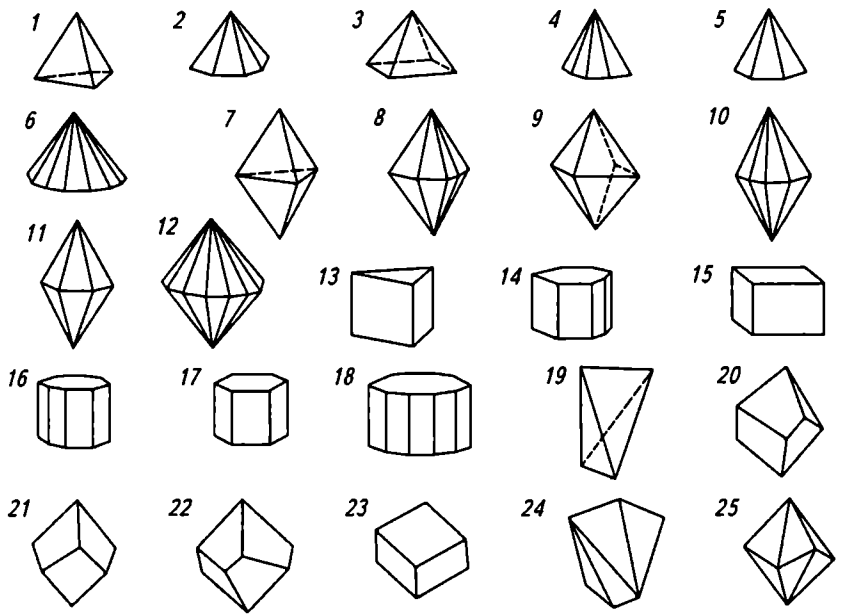
Комбинацией называется совокупность двух или нескольких простых форм. Комбинации не могут быть выведены из одной исходной плоскости и, следовательно, имеют грани, различные по форме, величине и другим свойствам. Всего в кристаллографии известно 47 типов простых форм (рис. 2.15). Все они выводятся строго математически исходя из 32 видов симметрии. Комбинаций же возможно бесконечное множество. Для каждой кристаллографической сингонии характерен свой набор простых форм.

Рис. 2.15. Простые формы кристаллов.
Низшая категория: 1 — моноэдр; *2* — диэдр; *3* — пинакоид; *4* — ромбический тетраэдр; *5* — ромбическая призма; *6* — ромбическая пирамида; *7* — ромбическая дипирамида. *Средняя категория: 1—6* — пирамида (*1* — тригональная, *2* — дитригональная, *3* — тетрагональная, *4* — дитетрагональная, *5* — гексагональная, *6* — дигексагональная); *7—12* — дипирамида (*7* — тригональная, *8* — дитригональная, *9* — тетрагональная, *10* — дитетрагональная, *11* — гексагональная, *12* — дигексагональная); *13—18* — призма (*13*— тригональная, *14* — дитригональная, *15* — тетрагональная, *16* — дитетрагональная, *17* — гексагональная, *18* — дигексагональная); *19* — тетрагональный тетраэдр; *20—22* — трапецоэдр (*20* — тригональный, *21* — тетрагональный, *22* — гексагональный); *23* — ромбоэдр; *24—25* — скаленоэдр (*24* — тетрагональный, *25* — дитригональный). *Высшая категория: 1* — кубический тетраэдр; *2* — гексаэдр (куб); *3* — октаэдр; *4* — ромбододекаэдр; *5* — пентагондодекаэдр; *6* — тригонтритетраэдр; *7* — тетрагонтритетраэдр; *8* — пентагонтритетраэдр; *9* — гексатетраэдр; *10* — тетрагексаэдр; *11* — тригонтриоктаэдр; *12* — тетрагонтриоктаэдр; *13* — пентагонтриоктаэдр; *14* — гексаоктаэдр; *15* — дидодекаэдр

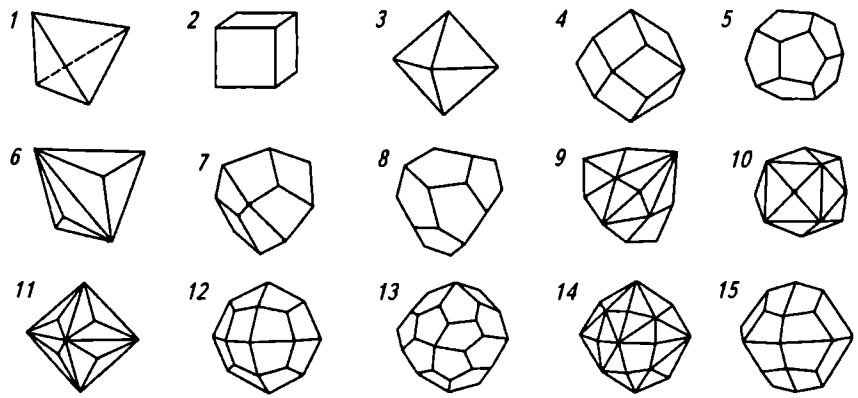
Низшая категория



Средняя категория



Высшая категория



Зерна минералов, входящие в состав горных пород и руд, обычно не имеют правильных кристаллографических очертаний, что обусловлено стесненными условиями их роста. Однако общий облик кристаллов, как правило, сохраняется, и по нему часто можно установить группу симметрии.

2.4. ФОРМЫ ПРИРОДНЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Формы выделения минералов, т.е. формы нахождения минералов в природе, зависят, в первую очередь, от условий минералообразования и могут быть различны для одного и того же минерала. В природе минералы встречаются либо в виде скоплений минеральных зерен, называемых минеральными агрегатами, либо в виде отдельных кристаллов или их сростков.

Монокристаллы — единичные хорошо ограненные кристаллы минералов — образуются в условиях свободного роста (в трещинах горных пород, пустотах). Их облик (габитус) зависит от строения кристаллической решетки данного минерального вида и является важным диагностическим признаком (*рис. 1, цв. вкл.*)*.

Так, по характерному габитусу кристаллов минералы подразделяются на три группы:

1) изометрические — одинаково развитые по всем трем направлениям — магнетит, пирит, гранат;

2) вытянутые в одном направлении — призматические, столбчатые, игольчатые и лучистые — кварц, антимонит;

3) вытянутые в двух направлениях — таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые — хлорит, слюды, гипс.

В природных условиях кристаллы редко встречаются в виде одиночных форм.

Некоторые минералы образуют сростки кристаллов по каким-либо определенным кристаллографическим направлениям, так называемые закономерные сростки. К ним относятся двойники и тройники, образующиеся при срастании двух или трех

---

* Курсивом выделены ссылки на рисунки, приведенные на цветной вкладке.

кристаллов, а также полисинтетические двойники при срастании большего числа кристаллов (*рис. 2, цв. вкл.*).

Ряд минералов (например, некоторые полевые шпаты) встречается почти исключительно в виде двойников. Одни разновидности двойников представляют собой зеркальное отражение кристаллов, другие — взаимные прорастания (примером последних могут служить кристаллы флюорита). Кристаллы-двойники распознаются по наличию входных углов. Пластинчатые двойники, наблюдаемые в некоторых рубинах и плагиоклазах (полевых шпатах), обусловлены многочисленными тесно сросшимися тонкими кристаллами, расположенными подобно листам книги.

Кроме закономерных сростков выделяют незакономерные сростки кристаллов. Основным их видом являются **друзы** (*рис. 3, цв. вкл.*) — сростки более или менее правильных кристаллов, приросших одним концом к породе. Для их образования необходимы открытые полости, в которых может происходить свободный рост кристаллов. Если в друзе кристаллы имеют приблизительно одинаковые размеры, одинаково ориентированы и соприкасаются друг с другом, то ее называют **щеткой**.

Более распространенными формами выделения по сравнению с монокристаллами и их сростками являются зернистые агрегаты.

Зернистые агрегаты — это наиболее часто встречающаяся в земной коре форма выделения минералов (*рис. 4, цв. вкл.*). Они образуются при одновременной кристаллизации из растворов или расплавов большого количества минеральных зерен. Из-за взаимных помех роста кристаллы в этом случае не могут иметь правильной формы и принимают форму того свободного пространства, которое было в их распоряжении. По размеру зерен различают крупнозернистые (более 5 мм), среднезернистые (5—1 мм) и мелкозернистые (менее 1 мм) агрегаты.

Землистые и плотные массы — в них отдельные минеральные зерна неразличимы невооруженным глазом. При этом в землистых агрегатах сцепление между минеральными зернами невелико, и они пачкают руки. Подобные агрегаты характерны, в основном, для экзогенных процессов минералообразования (*рис. 5, цв. вкл.*).

Округлые агрегаты — к ним относятся секреции, конкреции и оолиты. **Секреции** образуются при заполнении минеральным веществом округлых пустот в горных породах. При этом минеральное вещество осаждается на стенках полости, постепенно заполняя ее от периферии к центру. Поэтому секреции имеют концентрически-зональное внутреннее строение (*рис. 6, цв. вкл.*). В центре секреции могут оставаться пустоты. Мелкие секреции (до 10 мм) называют **миндалинами**, крупные, с оставшейся в середине пустотой — **жеодами**.

Конкреции представляют собой стяжения округлой формы, образующиеся за счет отложения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации. Они часто имеют радиально-лучистое строение (*рис. 7, цв. вкл.*). В отличие от секреций рост конкреций идет от центра к периферии.

Оолиты — обычно сцементированные агрегаты мелких (до 10 мм в диаметре) округлых выделений концентрического строения (*рис. 8, цв. вкл.*). Они образуются при выделении минерального вещества из водных сред.

Натечные агрегаты образуются при медленной кристаллизации из растворов или при испарении коллоидов. Натечные формы имеют вид сосулек, почек, гвоздей или гнезд (*рис. 9, цв. вкл.*). Натеки, свисающие в виде сосулек сверху, называются **сталактитами**, а нарастающие им навстречу снизу — **сталагмитами**.

Тонкие пленки, покрывающие стенки трещин, а также поверхность горных пород, называют налетами, привязками, выцветами. Чаще всего они образуются при процессах выветривания. Разновидностью таких пленок являются **дендриты** (*рис. 10, цв. вкл.*). Они связаны с кристаллизацией минералов в тонких трещинах, имеют древовидное строение и очень похожи на отпечатки растений.

Процессы, происходящие в кристаллах длительное время, могут изменить их химический состав и структуру при сохранении первоначальной внешней формы. Это явление называется псевдоморфизмом, а конечные продукты этих изменений — псевдоморфозами («ложными формами»). Такие образования

свойственны, в частности, кварцу, однако наиболее эффектные псевдоморфозы дает опал, который может полностью замещать древесину (например, ветку дерева) или скелетный материал раковин. Этот пример псевдоморфизма примечателен еще и тем, что опал не является кристаллическим веществом (он аморфен!).

2.5. ДИАГНОСТИКА МИНЕРАЛОВ

Искусство визуальной, по внешним признакам экспресс-диагностики у некоторых исследователей достигает большого совершенства. Так, специалисты минералоги способны определить на глаз и через лупу несколько сотен минералов. Естественно, подобный талант объясняется не только острой наблюдательностью и зрительной памятью, но и огромной практикой; через руки минералогов практически каждый день проходит множество образцов минералов, сами они посещают рудники, музеи, участвуют в геологических экспедициях, обмениваются опытом.

И все-таки, что является методической основой диагностики минералов?

Дело в том, что набор, сочетание физических и химических свойств у каждого минерального вида неповторимы и поэтому характерны лишь для него одного. Чем точнее, полнее и быстрее удается обнаружить признаки интересующего вас минерала, тем быстрее вы его определите. При этом, прежде всего, следует использовать самый точный прибор — глаза человека. Именно через глаза человек получает 80—90 % внешней информации. Они поразительно чувствительны и способны воспринимать, например, вспышку света длительностью всего 0,0003 с!

Для макроскопического определения минералов, т.е. без применения сложных приборов и трудоемких химических методов, используют их диагностические свойства. Диагностическими свойствами (признаками) называют простейшие физические и химические свойства, по которым минерал определяется на глаз (визуально).

К диагностическим относятся следующие свойства минералов:

- **оптические** — цвет, цвет черты, блеск, прозрачность и др.;
- **механические** — твердость, спайность, излом;
- **прочие** — плотность, растворимость (вкус), реакция с соляной кислотой, магнитность и др.

Следует помнить, что любой минерал может быть определен только по комплексу его диагностических свойств, отдельные признаки могут быть одинаковыми для разных минералов и только их совокупность характерна для данного минерала.

2.5.1. Оптические свойства минералов

Цвет минералов. В настоящее время различают три вида окраски минералов: идиохроматическую, аллохроматическую, псевдохроматическую.

Идиохроматическая окраска (от греч. «идио» — свой, собственный, «хрома» — окраска, цвет) обусловлена кристаллохимическими особенностями самого минерала. Чаще всего она вызывается вхождением в состав минералов элементов-хромофоров — носителей окраски. К числу хромофоров относятся Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni и др. В зависимости от валентного состояния эти элементы окрашивают минералы в различные тона. Иногда идиохроматическая окраска является следствием нарушения электростатической однородности кристаллических структур.

Минералы с идиохроматической природой окраски всегда обладают постоянным цветом, что очень важно для их диагностики. Даже названия многим минералам даны именно по этому признаку: например, хлорит (греч. «хлорос» — зеленый), рубин (лат. «рубер» — красный), гематит (греч. «гематикос» — кровавый), альбит (лат. «альбус» — белый) и др. Наоборот, такие названия как «киноварь» (карминно-красная), «малахитовая зелень» вошли в наш язык как стандартные цвета красок (*рис. 11, цв. вкл.*).

Аллохроматическая окраска (от греч. «аллос» — чужой, постоянный) не зависит от кристаллохимической природы самого минерала, а связана с тонкорассеянными в нем посторонними

механическими примесями, окрашенными в те или иные тона. Цвет минерала в этом случае не постоянен. Например, бесцветный кварц может быть окрашен в фиолетовые (аметист), золотисто-желтые (цитрин), черные (морион) и другие тона. Если красящий пигмент распределен в минерале неравномерно, то возникает пестрая неравномерная окраска, часто наблюдаемая в агатах, яшмах и др. (*рис. 12, цв. вкл.*).

Псевдохроматическая, или ложная, окраска вызывается оптическими эффектами, чаще всего интерференцией падающего света при его отражении от трещин, включений в минералах, тонких пленок на их поверхности. Примером может служить облицовочный камень лабрадорит, сложенный полевым шпатом лабрадором. Это явление называют **иризацией** (*рис. 13, цв. вкл.*).

Иризирующие пестроокрашенные пленки часто наблюдаются на слегка окислившейся поверхности халькопирита, борнита и некоторых других минералов. Такие пленки называют **побежалостями**.

Окраска некоторых минералов связана с интерференцией света. Цвета интерференции можно наблюдать в радужных пленках нефти на поверхности воды. Возникновение их обусловлено разностью в скорости распространения двух составляющих луча белого света в пределах тонкой пленки. Одна часть светового луча отражается от верхней поверхности пленки, в то время как другая проникает внутрь пленки и отражается от ее нижней поверхности. Вторая составляющая луча отстает от первой, так как она прошла больший путь. Кроме того, одни волны, слагающие ее, частично совпадают, а другие — частично не совпадают по фазе с волнами первой составляющей. Поэтому происходит либо взаимное усиление световых волн (максимальное просветление), либо их затухание (максимальное затемнение). Чередующиеся светлые (цветовые) и темные полосы сменяют друг друга в определенной последовательности.

В минералах эффект интерференции проявляется вдоль трещин и плоскостей спайности, внутри или на поверхности кристаллов. Интерференция наблюдается также в минералах,

которым свойственна побежалость. Примером может служить «павлинья руда» — минералы меди с радужной пленкой на поверхности. С понятием «побежалость» связывается явление, когда минерал (как правило, непрозрачный), кроме основной, имеет иную окраску в тонком поверхностном слое, обусловленную интерференцией света. Побежалость может быть одноцветной (у ковеллина — синяя, у бурого железняка — золотистая) либо пестрой, радужной (фиолетово-синяя у борнита, малиново-желто-сине-зеленая у халькопирита).

Цвет черты (цвет минерала в порошке). Многие минералы в растертом состоянии имеют другой цвет, чем в образце. Порошок можно получить, проводя куском минерала по белой шероховатой фарфоровой пластинке («бисквиту»), при условии, что твердость образца меньше твердости фарфора. Для некоторых минералов цвет черты является важным диагностическим свойством. Например, сфалерит всегда дает желто-коричневую черту, по которой его легко отличить от галенита, имеющего черную черту. Минералы гематит, лимонит и магнетит (красный, бурый и магнитный железняк), часто имеющие одинаковый цвет в куске, легко различаются по цвету черты — соответственно красному, желтому и черному. Большинство же силикатов и карбонатов дают белую или бесцветную черту, поэтому диагностировать их по черте затруднительно.

Необходимо помнить, что при определении черты надо брать отдельное зерно или агрегат зерен одного и того же минерала.

Блеск. Свойство минерала отражать падающий на него поток света известно под названием блеска. Блеск является важным диагностическим признаком, поскольку зависит от показателей преломления и отражения, которые, в свою очередь, определяются особенностями кристаллической решетки. По блеску все минералы можно разделить на три группы: с металлическим, полуметаллическим и неметаллическим блеском.

Металлический блеск напоминает сильный блеск полированной поверхности металла. Он характерен для многих рудных непрозрачных минералов (пирит, галенит, халькопирит, молибденит и др.), в большинстве случаев дающих черный цвет черты на фарфоровой пластинке.

Полуметаллический блеск сходен с блеском потускневшей поверхности металла. Им обладают, например, графит гематит, магнетит.

Неметаллический блеск характерен для большинства минералов, в той или иной степени прозрачных. Выделяют несколько разновидностей неметаллического блеска:

♦ алмазный — наиболее интенсивный блеск свойствен алмазу, сфалериту, киновари, сере (на гранях);

♦ стеклянный — напоминает блеск поверхности стекла, им обладают многие прозрачные минералы (кварц на гранях кристаллов, флюорит, кальцит, галит, полевые шпаты и др.);

♦ перламутровый — аналогичен блеску перламутровой раковины, с радужными переливами (слюда, тальк, пластинчатый гипс);

♦ шелковистый — наблюдается при тонковолокнистом строении минералов и напоминает блеск шелковых нитей (асбест, гипс-селенит);

♦ жирный — поверхность минерала с жирным блеском, как бы смазана жиром (нефелин, кварц на изломе);

♦ матовый — падающий свет рассеивается и поверхность минерала практически не блестит, характерен для землистых минералов (каолинит, лимонит и др.).

Следует помнить: а) блеск нужно определять на свежей поверхности минерала; б) блеск не зависит от цвета и их нельзя путать; в) интенсивность блеска зависит от формы выделения минерала.

Прозрачность. Это свойство характеризует способность минерала пропускать свет. По степени прозрачности минералы делятся на три группы:

♦ прозрачные — горный хрусталь, топаз, гелиодор;

♦ полупрозрачные (просвечивающие — пропускают свет только в тонких краях) — халцедон, полевые шпаты, киноварь;

♦ непрозрачные (через которые свет совсем не проходит) — пирит, магнетит, галенит.

Флюоресценция и фосфоресценция. Для диагностики многих минералов можно использовать такие характерные явления, как флюоресценция и фосфоресценция. [Люминесценция — ис-

пускание света веществом под воздействием внешнего возбудителя (излучателя); включает в себя как флюоресценцию (короткое свечение), так и фосфоресценцию (длительное свечение, или послесвечение).]

Характер люминесценции некоторых минералов приведен в табл. 2.7 и 2.8.

Таблица 2.7

Флюоресценция минералов в ультрафиолетовом излучении

Цвета флюоресценции	Минералы	
	при длинноволновом облучении	при коротковолновом облучении
Беловатый	Колеманит, арагонит	Англезит, шеелит
Красный	Корунд (рубин), красная шпинель	Кальцит, красная шпинель
Оранжевый	Желтый корунд (из Шри-Ланки), алмаз, содалит (отдельные пятна)	—
Желтый	Англезит, алмаз, апатит, циркон	Опал, циркон
Зеленовато-желтый	Отенит, адамин	Отенит, адамин
Зеленый	Адамин, отенит	Опал, некоторые халцедоны
Голубой	Алмаз, флюорит, витерит	Флюорит, алмаз, шеелит
Фиолетовый	Флюорит	Флюорит

Таблица 2.8

Цвета фосфоресценции

Минералы	Цвета фосфоресценции
Гипс, опал	Белый
Кальцит, диопсид (некоторые разновидности)	Розовый
Сфалерит	Оранжевый
Целестин, циркон	Голубовато-белый
Алмаз, церуссит	Бледно-голубой
Флюорит	Голубовато-фиолетовый

2.5.2. Механические свойства минералов

Твердость минералов. Определяется по сопротивлению минералов царапанию или вдавливанию. Роль этого признака знали еще древние ювелиры. Довольно точно охарактеризовал алмаз — самый твердый минерал Земли — знаменитый ученый древности Аль-Бируни (973—1048 гг.): «Алмаз оказывает действие на яхонт (корунд), действующий, в свою очередь, на то, что ниже его, а сам не подвергается воздействию со стороны чего-либо, что выше его, и не испытывает влияния от того, что ниже его... Положение его среди таких предметов соответствует положению господина, которому подчиняются низы и чернь».

Для сравнения минералов по твердости уже давно пользуются шкалой Мооса (табл. 2.9), состоящей из десяти минералов, твердость которых условно принята за эталоны (1, 2, 3, ... 10).

Например, если испытуемый минерал может поцарапать флюорит, а сам царапается апатитом, то его твердость лежит в пределах 4—5. Необходимо помнить, что единицы твердости в шкале Мооса, относительные. Это означает, что алмаз, например, тверже талька вовсе не в десять раз, а значительно больше. Приведем только две цифры: твердость алмаза, определяемая методом вдавливания, — 10 000 кг/мм^2, а талька — 43 кг/мм^2, т.е. алмаз тверже талька в 232 раза (10 000 : 43)!

Каждый последующий минерал оставляет царапину на всех предыдущих (имеющих меньшие номера по шкале Мооса). Кварц (7) играет особую роль: в воздухе содержится много силикатной пыли, и вещества с относительно более низкой твердостью с течением времени подвергаются ее абразивному воздействию (это следует иметь в виду при хранении драгоценных

Таблица 2.9

Шкала Мооса

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

камней). Промежуточными членами шкалы могут служить ноготь (твердость около 2,5), лезвие перочинного ножа (5,5 [с некоторыми отклонениями в ту и другую сторону в зависимости от качества стали]), а также другие предметы обихода.

Твердость некоторых минералов изменяется в зависимости от направления. Например, у кианита вдоль оси кристалла твердость равна 4, а поперек — 7. В большинстве случаев оксиды и силикаты тверже, чем сульфаты и карбонаты, галоиды и фосфаты. Обычно твердость минерала определяется путем нанесения царапины на испытуемом образце каким-либо предметом с известной твердостью, насаженным на деревянную рукоятку (так называемые карандаши твердости); при этом желательно пользоваться микроскопом или лупой. Пыль, образовавшаяся в результате процарапывания минерала, должна быть сдута с его поверхности, а борозда, обычно длиной всего несколько миллиметров, тщательно изучена. Некоторые минералы не могут процарапать исследуемый образец и оставляют на нем лишь незначительную отметину.

Твердость некоторых минералов по шкале Мооса приведена в табл. 2.10.

При определении твердости всегда испытывайте свежую поверхность минерала, так как поверхности, долгое время бывшие открытыми, могли претерпеть какие-либо изменения. Часто для этого можно использовать плоскости спайности или сделать небольшую пришлифовку. Некоторые минералы легко процарапать, но они почти не поддаются излому или дроблению. Это свойство называют прочностью минералов; ее значения варьируют в широких пределах. Хрупкий минерал легко изломать или растереть в порошок, а ковкий — раскатать на тонкие листы или вытянуть в проволоку (лучшим примером может служить золото). Легко режущиеся, мягкие минералы можно стругать ножом (как при очинке карандаша). Эластичные минералы легко поддаются изгибу, но затем вновь принимают свою форму. Гибкие минералы также изгибаются без нарушения сплошности, но их первоначальная форма уже не восстанавливается.

Примером легко режущихся минералов является гипс, хрупких — кальцит, гибких — селенит.

Таблица 2.10

Твердость минералов по шкале Мооса

Минералы	Твердость
Тальк	1,0
Графит, вивианит	1,0—2,0
Торбернит, галенит, пироморфит, галит	1,5—2,5
Медь (самородная), золото, серебро, халькозин, англезит, бурнонит, биотит, мусковит	2,0—2,5
Борнит, церуссит	3,0
Кальцит, целестин	3,0—3,5
Тетраэдрит, халькопирит, сфалерит, родохрозит, доломит, малахит, куприт, миметезит, вавеллит, пироморфит, варисцит	3,0—4,0
Платина	4,0—4,5
Бирюза, гемиморфит, шеелит, вивианит, апатит, диоптаз, анальцим	4,5—5,0
Гетит, лазурит, монацит	5,0—5,5
Уранинит, актинолит, тремолит, датолит, опал	5,5—6,0
Ортоклаз, содалит, диопсид, родонит, оливин	6,0
Пирит, марказит, рутил	6,0—6,5
Касситерит, циркон, гематит, жадеит, нефрит, андрадит, пренит, аксинит	6,5—7,0
Кварц, эпидот, клиноцоизит	7,0
Пироп, спессартин, турмалин, альмандин	7,0—7,5
Фенакит, берилл	7,5—8,0
Шпинель, топаз, хризоберилл	8,0—8,5
Корунд	9,0
Алмаз	10,0

Если в результате одного из этих испытаний ваш образец разломился, вам остается только изучить природу образовавшегося излома. Наиболее распространенным видом излома является раковистый (со слабоискривленной поверхностью, напоминающей створки раковины). Самый характерный рисунок рако-

вистого излома имеет стекло, в минералах он выражен менее отчетливо. Занозистый или крючковатый излом обладает острыми углами; встречается также волокнистый излом (это название говорит само за себя).

Спайность. Если минерал легко раскалывается, причем на плоскостях раскола образуются гладкие поверхности, то считается, что он обладает спайностью. Раскалывание минерала происходит вдоль плоскостей спайности, обусловленных закономерным ослаблением сил связей в кристаллах, поэтому эти плоскости ориентированы параллельно фактическим или возможным граням кристалла. В некоторых минералах наблюдается несколько направлений спайности. Так, кристалл алмаза имеет четыре таких направления, причем каждое из них параллельно граням октаэдра; в кристаллах сфалерита шесть плоскостей спайности ориентированы вдоль ромбического додекаэдра; единственная плоскость спайности у топаза параллельна базальному пинакоиду.

При описании спайности обязательно следует указать ее направление и степень проявления (характер раскола, «качество» образовавшейся поверхности и т.д.). По своей выраженности спайность может быть: 1) весьма совершенная — минерал очень легко раскалывается на тонкие зеркальные пластинки (слюды, тальк, хлорит); 2) совершенная — минерал при легком ударе раскалывается на кусочки с гладкой поверхностью (галит, кальцит, галенит и др.); 3) средняя (пироксены, рутил и др.); 4) несовершенная (апатит, касситерит, сера и др.); 5) весьма несовершенная (корунд, магнетит и др.).

Некоторые минералы, не обнаруживающие спайности, все же раскалываются по определенным ослабленным зонам — трещинам отдельности, возникающим обычно в результате двойникования кристаллов или под воздействием внешних динамических факторов (давления). Хорошим примером может служить корунд, у которого трещины отдельности ориентированы вдоль плоскостей пластинчатых двойников; у магнетита отдельность параллельна граням октаэдра. При диагностике минерала следует четко разграничивать спайность и отдельность.

Следует помнить, что спайность можно определять только в сравнительно крупных зернах минералов. Плоскости спайности нужно уметь отличать от граней кристалла; первые обычно имеют более сильный блеск, кроме того, в направлении спайности можно найти несколько параллельных друг другу плоскостей; на гранях кристаллов нередко устанавливается тонкая параллельная штриховка (кварц, пирит). Скол зерен минералов, обладающих спайностью, выглядит как система параллельных зеркально-гладких плоскостей любой толщины и размера.

Излом. Вид поверхности, образующейся при раскалывании минерала по случайным направлениям (не по направлениям спайности). Различают следующие виды излома:

а) раковистый — вогнутая концентрически-волнистая поверхность раскола напоминает створку раковины (опал, халцедон, кварц);

б) неровный — характерен для минералов с несовершенной спайностью (апатит, нефелин);

в) занозистый — поверхность раскола покрыта ориентированными в одном направлении занозами (гипс, роговая обманка);

г) землистый — поверхность раскола матовая, шероховатая (каолинит, лимонит);

д) зернистый — поверхность представлена мелкими зернами (характерен для минеральных агрегатов).

2.5.3. Прочие свойства минералов

Плотность. Измеряется в граммах на кубический сантиметр. У легких минералов плотность до 2,5, у средних — от 2,5 до 4 и у тяжелых минералов — более 4 г/см^3.

Плотность зависит от химического состава минерала и упаковки слагающих его атомов. Кристаллическая структура определяет, насколько плотно, компактно или «рыхло» будут уложены атомы химических элементов в одном объеме. Решающее влияние структуры на плотность хорошо иллюстрируется на примере графита и алмаза — они имеют один и тот же состав (чистый углерод), но разную кристаллическую структуру. Соот-

ветственно плотность графита — 2,2, а у алмаза, в структуре которого атомы углерода уложены более плотно, — 3,5.

Следует отметить, что при макроскопическом определении плотность устанавливается приблизительно путем взвешивания минералов на руке с оценкой «тяжелый», «средний», «легкий», при этом часто прибегают к сравнению близких по размеру образцов различных минералов.

Точно плотность минерала может быть установлена гидростатическим методом, при котором минерал погружают последовательно в стандартный набор жидкостей с известной плотностью. При этом образец либо тонет в жидкости, либо всплывает, либо остается во взвешенном состоянии. В последнем случае разница между плотностью жидкости и образца является минимальной и нам достаточно знать плотность данной жидкости.

В табл. 2.11 приведена плотность некоторых минералов.

Таблица 2.11

Плотность минералов

Минерал	Плотность, г/см^3	Минерал	Плотность, г/см^3
Улексит	1,9	Диопсид	3,2—3,3
Опал	2,1	Эпидот	3,4—3,6
Сера	2,0	Алмаз	3,5
Стильбит	2,1	Топаз	3,5
Графит	2,1	Шпинель	3,6
Галит	2,1	Гроссуляр	3,6
Натролит	2,2	Малахит	3,6—4.0
Содалит	2,2	Хризоберилл	3,7
Гипс	2,3	Сидерит	3,8—3,9
Апофиллит	2,3	Сфалерит	3,9—4,1
Вавеллит	2,4	Циркон	3,9—4,7
Серпентин	2,5—2,6	Альмандин	3,9—4,3
Микроклин	2,5—2,6	Целестин	3,9
Ортоклаз	2,5—2,6	Корунд	3,9—4,0

Окончание табл. 2.11

Минерал	Плотность, г/см^3	Минерал	Плотность, г/см^3
Скаполит	2,7	Смитсонит	4,0—4,5
Бирюза	2,6—2,9	Рутил	4,2
Альбит	2,6	Барит	4,5
Плагиоклаз	2,6—2,7	Пиролюзит	4,4—5,0
Кварц	2,6	Антимонит	4,6
Олигоклаз	2,6	Марказит	4,8
Берилл	2,6—2,9	Пирит	5,0
Вивианит	2,6—2,7	Борнит	5,0
Кальцит	2,7	Гематит	5,3
Пренит	2,8—2,9	Бурнонит	5,8
Тремолит	2,9—3,1	Шеелит	5,9—6,1
Нефрит	3,0	Арсенопирит	6,0
Турмалин	3,0—3,3	Куприт	6,1
Роговая обманка	3,0—3,4	Англезит	6,3
Апатит	3,1—3,2	Церуссит	6,5
Андалузит	3,1—3,2	Касситерит	6,8—7,1
Актинолит	3,1—3,3	Пироморфит	7,0
Флюорит	3,1	Галенит	7.5
Аксинит	3,2—3,3	Висмут самородный	9,7
Оливин	3,2—4,3	Серебро	10,0—11,0
Торбернит	3,2	Платина	14.0—19,0
Жадеит	3,3	Золото	15,0—19,0

Растворимость в воде (вкус). Характерна лишь для минералов-галогенов (хлоридов натрия и калия). Так, галит (NaCl) имеет соленый вкус, сильвин (KCl) — горько-соленый.

Магнитность. Свойственна немногим минералам. У разных народов есть варианты фантастических легенд о магнитных свойствах минералов: в одном случае магнитная скала «вынула» все железные гвозди из корабля; в другом — «сняла» цепь с узника. Магнетит и его способность притягивать железо были из-

вестны еще в древней античности. Упоминание о магнитной стрелке (прокомпас) в Европе датировано 1100 годом.

Наличие магнитности у минералов (магнетит, ильменит) выявляется при помощи магнитной стрелки компаса, которая отклоняется при поднесении к ней магнитных минералов.

Реакция с разбавленной соляной кислотой. Используется для диагностики минералов класса карбонаты. Реакция протекает по следующей схеме:

$$Me^{2+}CO_3 + HCl \rightarrow Me^{2+}Cl_2 + H_2O + CO_2\uparrow,$$

где Me^{2+} — катионы Ca^{2+}, Mg^2, Fe^{2+}.

Интенсивность протекания реакции не одинакова для различных карбонатов:

- кальцит — бурно «вскипает» в куске с выделением пузырьков углекислого газа;
- доломит — «вскипает» в порошке;
- магнезит — «вскипает» в порошке при нагревании;
- сидерит — выделение углекислого газа не происходит, после высыхания соляной кислоты на поверхности минерала образуется зеленовато-бурое пятно хлористого железа.

2.6. КЛАССИФИКАЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

2.6.1. Классификация минералов

Современная классификация минералов основывается на их химическом составе и кристаллической структуре веществ. Наиболее крупные единицы классификации — типы и классы — выделяются по химическому принципу — типу химического соединения, характеру кислотных остатков. Выделение подклассов минералов осуществляется по структурному принципу: по типу структурного мотива в кристаллических решетках минералов. В табл. 2.12 в упрощенном виде приводится классификация минералов, в которую включены породообразующие и рудные минералы, подлежащие изучению студентами горных специальностей.

Таблица 2.12

Классификация минералов

Тип	Класс	Подкласс	Группа	Подгруппа	Минерал
I. Простые вещества (самородные элементы)					Сера, графит
II. Сернистые соединения	Сульфиды				Галенит, сфалерит, киноварь, антимонит, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит,борнит, пирротин, пентландит
III. Галогениды	Хлориды Фториды				Галит, сильвин Флюорит
IV. Кислородные соединения	Оксиды и гидроксиды				Магнетит, гематит, лимонит, хромит, касситерит, корунд, гидроксиды алюминия, оксиды и гидроксиды марганца
	Карбонаты				Кальцит, доломит, магнезит, сидерит
	Сульфаты				Барит, гипс
	Вольфраматы				Вольфрамит
	Фосфаты				Апатит

Окончание табл. 2.12

Тип	Класс	Подкласс	Группа	Подгруппа	Минерал
IV. Кислородные соединения	Силикаты и алюмосиликаты	Островные	Гранаты		Оливин, эпидот Гранат
		Кольцевые			Берилл
		Цепочечные	Пироксены		Авгит и другие
		Ленточные	Амфиболы		Роговая обманка
		Слоистые (листовые)			Тальк, серпентин, хризотил-асбест
			Слюды		Мусковит, биотит, флогопит, лепидолит
			Хлориты		Клинохлор и другие
		Каркасные	Полевые шпаты	Плагиоклазы	Альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит
				Калиевые полевые шпаты	Ортоклаз, амазонит (микроклин)
			Фельдшпатоиды		Нефелин
					Кварц, халцедон, кремень

2.6.2. Простые вещества (самородные элементы)

К простым веществам относятся самородные элементы и интерметаллические соединения (по А.Г. Бетехтину). Представлены они, главным образом, металлами (Au, Ag, Fe, Pt, Cu и др.), полуметаллами (As, Sb, Bi) и металлоидами (самородная сера, алмаз и графит). В общей массе все они составляют не более 0,05 % массы земной коры.

Для самородных металлов весьма характерны интерметаллические соединения, отличающиеся стехиометрической формулой (например, Cu_3As; Ag_3Sb и др.), а также соединения переменного состава — твердые растворы (изоморфные смеси Ag и Au, Pt и Cu, Pt и Fe и др.). Некоторые минералы данного типа встречаются в виде двух и более полиморфных модификаций (алмаз и графит; α-сера и β-сера и др.)

Самородные металлы обладают хорошей электропроводимостью и теплопроводностью, металлическим блеском, большой плотностью, ковкостью, отсутствием спайности и, за редким исключением, невысокой твердостью.

Полуметаллы и металлоиды характеризуются большим разнообразием свойств.

Золото — **Au**. Сингония кубическая. Кристаллы (чаще всего октаэдры) весьма редки. Золото в химически чистом виде встречается редко, обычно содержит примеси ряда элементов (Ag, Cu), иногда в значительных количествах (до 20 %). Обычно золото в виде зерен неправильной формы, листочков и чешуек вкраплено в кварцевую или рудную массу. Размеры зерен самые различные, но чаще всего микроскопически мелкие.

Основные диагностические свойства: цвет золотисто-желтый. Черта металлическая, желтая. Блеск типичный металлический. Твердость 2,5—3,0. Спайность несовершенная. Плотность 15,6—18,3 г/см^3. Золото ковко — легко расплющивается в тончайшие листочки; химически инертно.

Гидротермальные месторождения золота генетически связаны с интрузиями кислых пород. Ассоциирует чаще всего с кварцем и сульфидами (пиритом, арсенопиритом). При раз-

рушении коренных месторождений вследствие своей химической инертности и большой плотности легко накапливается в россыпях.

Платина — **Pt**. Обычно образует твердые растворы с железом, иридием, осмием, медью и другими металлами. Сингония кубическая; кристаллы редки, обычно образует зерна неправильной формы. Цвет стально-серый. Черта серая. Блеск металлический. Спайность отсутствует. Излом крючковатый. Твердость 4—4,5. Плотность 15—19 г/см^3. Платина ковка, тугоплавка (температура плавления 1771 °С), химически инертна.

Происхождение магматическое, ассоциирует с оливином, пироксенами, магнетитом и хромитом. Благодаря химической устойчивости при разрушении платиносодержащих пород накапливается в россыпях.

Используется в радиотехнической и космической промышленности.

Медь — **Cu**. Сингония кубическая. Кристаллы редки. Обычно встречается в виде неправильных пластинчатых дендритов (*рис. 14, цв. вкл.*), вкрапленности в породах и иногда в виде сплошных масс. Цвет медно-красный, часто с побежалостью. Черта блестящая металлическая. Блеск металлический. Спайность отсутствует. Излом крючковатый. Твердость 2,5—3. Плотность 8,5—8,9 г/см^3. Медь ковка. Хорошо проводит электричество.

Образуется в зоне окисления сульфидных месторождений и ассоциирует с халькозином, купритом, малахитом, лимонитом и другими минералами этой зоны. Известны гидротермальные месторождения самородной меди. Редки и недостаточно изучены осадочные месторождения меди.

Используется в электротехнике, машиностроении, приборостроении чаще всего в виде сплавов с другими металлами.

Сера — **S**. Сингония ромбическая. Встречается в виде кристаллических, землистых, порошковатых масс, налетов и корочек, часто образует хорошие кристаллы дипирамидального и толстотаблитчатого вида (*рис. 15, цв. вкл.*).

Основные диагностические свойства: цвет лимонно- и зеленовато-желтый; блеск на гранях — алмазный, на изломе — жирный; твердость 2; высокая хрупкость. Прочие свойства: цвет черты — бесцветный; в кристаллических агрегатах прозрачная или просвечивает; спайность несовершенная; излом раковистый; плотность 2 г/см^3.

Образуется при вулканических процессах из газов и горячих растворов, биохимическим путем в осадочных породах, при разложении гипсоносных толщ, в зоне окисления сульфидов. Ассоциирует с кальцитом, халцедоном, гипсом.

Применяется в химической промышленности для получения серной кислоты, в резиновой, бумажной промышленности, медицине, сельском хозяйстве.

Алмаз — С. Название происходит от греческого слова «адамас» — неодолимый. Даже наиболее прозрачные алмазы содержат примеси Al, Si, Hg, Ca, Fe, Cu, Ba и др. в количестве до 5 %. Нередки включения графита и граната. Сингония кубическая. Облик кристаллов октаэдрический, реже додекаэдрический, кубический, тетраэдрический.

Основные диагностические свойства: цвет — бесцветный водно-прозрачный или окрашенный в голубой, синий, желтый, бурый и черный цвета; блеск сильный алмазный; показатель преломления 2,40—2,48; твердость 10; хрупок; плотность 3,47—3,56 г/см^3.

Разновидности

Алмаз образует одиночные кристаллы, обычно октаэдры и ромбододекаэдры. Характерны округленные ребра кристаллов, возникшие благодаря тому, что они подвергались растворению, разъеданию, залегая в кристаллизующейся материнской породе. Их размеры — от долей миллиметра до 5—10 мм; большие размеры встречаются очень редко. Это соответствует массе от долей карата* до 1—2 и 3 карат.

---

* Карат — мера массы драгоценных камней, равняется 0,2 г. Это — метрический карат; в некоторых странах карат соответствует 0,197 — 0,207 г.

1. Ограненный алмаз называется **бриллиант**. Цель огранки (шлифовки) увеличить количество лучей, отражающихся от внутренних поверхностей граней и выходящих через переднюю «площадку»; только огранка позволяет выявить все оптические свойства алмаза, придает особую красоту камню, блеск и замечательную «игру» цветных лучей.

2. **Карбонадо** — мелкозернистые или плотные агрегаты, похожие на шлак, стально-серого до черного цвета, размером до куриного яйца. Они особенно тверды и высоко ценятся в технике.

3. **Баллассы** — шаровидные агрегаты величиной с горошину, обычно имеющие радиально-лучистое строение. Окружены светлой оболочкой, плотны и очень тверды.

4. **Борт** — сюда издавна относили камни, не имевшие ювелирной ценности, которые могли быть выброшенными «за борт». В настоящее время так называют обломки, трещиноватые и мутные камни, применяемые в технике.

Генезис алмаза полностью еще не выяснен. Находки в россыпях алмазов в срастании с кварцем гидротермальных и пегматитовых жил доказывают, что алмаз может образовываться в каких-то еще не выясненных природных условиях. Обнаружен алмаз и в метеоритах.

Добывается алмаз из коренных месторождений и из россыпей. В первых алмаз заключен в ультраосновной породе **кимберлите**, состоящей из оливина, граната, диопсида, слюды. Она была выброшена из недр в результате грандиозных взрывов. Сила их была такова, что они пробили в толще земной коры множество цилиндрических отверстий диаметром 300—700 м, при бурении которых установлено, что до глубины 5,5 км (и, несомненно, значительно глубже) они заполнены однородной кимберлитовой породой с равномерно рассеянными кристаллами алмаза.

Больше всего алмазов применяется в бурении, они идут на армирование буровых коронок. Следует отметить, что ежегодно объем алмазного бурения достигает десятков тысяч метров. Алмазная пыль используется для тонкого шлифования оптических стекол, пьезокварцевых изделий, синтетического корунда; кри-

сталлы используют как «фильтры», т.е. пластинки с просверленными тончайшими отверстиями для волочения специальных сортов проволоки толщиной порядка 0,01 мм и тоньше. Прозрачные, без каких-либо включений алмазы подвергаются огранке и являются драгоценными камнями.

В ювелирных целях используется лишь 20 % всех добываемых алмазов. **Оценка качества** ювелирных алмазов требует специальных знаний и большого опыта: она учитывает цвет, чистоту, совершенство огранки и массу камня в каратах.

Графит — **С**. Сингония гексагональная. Кристаллы имеют вид мелких шестиугольных табличек. Встречается в виде чешуйчатых, плотных и железистых масс.

Основные диагностические свойства: цвет от железо-черного до стально-серого, блеск полуметаллический; твердость 1; жирный на ощупь; пишет по бумаге; пачкает руки.

Прочие свойства: цвет черты — темно-серый; непрозрачен; спайность весьма совершенная в одном направлении; излом зернистый, неровный; плотность 2,2 — 2,3 г/см^3.

От сходного с ним молибденита отличается более темным железо-черным цветом и менее интенсивным блеском.

Происхождение метаморфическое и магматическое. Применяется для производства карандашей, тиглей, электродов, сухих элементов, смазочных материалов.

2.6.3. Сульфиды и их аналоги

Минералы этого типа являются, в основном, солями сероводородной кислоты (H_2S). В некоторых минералах место серы занимает селен или теллур. Сернистые и аналогичные им соединения составляют 0,15 % массы земной коры. Однако, по количеству минералов (более 300) они занимают второе место после силикатов.

Сульфиды имеют большое практическое значение — это важнейшие руды свинца, цинка, меди, никеля, кобальта, молибдена, сурьмы, ртути и других металлов.

Происхождение сульфидов, главным образом, гидротермальное (высоко-, средне- и низкотемпературное), а также магматическое и скарновое. Большинство сульфидов в приповерхностной части земной коры неустойчиво, при окислении они разлагаются и переходят во вторичные минералы: карбонаты, сульфаты, оксиды, силикаты.

Важнейшие диагностические свойства большинства сульфидов: сильный металлический блеск (исключения: сфалерит, киноварь); черный цвет черты (исключения те же); высокая плотность (> 4) и невысокая (< 5) твердость (исключения: пирит и арсенопирит).

Галенит (свинцовый блеск) — **PbS**. Сингония кубическая. Отдельные кристаллы имеют форму кубов, кубоктаэдров. Встречается обычно в виде кристаллически-зернистых масс.

Основные диагностические свойства: цвет — свинцово-серый; черта — серовато-черная; сильный металлический блеск; спайность весьма совершенная в трех взаимно перпендикулярных направлениях; плотность 7,5 г/см^3.

Прочие свойства: низкая твердость (2,5); излом мелко ступенчатый, в плотных массах — плоскораковистый, неровный; непрозрачен.

Образуется обычно путем отложения из гидротермальных растворов. Ассоциирует со сфалеритом, пиритом, халькопиритом, пирротином, образуя вместе с ними, а также с кварцем, кальцитом и баритом полиметаллические руды.

Практическое значение — важнейшая руда на свинец.

Сфалерит (цинковая обманка) — **ZnS** (от греч. «сфалерос» — «обманчивый» — в связи с трудностью диагностики по внешнему виду). Сингония кубическая, кристаллы имеют тетраэдрический облик. Обычно образует зернистые кристаллические агрегаты.

Основные диагностические свойства: черта от светло-желтой до темно-бурой, всегда светлее цвета минерала в образце; алмазный блеск; спайность совершенная в шести направлениях (по граням ромбододекаэдра).

Прочие свойства: цвет меняется в зависимости от примеси железа от медово-желтого до темно-бурого; полупрозрачен; твердость 3,5—4; плотность 3,9—4,2 г/см^3.

Происхождение гидротермальное. Встречается в той же минеральной ассоциации, что и галенит, который является его наиболее характерным спутником.

Практическое значение — важнейшая руда на цинк.

Киноварь (ртутная обманка) — **HgS**. Название происходит от арабского слова «кинобари» — «кровь дракона». Сингония тригональная, образует ромбоэдрические таблитчатые кристаллы. Встречается, главным образом, в виде зернистых вкрапленников, а также сплошных масс, примазок и налетов.

Основные диагностические свойства: ярко красный цвет; красная черта.

Прочие свойства: алмазный блеск; в тонких обломках прозрачна; твердость 2—2,5; спайность совершенная; плотность 8 г/см^3.

Образуется при низкотемпературных гидротермальных процессах. Ассоциирует с антимонитом, флюоритом, баритом.

Практическое значение — единственная руда на ртуть и ценная природная краска.

Антимонит (сурьмяный блеск, стибнит) — **Sb_2S_3**. Сингония ромбическая. Образует удлиненно призматические, столбчатые игольчатые кристаллы. Встречается чаще всего в виде агрегатов призматических, игольчатых кристаллов, а также зернистых масс (*рис. 16, цв. вкл.*).

Основные диагностические свойства: игольчатая, удлиненная форма кристаллов; свинцово-стально-серый цвет и такой же цвет черты; поперечная штриховка на плоскостях спайности.

Прочие свойства: блеск металлический; иногда отмечается синеватая побежалость; непрозрачен; твердость 2; спайность совершенная в одном направлении; излом неровный, раковистый; плотность 4,5—4,6 г/см^3.

Образуется при низкотемпературном гидротермальном процессе. Ассоциация с ярко-красной киноварью является дополнительным диагностическим признаком антимонита.

Практическое значение — главная руда на сурьму.

Молибденит (молибденовый блеск) — MoS_2. Сингония гексагональная. Отдельные кристаллы имеют таблитчатый шестигранный облик. Встречается в виде листовых, чешуйчатых агрегатов.

Основные диагностические свойства: твердость 1; пачкает руки; пишет на бумаге; жирный на ощупь.

Прочие свойства: цвет голубовато-серый; черта голубовато-серая; блеск сильный металлический; непрозрачен. Спайность весьма совершенная в одном направлении; плотность 4,7—4,8 г/см^3.

От сходного по внешнему виду графита отличается по сильному металлическому блеску и голубоватому оттенку черты на бумаге.

Происхождение магматическое, гидротермальное, а также скарновое. Ассоциирует с кварцем и пиритом.

Практическое значение — важнейшая руда на молибден.

Пирит (серный колчедан, железный колчедан) — FeS_2. Сингония кубическая. Часто образует кристаллы кубического, реже пентагон-додекаэдрического и октаэдрического облика. На гранях кубов нередко наблюдается штриховка. Встречается также в виде зернистых агрегатов, друз (*рис. 17, цв. вкл.*).

Основные диагностические свойства: соломенно-желтый цвет; кубический габитус кристаллов; твердость 6—6,5; отсутствие спайности.

Прочие свойства: цвет черты черный; блеск металлический; непрозрачен; излом раковистый; неровный; плотность 4,9—5,2 г/см^3.

Пирит образуется при самых разнообразных геологических процессах: собственно магматических, гидротермальных, метаморфических, осадочных. Ассоциирует практически со всеми сульфидами. В зоне окисления пирит неустойчив и переходит в лимонит. Пирит — самый распространенный минерал из типа сульфидов.

Практическое значение — применяется, в основном, для получения серной кислоты.

Халькопирит (медный колчедан) — $CuFeS_2$. Сингония тетрагональная. Отдельные кристаллы образует редко, обычно встречается в виде сплошных зернистых масс.

Основные диагностические свойства: цвет латунно-желтый с зеленоватым оттенком; спайность отсутствует; черта зеленовато-черная. Часто на поверхности минерала наблюдается радужная побежалость.

Прочие свойства: блеск металлический; непрозрачен; твердость 3,5—4; излом раковистый, неровный; плотность 4,2 г/см^3.

Происхождение преимущественно гидротермальное, реже собственно магматическое. Минералы-спутники: пирит, пирротин, борнит, галенит, сфалерит, пентландит и др.

Практическое значение — важнейшая медная руда.

Арсенопирит (мышьяковый колчедан) — **FeAsS**. Сингония моноклинная. Образует призматические, иногда вытянутые кристаллы с характерной продольной штриховкой на гранях, а также зернистые агрегаты.

Основные диагностические свойства: цвет оловянно-белый, стально-серый; встречается в виде хорошо ограненных кристаллов призматического габитуса; твердость 6.

Прочие свойства: черта серовато-черная; блеск металлический; непрозрачен; хрупок; спайность средняя; излом неровный; плотность 6 г/см^3.

Происхождение в большинстве случаев гидротермальное (высоко- и среднетемпературное). Ассоциирует с прочими сульфидами, а также с кварцем, касситеритом и вольфрамитом.

Практическое значение — главнейшая руда на мышьяк.

Борнит (пестрая медная руда) — Cu_5FeS_4. Сингония кубическая. Кристаллы редки, обычно образует сплошные зернистые агрегаты и вкрапленники.

Основные диагностические свойства: цвет в свежем изломе темный, медно-красный; почти всегда покрыт яркой пестрой побежалостью с преобладанием синего и фиолетового оттенков.

Прочие свойства: цвет черты черный; блеск металлический и полуметаллический; непрозрачен; твердость 3; спайность несовершенная; излом мелкораковистый; плотность 5,0—5,2 г/см^3.

Образуется гидротермальным (первичный борнит), а также экзогенным (вторичный борнит) путем. Встречается в ассоциации с прочими сульфидами. Очень богатая медная руда.

Пирротин (магнитный колчедан) — $\mathbf{Fe_{1-x}S_x}$, где x колеблется от 0 до 0,2, обычно от Fe_6S_7 до $Fe_{11}S_{12}$. Сингония гексагональная. Кристаллы образует редко, обычно находится в виде сплошных мелкозернистых агрегатов (*рис. 18, цв. вкл.*).

Основные диагностические свойства: цвет бронзово-желтый; обладает слабыми магнитными свойствами.

Прочие свойства: цвет черты серо-черный; блеск металлический, непрозрачен; твердость 4; спайность несовершенная; излом неровный, раковистый; плотность 4,5 г/см^3.

Происхождение магматическое в связи с основными породами, контактово-метаморфическое (скарновое), а также гидротермальное. По распространенности среди сульфидов пирротин занимает второе место, уступая только пириту. Характерна ассоциация пирротина с пентландитом, встречается также совместно с другими сульфидами.

Практическое значение — для производства серной кислоты.

Пентландит (железоникелевый колчедан) — $\mathbf{(Fe, Ni)_9S_8}$. Сингония кубическая. Образует сплошные зернистые массы, иногда крупнозернистые агрегаты.

Основные диагностические свойства: похож на пирротин, но отличается от него более светлым бронзовым цветом, наличием совершенной спайности и отсутствием магнитных свойств.

Прочие свойства: цвет черты бронзово-бурый; блеск металлический; непрозрачен; твердость 3,5—4; излом раковистый; плотность 4,5—5 г/см^3.

Происхождение магматическое в связи с ультраосновными породами. Характерна тесная ассоциация пентландита с пирротином и халькопиритом.

Практическое значение — важнейшая руда на никель.

2.6.4. Галогениды

К данному типу минералов относятся соединения галогенов (галоидов) (Cl, F, Br, I) в основном со щелочными и щелочноземельными металлами. Известно около 100 минералов галогенидов, они слагают около 0,5 % массы земной коры. Наибольшим распространением пользуются фтористые (фториды) и хлористые соединения — хлориды. Фториды, как правило, образуются при эндогенных процессах — магматических и гидротермальных. Хлориды преимущественно имеют осадочное происхождение и являются главными минералами соленосных толщ.

Хлориды натрия и калия — типичные ионные соединения, что определяет их физические свойства: прозрачность, стеклянный блеск, небольшие плотность и твердость, легкую растворимость в воде. Во фторидах преобладает ионно-ковалентный тип химических связей, вследствие чего они нерастворимы в воде, имеют большие плотность и твердость. Практически все галогениды встречаются в виде изометричных кристаллов кубической сингонии и кристаллически-зернистых агрегатов. Для них характерна совершенная спайность.

Класс хлориды

Галит — NaCl. Сингония кубическая. Встречается в виде хорошо ограненных кристаллов кубической формы, зернистых агрегатов, налетов, корочек.

Основные диагностические свойства: твердость 2; легко растворим в воде; соленый на вкус; спайность по кубу.

Прочие свойства: бесцветный, белый, красный, голубой— цвет зависит от примесей ^{40}К. Черта бесцветная; блеск стеклянный (на несвежей поверхности — жирный); прозрачен; излом раковистый; плотность 2,2 г/см^3.

Галит имеет типичное осадочное происхождение: образуется при упаривании морских и озерных водоемов. Встречается вместе с сильвином и гипсом. Почти всегда присутствует в составе солончаков пустынных и полупустынных областей. В виде продуктов возгона может отлагаться на стенках кратеров вулканов.

Практическое значение — применяется в пищевой и химической промышленности.

Сильвин — **KCl**. Сингония кубическая. Образует кристаллы кубического, реже — октаэдрического габитуса. Обычно встречается в виде кристаллически-зернистых агрегатов.

Основные диагностические свойства: твердость 2; спайность совершенная по кубу; легко растворим в воде; от галита отличается по жгучему горько-соленому вкусу.

Прочие свойства аналогичны галиту: цвет бесцветный, молочно-белый, желтый, красный, синий и др.; черта бесцветная; блеск стеклянный (на несвежей поверхности — жирный); прозрачен или просвечивает; плотность 2 г/см^3.

Происхождение, как и у галита, осадочное. Ассоциирует с галитом, входя в состав соленосных отложений усыхающих водоемов.

Практическое значение — калийное удобрение, применяемое в сельском хозяйстве, используется в химической промышленности.

Класс фториды

Флюорит (плавиковый шпат) — **CaF_2**. Сингония кубическая. Образует хорошо ограненные кристаллы кубического и октаэдрического облика. Встречается в виде зернистых агрегатов, сростков кристаллов, друз, щеток, плотных образований с концентрически-зональным строением.

Основные диагностические свойства: спайность совершенная в четырех направлениях по октаэдру; стеклянный блеск; твердость 4; возможна полихромная окраска (цвет в разных частях образца может быть зеленым, фиолетовым, розовым, коричневатым, бесцветным).

Прочие свойства: черта бесцветная; прозрачен; излом неровный, плоскораковистый; плотность 3—3,2 г/см^3.

Происхождение, в основном, гидротермальное. Встречается совместно с кварцем, кальцитом, баритом, сульфидами.

Практическое значение — используется как флюс в металлургии, а также в оптике; в химической промышленности применяется для получения препаратов фтора; поделочный камень.

2.6.5. Кислородные соединения

Класс оксиды и гидроксиды

Оксиды представляют собой соединения химических элементов с кислородом, гидроксиды — вещества, содержание гидроксогруппы OH и химический элемент. Минералы этого класса составляют 17 % массы земной коры, их общее количество превышает 200 минералов.

Оксиды и гидроксиды имеют различное происхождение, но большинство из них возникло при экзогенных процессах в верхних частях земной коры. Ряд эндогенных минералов при выветривании разрушается и переходит в оксиды и гидроксиды. Многие оксиды, будучи устойчивыми в окислительной обстановке поверхности, накапливаются в россыпях (магнетит, касситерит).

Физические свойства оксидов различны, для большинства из них характерна высокая твердость.

Магнетит (магнитный железняк) — $\mathbf{FeFe_2O_4}$. Сингония кубическая. Кристаллы имеют октаэдрический облик. Встречается в виде зернистых агрегатов, друз, отдельных хорошо ограненных кристаллов.

Основные диагностические свойства: черный цвет; черная черта; сильные магнитные свойства.

Прочие свойства: блеск полуметаллический; непрозрачен; твердость 5,5—6; спайность несовершенная; излом неровный; плотность 4,8—5,3 г/см^3.

Образуется при собственно магматических, контактово-метасоматических и метаморфических процессах обычно в восстановительных условиях.

Спутниками магнетита могут быть гематит, пирит, хромит, гранат, апатит.

Практическое значение — важнейшая железная руда.

Гематит (красный железняк) — $\mathbf{Fe_2O_3}$ (от греч. «гема» — кровь). Сингония тригональная. Кристаллы (встречаются редко) — ромбоэдрического и пластинчатого габитуса. Образует зернистые, чешуйчатые, землистые агрегаты, а также натечные, почковидные, оолитовые массы (*рис. 19, цв. вкл.*)

Основные диагностические свойства: вишнево-красная черта, характерные формы выделения.

Прочие свойства: цвет изменяется от красновато-бурого до черного; блеск полуметаллический, у землистых агрегатов — матовый; в тонких осколках иногда просвечивает; твердость 5,5—6,5; спайность несовершенная; излом неровный; плотность 5,0—5,3 г/см^3; немагнитен.

Чаще всего гематит связан с метаморфическими и гидротермальными процессами. Минералы-спутники — магнетит, лимонит, кварц, карбонаты.

Практическое значение — важнейшая железная руда.

Лимонит (гидрогетит) — $\mathbf{FeO(OH)\cdot nH_2O}$. Содержание воды в минерале сильно колеблется. В смеси с гидроксидами кремнезема, глинистым веществом формирует минеральные образования, называемые бурыми железняками.

Лимонит образует ржавые, бурые, коричневые корочки, примазки, разнообразные натечные формы, землистые пористые, ноздреватые массы, встречается в виде конкреций и оолитов (*рис. 20, цв. вкл.*).

Основные диагностические свойства: желто-бурый цвет черты; характерные формы выделения.

Прочие свойства: физические свойства меняются в зависимости от состава и формы выделения; цвет колеблется от охристо-желтого у порошковатых землистых разностей до темно-бурого, почти черного у плотных и натечных агрегатов; блеск от матового до полуметаллического; в тонких сколах просвечивает; твердость от 1 у землистых масс до 5 у плотных разностей; спайность совершенная; излом неровный, занозистый; плотность 3,6—4,3 г/см^3.

Происхождение всегда экзогенное. Образуется либо при выветривании железосодержащих минералов (оксидов, сульфидов, силикатов и др.), либо при процессах химического и биохимического осадконакопления.

Практическое значение — важная руда на железо.

Хромит (хромистый железняк) — $\mathbf{FeCr_2O_4}$. Сингония кубическая. Кристаллы имеют октаэдрический облик. Обычно встречается в виде зернистых агрегатов, часто образует шаро-

видную вкрапленность в измененных ультраосновных породах («рябчиковая руда» совместно с серпентином).

Основные диагностические свойства: черный цвет; металловидный смолистый блеск; бурая черта; часто ассоциирует с серпентином.

Прочие свойства: непрозрачен; твердость 5,5—7,5; спайность несовершенная; излом неровный; плотность 4,5 г/см^3.

Происхождение магматическое в связи с ультраосновными породами.

Минералы-спутники — серпентин, оливин, магнетит, хлорит.

Практическое значение — основная хромовая руда. Бедные руды используются для изготовления огнеупоров.

Касситерит (оловянный камень) — SnO_2. Сингония тетрагональная. Обычно образует мелкие кристаллы дипирамидальной формы, характерны двойники. Встречается также в виде вкрапленных зерен неправильной формы.

Основные диагностические свойства: форма кристаллов; темно-коричневый, бурый до черного цвет; твердость 6,5—7; часто ассоциирует с кварцем. Минерал труден для диагностики, особенно в мелких зернах.

Прочие свойства: черта (получается с трудом) желтая, светло-коричневая; блеск от алмазного до матового, иногда — металлический; спайность несовершенная; излом неровный, полураковистый; плотность 6,5—7 г/см^3.

Происхождение эндогенное: пневматолитовое, гидротермальное. Встречается в парагенетической ассоциации со следующими минералами: мусковитом, кварцем, полевыми шпатами, флюоритом, сульфидами. Часто встречается в россыпях как устойчивый минерал.

Практическое значение — важнейшая руда на олово.

Корунд — Al_2O_3. Сингония тригональная. Кристаллы бочонковидной, столбчатой, пластинчатой формы. Часто встречается в виде мелкозернистых агрегатов. Прозрачные красиво окрашенные кристаллы корунда являются драгоценными камнями: синие — сапфиры, красные — рубины. Мелкозернистые массы, состоящие из корунда в смеси с магнетитом, гематитом и кварцем, называются наждаком.

Основные диагностические свойства: высокая твердость — 9; цвет — кристаллы серовато-синие; мелкозернистые массы— синевато-фиолетовые.

Прочие свойства: блеск алмазный, стеклянный; прозрачен или просвечивает в тонких осколках: спайность несовершенная; излом неровный, раковистый; плотность 4,0 г/см^3.

Образуется только при эндогенных геологических процессах; контактово- и регионально-метаморфических, пегматитовых. Благодаря высокой химической стойкости и твердости накапливается также в россыпях. Встречается в ассоциации с кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, биотитом, гематитом, магнетитом.

Практическое значение — используется как абразивный и огнеупорный материал. Прозрачные и окрашенные разновидности применяются в приборостроении, часовом деле, в ювелирной промышленности.

Гидроксиды алюминия (боксит)

Боксит не является минералом. Он представляет собой горную породу, состоящую из нескольких минералов, главным образом, гидраргиллита (гиббсита), диаспора и бёмита, а также кремнезема и оксидов железа. Цвет различный: белый, розовый, красный, коричневый и др. Бокситы — глиноподобные, иногда плотные породы, часто оолитового сложения. Происхождение экзогенное — образуются при выветривании алюмосиликатов. Практическое значение — важнейшая руда на алюминий.

Гидраргиллит (гиббсит) — **Al (OH)$_3$**. Сингония моноклинная. Кристаллы таблитчатые. Обычно встречается в виде землистых мелоподобных, плотных и оолитовых масс.

Основные диагностические свойства: цвет бурый, кирпично-красный; цвет черты — кирпично-красный; форма выделения; твердость 2,5—3,5. Прочие свойства: блеск матовый; просвечивает; спайность совершенная в одном направлении; плотность 2,3—2,4 г/см^3.

Диаспор AlO (OH) — свойства аналогичны гидраргиллиту; отличается по твердости — 6,5—7.

Бёмит AlO (OH) — полиморфная разновидность диаспора.





Рис. 1. Монокристаллы:
а — топаза (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана);
б — кварца (Геологический музей им. В.В. Ершова, МГГУ)

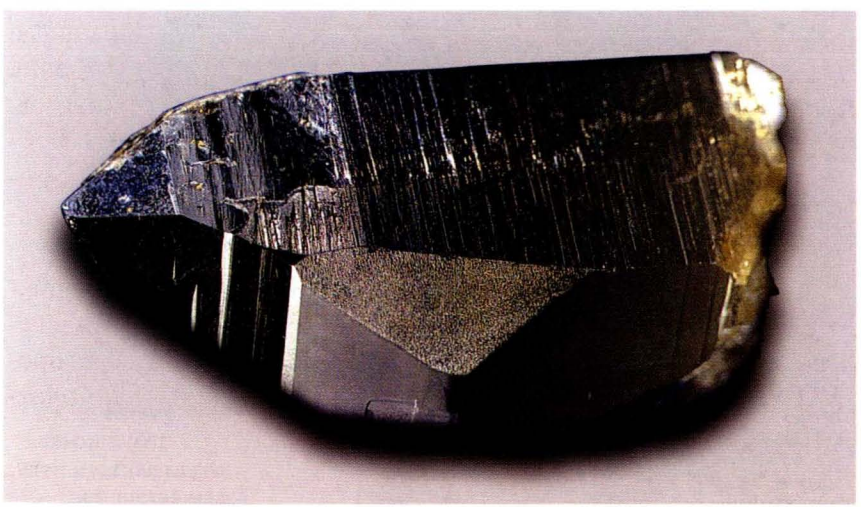


Рис. 2. Двойник кристалла кварца-мориона



Рис. 3. Друзы:
а — гипса (Геологический музей им. В.В. Ершова, МГГУ);
б — кристаллов полевого шпата



Рис. 4. Амазонит в граните (фото В.В. Фромма)



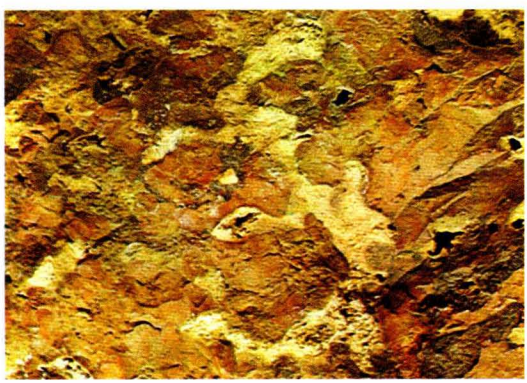


Рис. 5. Кремень (*а*) и боксит (*б*):
а — плотная масса;
б — землистая масса
(Геологический музей им. В.В. Ершова, МГГУ)



Рис. 6. Агатовая секреция
(Геологический музей им. В.В. Ершова, МГГУ)



Рис. 7. Конкреции фосфорита
(учебная коллекция МГГУ)



Рис. 8. Оолиты каменистого боксита (фото В.В. Фромма)



Рис. 9. Натечный кальцит (Геологический музей им. В.В. Ершова, МГГУ)



Рис. 10. Родонит с дендритами родохрозита ($MnCO_3$).
Карпаты

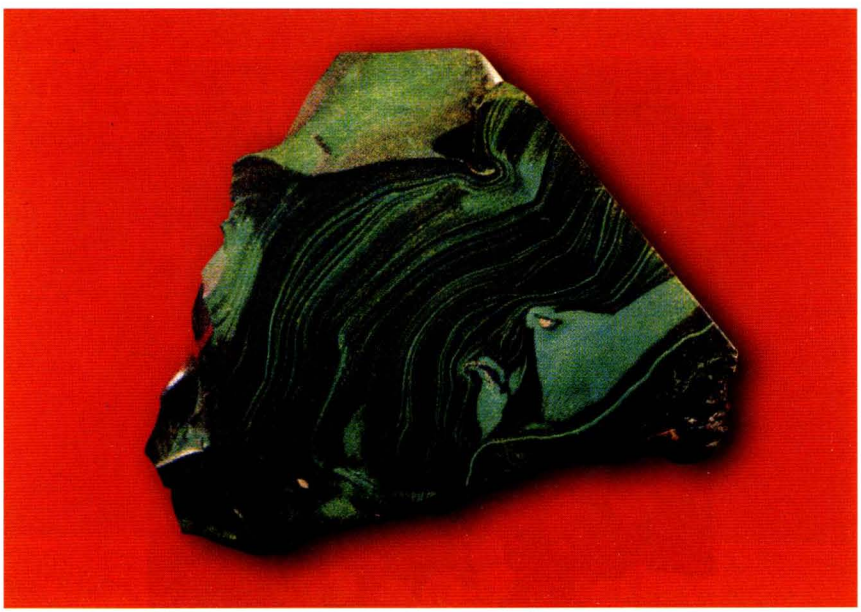


Рис. 11. Малахит. Урал

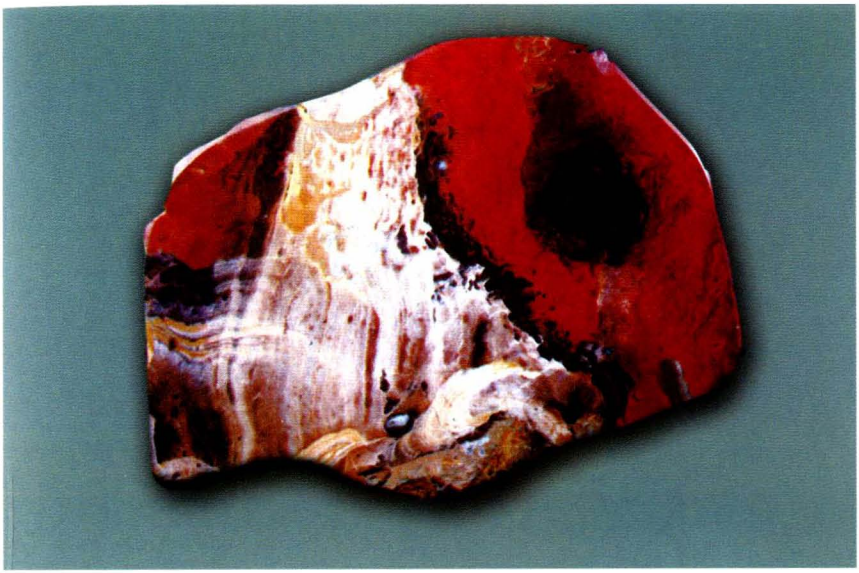


Рис. 12. Яшма. Урал

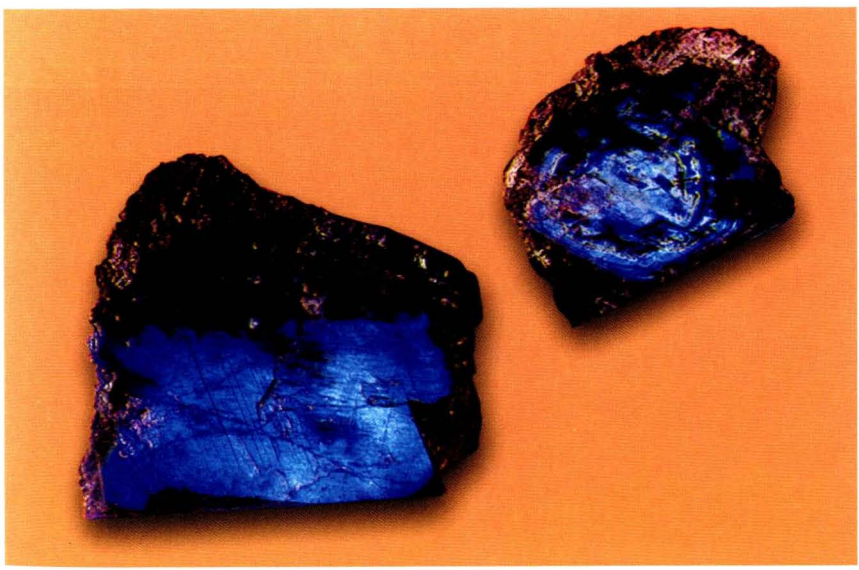


Рис. 13. Иризирующий лабрадор

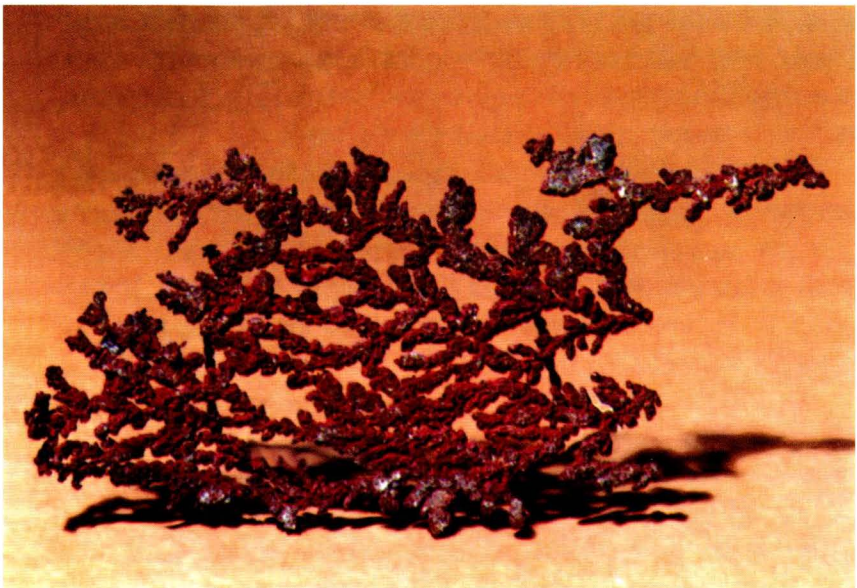


Рис. 14. Самородная медь
(Геологический музей им. В.В. Ершова, МГГУ)



Рис. 15. Сера (учебная коллекция МГГУ)

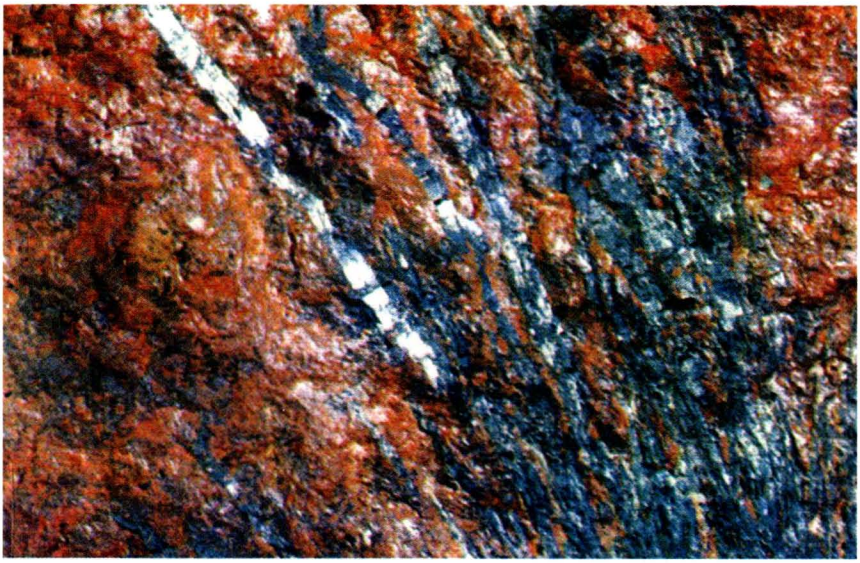


Рис. 16. Антимонит (учебная коллекция МГГУ)

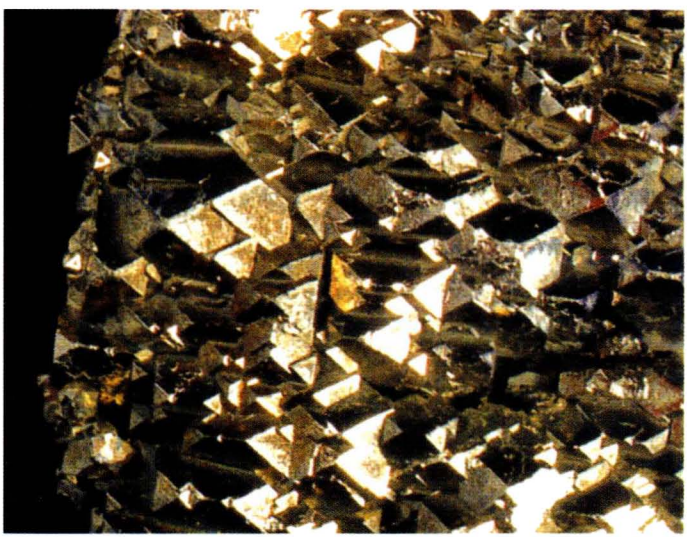


Рис. 17. Зернистый агрегат параллельных сростков кубоктаэдрических кристаллов пирита



Рис. 18. Пирротин (учебная коллекция МГГУ)

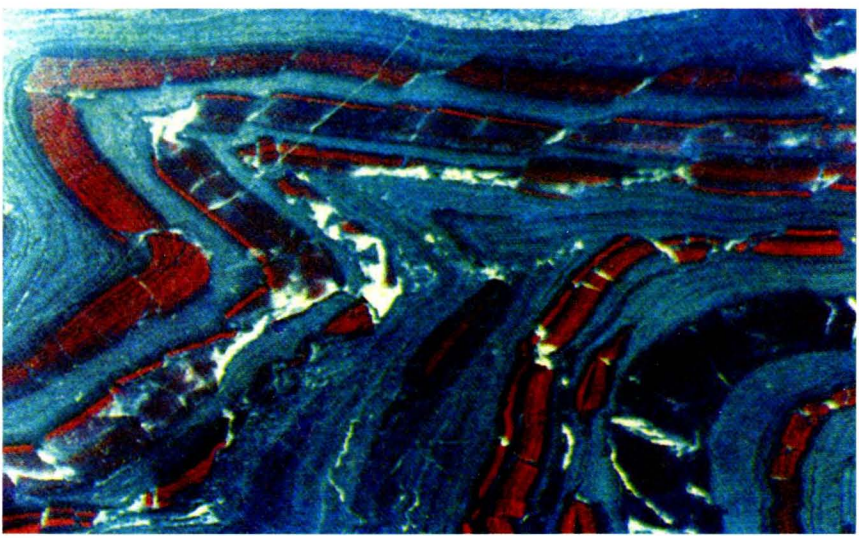


Рис. 19. Гематит (учебная коллекция МГГУ)



Рис. 20. Лимонит с керченитом
(Геологический музей им. В.В. Ершова, МГГУ)



Рис. 21. Магнезит (учебная коллекция МГГУ)



Рис. 22. Барит (учебная коллекция МГГУ)

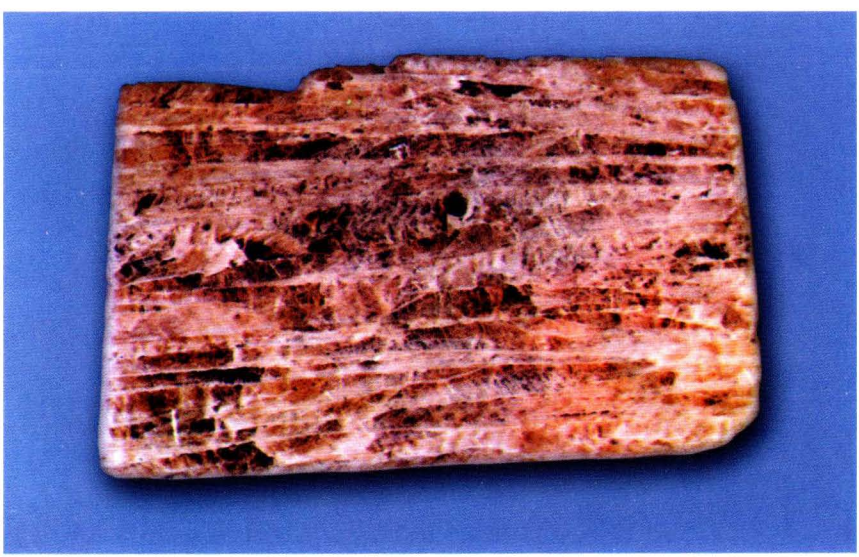


Рис. 23. Гипс (учебная коллекция МГГУ)

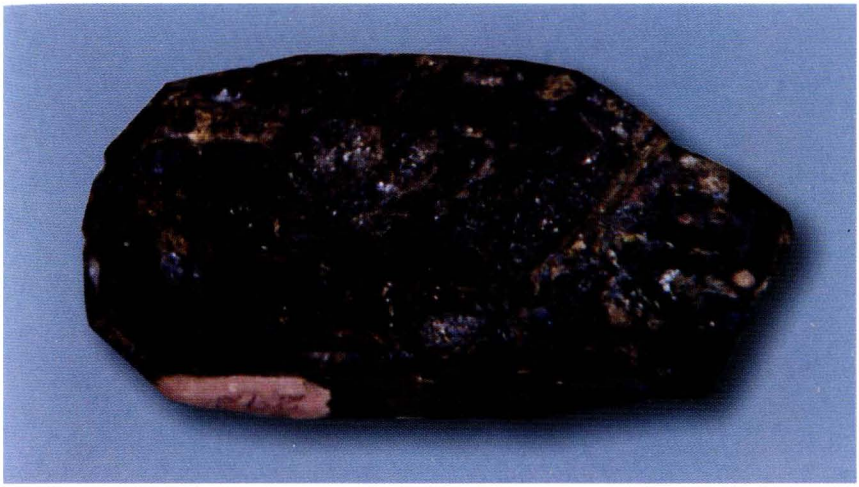


Рис. 24. Вольфрамит (учебная коллекция МГГУ)



Рис. 25. Апатит (учебная коллекция МГГУ)



Рис. 26. Берилл (Геологический музей им. В.В. Ершова, МГГУ)

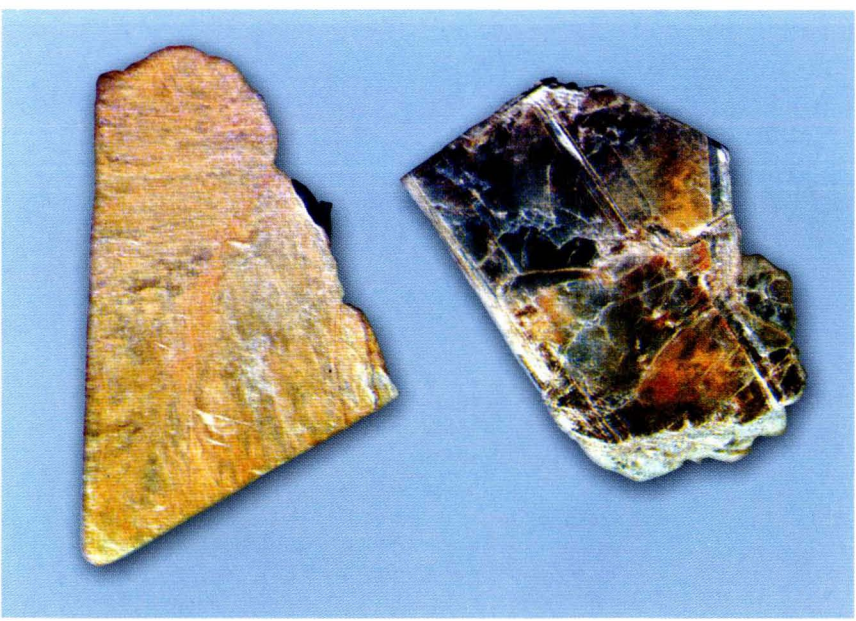


Рис. 27. Слюды — мусковит (светлый, слева)
и флогопит (более темный, справа)



Рис. 28. Микроклин (учебная коллекция МГГУ)

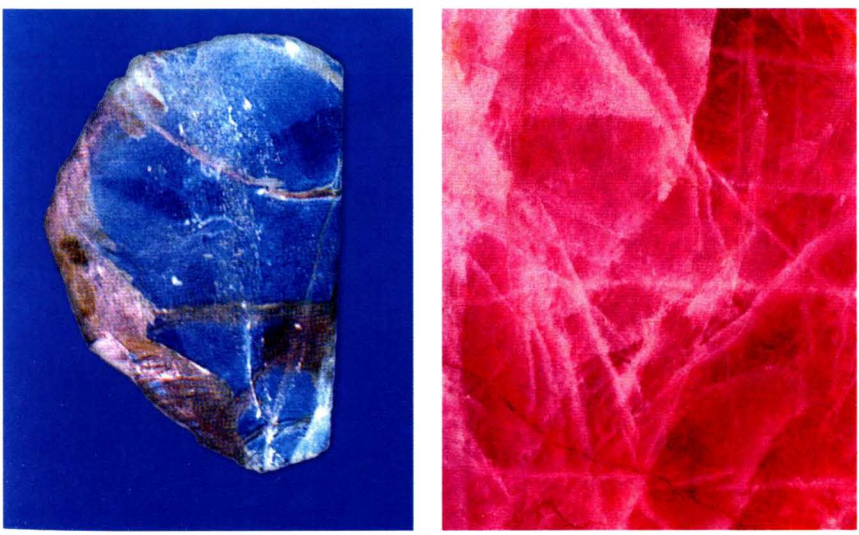


Рис. 29. Кварц — бесцветный и розовый (учебная коллекция МГГУ)

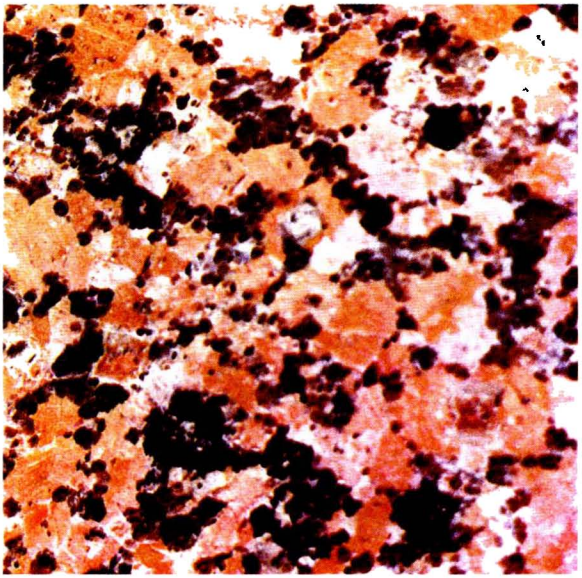


Рис. 30. Гранит красный. Емельяновское месторождение (Украина)

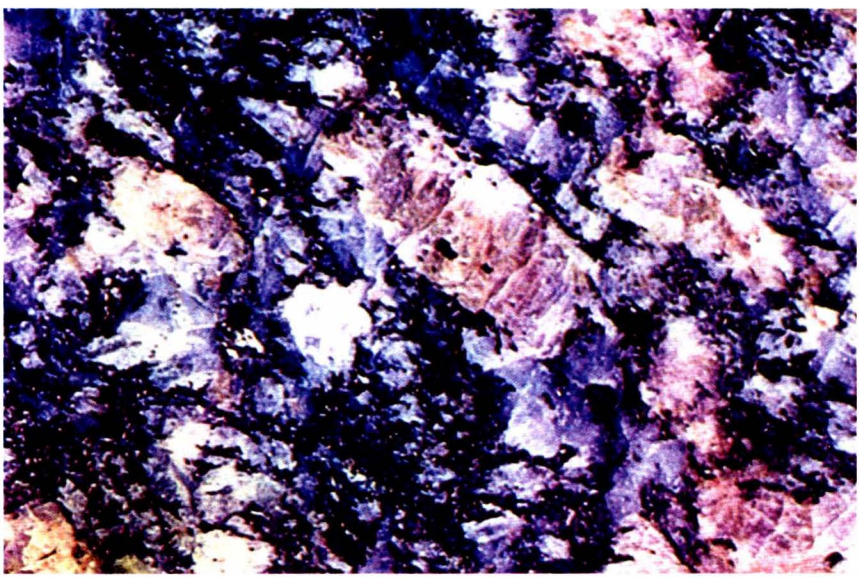


Рис. 31. Гранит-порфир. Корнинское месторождение (Украина)

Оксиды и гидроксиды марганца

Пиролюзит — MnO_2. Сингония тетрагональная. Кристаллы образует редко. Обычно встречается в виде скрытокристаллических плотных, аморфных сажистых масс, конкреций, оолитов.

Основные диагностические свойства: черный цвет; черная черта; обычно низкая (1—2) твердость (у кристаллических разностей твердость повышается до 5—6); формы выделения. Трудно отличим от других оксидов и гидроксидов марганца.

Прочие свойства: блеск матовый, полуметаллический; спайность совершенная; излом неровный, землистый; плотность 4,7—5,0 г/см^3.

Происхождение экзогенное — образуется при процессах выветривания минералов, содержащих марганец. Встречается совместно с псиломеланом, манганитом и лимонитом.

Совместно с другими оксидами и гидроксидами марганца является важнейшей марганцевой рудой. Используется также в производстве сухих электрических батарей.

Свойства **манганита** MnO(OH), **псиломелана** mMnO $n$$MnO_2$ $p$$H_2O$ сходны со свойствами пиролюзита. Диагностика этих минералов трудна. Манганит отличается от пиролюзита по бурой черте.

Класс карбонаты

К этому классу относятся минералы — соли угольной кислоты. Большинство карбонатов — безводные простые соединения, главным образом Ca, Mg и Fe с комплексным анионом $[CO_3]^{2-}$. На долю карбонатов в земной коре приходится около 2 % ее массы, причем около 1,5 % — на долю кальцита. Общее количество карбонатов — более 60 наименований.

Карбонаты имеют осадочное (биохимическое или химическое), а также осадочно-метаморфическое происхождение. Они слагают мощные толщи осадочных и метаморфических горных пород — известняков, доломитов, мела, мрамора и др. Карбонаты — важнейшие неметаллические полезные ископаемые, а также ценные руды на Fe, Zn, Pb, Cu и другие металлы.

Карбонаты имеют обычно светлую окраску (белую, розовую, серую); твердость около 3—4,5; невысокую плотность. Для простых безводных карбонатов, кристаллизующихся в тригональной сингонии (кальцит, магнетит, доломит, сидерит), характерны ромбоэдрический облик кристаллов, совершенная спайность по ромбоэдру (в трех направлениях), белая черта и стеклянный блеск. Важным диагностическим признаком является действие на карбонаты соляной кислоты, с которой они в той или иной степени взаимодействуют с выделением углекислого газа. Например:

$$CaCO_3+2HCl= CaCl_2+ H_2O+ CO_2 \uparrow.$$

Кальцит — $CaCO_3$. Сингония тригональная. Формы кристаллов разнообразны, главным образом, характерны ромбоэдры и скаленоэдры. Часто образует кристаллически-зернистые агрегаты, натечные формы (сталактиты и сталагмиты), землистые массы (мел).

Основные диагностические свойства: твердость 3; спайность совершенная по ромбоэдру (в трех направлениях); бурная реакция с HCl: «вскипает» с выделением CO_2.

Прочие свойства: цвет непостоянный: белый, желтый, голубой, серый (бесцветные прозрачные разновидности кальцита называют **исландским шпатом**); черта белая, бесцветная; блеск стеклянный, у землистых масс — матовый; иногда прозрачен; плотность 2,7 г/см^3.

Происхождение кальцита различное. Осадочный кальцит является главным породообразующим минералом известняков, мергелей, мела. Кальцит метаморфического происхождения слагает мраморы, образующиеся путем перекристаллизации известняков. Гидротермальный кальцит слагает жилы, ассоциирует со многими рудными минералами, а также с кварцем, флюоритом, баритом.

Практическое значение — применяется как строительный материал, в качестве флюса в металлургии; в сельском хозяйстве — для известкования почв. Исландский шпат (обладающий свойством двойного лучепреломления) используется в оптике.

Доломит — $CaMg(CO_3)_2$. Сингония тригональная. Кристаллы образует редко, обычно встречается в виде зернистых агрегатов или землистых масс.

Основные диагностические свойства: твердость 3,5—4; спайность совершенная в трех направлениях по ромбоэдру; в отличие от кальцита реагирует с HCl только в порошке.

Прочие свойства: цвет белый, серый, желтоватый, светло-бурый; черта бесцветная; блеск стеклянный, у землистых масс — матовый; иногда прозрачен; плотность 2,8—2,9 г/см^3.

Происхождение в основном осадочное. Реже встречается доломит гидротермального генезиса. Ассоциирует с гипсом, флюоритом, магнетитом, кальцитом, сульфидами, кварцем.

Практическое значение — используется в качестве строительного материала, как флюс в металлургической промышленности, для производства огнеупорных кирпичей, а также в сельском хозяйстве («доломитовая мука»).

Магнезит — $MgCO_3$. Сингония тригональная. Образует кристаллы ромбоэдрического облика. Встречается в виде кристаллических крупнозернистых агрегатов, а также скрытокристаллических метаколлоидных фарфоровидных масс (*рис. 21, цв. вкл.*).

Основные диагностические свойства: твердость 4—4,5; форма выделения; с HCl, в отличие от других карбонатов, реагирует только при нагревании.

Прочие свойства: цвет белый, серый; черта бесцветная; блеск стеклянный, у фарфоровидных разностей — матовый; спайность совершенная по ромбоэдру, у фарфоровидных разностей — раковистый излом; плотность 2,9—3,1 г/см^3.

Образуется экзогенным путем и при процессах выветривания ультраосновных пород, а также метасоматическим путем при замещении известняков магнезиальными растворами. В корах выветривания ассоциирует с тальком, серпентином, опалом.

Практическое значение — употребляется для изготовления огнеупорных кирпичей, в цементном производстве, для извлечения магния.

Сидерит — $FeCO_3$. Сингония тригональная. Кристаллы ромбоэдрической формы. Встречается в виде кристаллически-зернистых, землистых, плотных агрегатов, конкреции, оолитов.

Основные диагностические свойства: цвет буровато-желтый, бурый; твердость 3,5—4,5. При взаимодействии с холодной соляной кислотой не вскипает, а образуется зеленовато-желтое пятно $FeCl_3$.

Прочие свойства: цвет черты светло-коричневый; блеск стеклянный, у плотных агрегатов матовый; спайность совершенная в трех направлениях; плотность 4 г/см^3.

Имеет разнообразное происхождение: гидротермальное — в ассоциации с пирротином, халькопиритом и хлоритом; метасоматическое — при замещении известняков; осадочное — в лагунах с восстановительными условиями.

Практическое значение — важная руда на железо.

Класс сульфаты

Минералы данного класса являются солями серной кислоты. Сульфаты составляют около 0,5 % массы земной коры. Их насчитывается более 130. Основная масса сульфатов имеет экзогенное происхождение — это химические морские и озерные осадки. Некоторые сульфаты образуются гидротермальным путем (барит).

Основные диагностические свойства: светлая окраска; невысокая твердость (2—3,5); стеклянный блеск.

Барит (тяжелый шпат) — **$BaSO_4$**. Сингония ромбическая. Кристаллы призматической и таблитчатой форм. Часто представлен зернистыми агрегатами характерного листоватого сложения. В пустотах образует друзы, встречается в виде натечных форм (*рис. 22, цв. вкл.*).

Основные диагностические свойства: высокая плотность — 4,5 (узнается по тяжести); светлая окраска (цвет белый, серый, голубоватый, желтоватый); спайность совершенная в одном направлении и средняя — в двух других; таблитчатая форма кристаллов.

Прочие свойства: цвет черты белый; блеск стеклянный, иногда — перламутровый; твердость 3—3,5.

Происхождение чаще всего гидротермальное. Реже появление барита связано с процессами выветривания и осадконакопления. Ассоциирует с флюоритом, гипсом, кальцитом, сульфидами свинца, цинка, железа.

Практическое значение — применяется как утяжелитель глинистых растворов при бурении; как тяжелый наполнитель в резиновой и бумажной промышленности; в качестве сырья для производства бариевых препаратов.

Гипс — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Сингония моноклинная. Кристаллы имеют таблитчатую форму. Характерны двойники — «ласточкин хвост». Чаще образует зернистые (алебастр), листовые (шпатовый гипс) или волокнистые (селенит) агрегаты (*рис. 23, цв. вкл.*).

Основные диагностические свойства: светлая окраска — белая, розовая, серая, часто бесцветная; низкая твердость — 2; весьма совершенная спайность в одном направлении.

Прочие свойства: черта белая; блеск стеклянный, перламутровый, у волокнистых разностей шелковистый; часто прозрачен; излом мелкозернистый, занозистый; плотность 2,3 г/см^3.

Основная масса гипса образуется осадочным путем в соленосных усыхающих бассейнах в ассоциации с галитом, сильвином. В зоне выветривания сульфидов встречается совместно с серой. Возникает также за счет гидратации ангидрита ($CaSO_4$).

Практическое значение: обожженный гипс применяется в самых различных отраслях промышленности: медицинской, целлюлозно-бумажной, используется для лепных работ. Сырой гипс идет на изготовление портландцемента, статуй, используется в качестве удобрения.

Класс вольфраматы

К данному классу относятся минералы, являющиеся солями вольфрамовой кислоты. Этих минералов немного, но они используются как ценные руды на вольфрам.

Вольфрамит (волчец — старое русское название) — **(Fe, Mn) WO_4**. Состав переменный. Представляет собой изоморфный ряд, крайними членами которого являются ферберит $FeWO_4$ и гюбнерит $MnWO_4$.

Сингония моноклинная. Образует удлиненные пластинчатые или таблитчатые кристаллы, часто со штриховкой по длинной оси.

Основные диагностические свойства: цвет темно-бурый, черный; черта бурая; форма кристаллов; высокая плотность (6,7 — 7,5); часто — ассоциация с кварцем.

Прочие свойства: блеск полуметаллический, очень интенсивный на плоскостях спайности; твердость 4,5 — 5,5; спайность совершенная в одном направлении.

Происхождение, в основном, связано с высокотемпературными гидротермальными, реже — с пневматолитовыми процессами.

Характерными спутниками, кроме кварца, являются касситерит, молибденит, арсенопирит, пирит и другие сульфиды, в грейзенах — слюда и флюорит.

Практическое значение — важнейшая вольфрамовая руда (*рис. 24, цв. вкл.*).

Класс фосфаты

Минералы этого класса являются солями фосфорной кислоты. Фосфаты и их аналоги (арсенаты, ванадаты) слагают 0,7 % массы земной коры и представлены более чем 300 минералами.

Апатит — Ca_5 [PO_4], (F, Cl, OH). Состав минерала сложный. Ионы фтора, хлора и гидроксил-ионы могут замещать друг друга вплоть до образования крайних членов изоморфного ряда — хлор-, фтор-, гидроксилапатипа.

Сингония гексагональная. Кристаллы (иногда очень крупные) имеют форму гексагональных призм (*рис. 25, цв. вкл.*). Часто встречается в виде зернистых сахаровидных агрегатов.

Основные диагностические свойства: цвет зеленоватый, белый, голубой; блеск стеклянный на гранях и жирный на изломе; твердость 5; форма выделения.

Прочие свойства: черта светлая, бесцветная; прозрачен; спайность несовершенная; излом неровный, раковистый; плотность 3,2 г/см^3.

Происхождение: 1) магматическое, связанное со щелочными породами, в ассоциации с нефелином; здесь апатит наблюдается в виде мелкозернистых сахаровидных масс светло-зеленого и серого цвета; 2) пегматитовое и контактово-метасоматическое в виде крупных хорошо ограненных кристаллов голубого и го-

лубовато-зеленого цвета в ассоциации с кальцитом, мусковитом, флогопитом; 3) осадочное — в виде конкреций и землистых масс в фосфоритах, возникших биохимическим путем.

Практическое значение — источники фосфора, основное сырье для получения фосфорных удобрений.

Класс силикаты и алюмосиликаты

Силикаты и алюмосиликаты представляют собой обширный класс минералов. Общее количество минеральных видов силикатов — около 800. По распространенности на долю силикатов приходится более 75 % массы земной коры. Это объясняется тем, что многие силикаты и алюмосиликаты являются важнейшими породообразующими минералами, из которых сложена основная масса горных пород (полевые шпаты, кварц, слюды, роговая обманка, пироксен, оливин и др.). Самые распространенные в природе — минералы группы полевых шпатов, а затем кварц, на долю которого приходится около 12 % объема земной коры.

Для силикатов характерны сложный химический состав и изоморфные замещения одних элементов другими. К главным химическим элементам, входящим в состав силикатов, относятся: O, Si, Na, Ca, K, Mg, Al, Fe, Li и др. В основе строения всех силикатов находятся комплексные анионы $[SiO_4]^{4-}$, называемые кремнекислородными тетраэдрами. Все разнообразие силикатов основывается на различном сочетании кремнекислородных тетраэдров.

Все минералы класса силикатов по своей структуре разделяются на следующие подклассы.

1. **Островные силикаты** — силикаты с изолированными тетраэдрами $[SiO_4]^{4-}$. Каждый из кремнекислородных тетраэдров имеет одну свободную валентность. Между собой тетраэдры непосредственно не связаны, связь осуществляется через катионы. Возможны случаи соединения двух кремнекислородных тетраэдров вершинами через общий ион кислорода. Тогда образуются так называемые двойные силикаты с радикалом $[Si_2O_7]^{6-}$.

2. **Кольцевые силикаты** характеризуются обособлением групп кремнекислородных тетраэдров, замкнутых в кольца из 3,

4, 6 тетраэдров. Комплексные анионы в этом случае имеют вид $[Si_3O_9]^{6-}$; $[Si_4O_{12}]^{8-}$; $[Si_6O_{18}]^{12-}$ и т.д. Связь между кольцами осуществляется через катионы.

3. **Цепочечные силикаты** — тетраэдры сочленяются в непрерывную цепочку с радикалом $[Si_2O_6]^{4-}$.

4. **Ленточные силикаты** — сочленение тетраэдров имеет вид сдвоенных цепочек с радикалом структуры $[Si_4O_{11}]^{6-}$.

5. **Слоистые (листовые) силикаты** — кремнекислородные тетраэдры соединены в одной плоскости в непрерывный слой. Радикал такой структуры $[Si_2O_5]^{2-}$. Слои тетраэдров обособлены друг от друга и связаны катионами.

6. **Каркасные силикаты** — силикаты с непрерывными трехмерными каркасами из тетраэдров. В этом случае все кислороды у тетраэдров являются общими, а все валентности кислорода использованы на связь с кремнием. Такой каркас нейтрален и отвечает радикалу $[SiO_2]^0$. Типичным представителем каркасных силикатов является кварц. Разнообразие силикатов каркасной структуры объясняется тем, что в некоторых тетраэдрах ионы кремния (Si^{4+}) замещаются алюминием (Al^{3+}) и образуются так называемые алюмосиликаты. Замена четырехвалентного кремния трехвалентным алюминием вызывает появление одной свободной валентности, что влечет за собой необходимость вхождения в кристаллическую решетку других катионов. Радикал алюмосиликатов каркасной структуры имеет вид $[Al_mSi_nO_{2m-n}]^{m-}$.

Замещение кремния алюминием (и образование алюмосиликатов) возможно также в силикатах других структур.

Внутренняя структура силикатов отражается на их облике и физических свойствах. Так, островные силикаты обычно имеют изометрический габитус (оливин, гранаты); берилл, имеющий кольцевую структуру из шести тетраэдров, кристаллизуется в гексагональной сингонии; силикаты цепочечной и ленточной структур (пироксен, роговая обманка) обычно вытянуты; слоистая структура обусловливает спайность в одном направлении и листоватый облик минералов. Для всех силикатов характерны неметаллический блеск, светлая черта.

Происхождение силикатов эндогенное, главным образом магматическое и метаморфическое. Силикаты экзогенного происхождения обычно представляют собой продукты выветривания первичных (эндогенных) силикатов.

Подкласс островные силикаты

Для минералов этого подкласса характерны, как правило, изометричная форма зерен, высокая твердость, отсутствие черты на бисквите, стеклянный блеск, несовершенная спайность.

Оливин — $(Mg, Fe)_2 SiO_4$. Сингония ромбическая. Встречается в виде кристаллических зерен, включенных в горные породы, или в виде зернистых масс.

Основные диагностические признаки: цвет (в зависимости от содержания железа) изменяется от оливково-зеленого до почти черного; изометричная форма зерен; стеклянный блеск; твердость 6,5—7; парагенезис.

Прочие свойства: спайность несовершенная; плотность 3,3—3,5 г/см^3.

Происхождение — магматическое. Оливин является одним из главных породообразующих минералов ультраосновных магматических пород. Ассоциирует с пироксеном, роговой обманкой, хромитом, магнетитом. В зоне выветривания неустойчив и разлагается с образованием серпентина, хризотил-асбеста, талька.

Маложелезистые оливиновые породы могут иметь практическое применение как огнеупорное сырье. Красиво окрашенные желтовато-зеленые прозрачные разности оливина — хризолиты — используются в ювелирном деле.

Гранаты — группа минералов, представляющих собой изоморфный ряд. Общая формула гранатов $R_3^{2+} R_2^{3+} [SiO_4]_3$, где R^{2+} = Mg, Ca, Mn, Fe^{2+}; R^{3+} = Al, Cr, Fe^{3+}. Название происходит от латинского слова «гранул» — зерно, а также по сходству с зернышками плода граната.

Сингония кубическая. Обычно встречаются в виде отдельных хорошо ограненных изометричных кристаллов — ромбододекаэдров и тетрагонтриоктаэдров. Образуют также зернистые массы с изометричной формой зерен.

Наиболее распространенные разновидности: гроссуляр (светло-зеленый); андрадит (бурый); альмандин (малиново-красный); пироп (темно-красный); уваровит (изумрудно-зеленый); спессартин (желтовато-бурый).

Основные диагностические свойства: изометричная форма кристаллов; высокая твердость 7—8; блеск — на гранях стеклянный, на изломе — жирный.

Прочие свойства: спайность несовершенная; излом неровный, раковистый; плотность 3,5—4,2 г/см^3.

Происхождение в основном метаморфическое. Спутниками гранатов являются эпидот, хлорит, слюда, кальцит, магнетит.

Практическое значение — используются как абразивный материал, а красиво окрашенные разновидности — в ювелирном деле.

Эпидот — $Ca_2(Al, Fe)_3$ $[SiO_4]$ $[Si_2O_7]O \cdot (OH)$. Сингония моноклинная. Образует призматические, удлиненные кристаллы с продольной штриховкой. Часто встречается в виде зернистых агрегатов лучистого, шестоватого строения.

Основные диагностические признаки: фисташково-зеленый цвет; удлиненная форма кристаллов.

Прочие свойства: блеск стеклянный; твердость 6,5; спайность совершенная в одном направлении; плотность 3,5.

Происхождение контактово-метаморфическое, редко — гидротермальное. Спутниками эпидота (в скарнах) могут быть гранат, магнетит, кальцит.

Практическое значение — породообразующий минерал, поделочный камень.

Подкласс кольцевые силикаты

Для минералов этого подкласса характерны те же признаки, что и для островных силикатов.

Берилл — Be_3Al_2 $[Si_6O_{18}]$. Сингония гексагональная (*рис. 26, цв. вкл.*). Характерны гексагональные призматические кристаллы.

Основные диагностические свойства: форма выделения — в виде хорошо ограненных гексагональных призматических кристаллов; цвет светло-зеленый; высокая твердость (7,5—8).

Прочие свойства: блеск стеклянный; спайность несовершенная; излом раковистый, неровный; плотность 2,7 г/см^3.

Происхождение берилла, в основном, пегматитовое, где он встречается совместно с полевым шпатом, кварцем, мусковитом.

Практическое значение — используется как руда на бериллий. Прозрачные драгоценные разновидности (зеленый — изумруд, голубой — аквамарин) применяются в ювелирном деле.

Подкласс цепочечные силикаты

Особенности кристаллического строения минералов этого подкласса определяют следующие их свойства: вытянутая в одном направлении форма кристаллов, средняя спайность по призме, плотность и твердость меньше, чем у островных силикатов, светлая черта.

Пироксены — группа породообразующих минералов, представляющая собой изоморфные ряды с общей формулой $R_2[Si_2O_6]$, где R = Ca, Mg, Fe, иногда Mn, Al, Fe, Na. Кристаллизуются в ромбической и моноклинной сингониях. Образуют короткопризматические кристаллы с изометричным поперечным сечением. Встречаются в виде зернистых, сплошных агрегатов и отдельных зерен.

Основные диагностические свойства: цвет черный с зеленоватым оттенком; черта светло-серая; короткопризматическая форма кристаллов.

Прочие свойства: блеск стеклянный; твердость 5,5—6,0; спайность средняя по призме; излом раковистый; плотность 3,3—3,6 г/см^3.

Происхождение магматическое. Являются породообразующими минералами ультраосновных и основных магматических пород. Ассоциируют с оливином, роговой обманкой, хромитом, магнетитом, плагиоклазами.

Практическое значение — породообразующие минералы. Самостоятельного практического применения не имеют.

Подкласс ленточные силикаты

Свойства минералов этого подкласса близки к свойствам цепочечных силикатов.

Роговая обманка — $(Ca, Na)(Mg, Fe)_4(Al, Fe)[(Al, Si)_4O_{11}]\cdot(OH)_2$ является представителем **амфиболов** — распространенной

группы породообразующих минералов со сложным и непостоянным вследствие большого числа изоморфных замещений составом.

Сингония ромбическая. Кристаллы вытянутые: призматические, столбчатые, игольчатые; характерны шестоватые агрегаты.

Основные диагностические свойства: цвет темно-зеленый до черного; черта серая, светло-зеленая; от пироксенов отличается более вытянутой, шестоватой формой кристаллов; излом часто занозистый.

Прочие свойства: блеск стеклянный; твердость 5,5—6; спайность совершенная, плоскости спайности пересекаются под углом около 120°; плотность 3,0—3,5 г/см^3.

Происхождение роговой обманки чаще всего магматическое и метаморфическое. Это — очень распространенный породообразующий минерал многих магматических и метаморфических пород. Встречается в ассоциации с плагиоклазами и слюдами.

Практическое значение — породообразующий минерал. Самостоятельного практического применения не имеет.

Подкласс слоистые (листовые) силикаты

Наличие слоев кремнекислородных тетраэдров и слабых связей между ними обусловливает следующие физические свойства этих минералов: низкую твердость (1—3); весьма совершенную спайность в одном направлении; форму выделения в виде чешуйчатых, листовых, таблитчатых агрегатов.

Тальк — Mg_3 $[Si_4O_{10}]$ $(OH)_2$. Сингония моноклинная. Редко образует таблитчатые кристаллы. Обычно встречается в виде листоватых, чешуйчатых агрегатов, а также сплошных плотных масс (мыльный камень).

Основные диагностические свойства: тальк легко узнается по низкой твердости (1) и жирности на ощупь.

Прочие свойства: цвет от почти белого до светло-зеленого; черта белая, бесцветная; блеск стеклянный, иногда перламутровый, жирный; спайность весьма совершенная в одном направлении; плотность 2,7—2,8 г/см^3.

Происхождение талька — метаморфическое.

Образуется при гидротермальной переработке ультраосновных магматических пород за счет оливина и ромбических пи-

роксенов, а также при метаморфизме осадочных пород за счет разрушения доломита. Спутники талька — серпентин, магнезит, доломит, магнетит, гематит.

Практическое значение — огнеупорный материал, используется также в бумажной, резиновой, текстильной, парфюмерной промышленности.

Серпентин (змеевик) — Mg_6 $[Si_4O_{10}]$ $(OH)_8$. Название «змее-вик» дано по цвету, напоминающему цвет змеиной кожи. Сингония моноклинная. Образует плотные скрытокристаллические массы.

Основные диагностические свойства: цвет — разные оттенки зеленого (от желтовато- до темно-зеленого), окраска иногда пятнистая, блеск жирный; часто — ассоциация с хризотил-асбестом.

Прочие свойства: черта зеленовато-серая; твердость 2,5—4; спайность несовершенная; плотность 2,5—2,7 г/см^3.

Происхождение метаморфическое. Образуется за счет преобразования ультраосновных оливин- и пироксенсодержащих пород под действием гидротермальных растворов. Обычно ассоциирует с хризотил-асбестом, магнезитом, хромитом, магнетитом, тальком.

Практическое значение — для изготовления огнеупорных кирпичей. Красивые разновидности серпентина (офит) применяют как поделочный и облицовочный материал.

Хризотил-асбест имеет тот же химический состав, что и серпентин, являясь его тонковолокнистой разновидностью.

Сингония моноклинная. Встречается обычно в серпентинитах в виде прожилков поперечно-волокнистого строения. Длина волокна соответствует обычно ширине трещины, в которой образуется прожилок.

Основные диагностические свойства: легко узнается по тонковолокнистой форме выделения, светло-желтому и желтовато-зеленому цвету, шелковистому блеску.

Прочие свойства: твердость 2—3, плотность 2,2. Длина волокон колеблется от долей миллиметра до 10—16 см. Волокна мягкие, гибкие, в распущенном виде белого цвета.

Происхождение аналогичное серпентину.

Практическое значение — асбестовое волокно применяется для изготовления огнестойких тканей, теплоизоляции.

Группа слюды

К слюдам относится большая группа важных породообразующих минералов, объединяемых общностью ряда физических свойств. Кристаллизуются все слюды в моноклинной сингонии. Образуют листоватые, чешуйчатые кристаллы. Спайность весьма совершенная в одном направлении, поэтому они легко расщепляются на отдельные пластины, обычно гибкие и упругие. Твердость 2—3. Плотность 2,7—3,2 г/см^3. Блеск перламутровый, реже стеклянный.

Главными представителями группы слюд являются мусковит, биотит, флогопит и лепидолит (*рис. 27, цв. вкл.*). Основным отличительным признаком слюд служит их окраска, обусловленная особенностями химического состава.

Мусковит — $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$. Название происходит от Московий (Московское государство). Бесцветный, часто с желтоватым, сероватым, коричневатым оттенком. Тонкочешуйчатые разновидности называются **серицитом**.

Происхождение магматическое, метаморфическое, пегматитовое. Встречается в ассоциации с полевыми шпатами, кварцем.

Практическое значение — отличется высокими диэлектрическими свойствами, поэтому используется в электропромышленности, радиотехнике и приборостроении.

Флогопит — $KMg_3[AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$. Цвет бурый, коричневый разных оттенков.

Происхождение контактово-метаморфическое (скарновое). Ассоциирует с кальцитом, апатитом.

Применение то же, что и мусковита.

Биотит — $K(Fe, Mg)_3 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$. Цвет черный. Среди слюд является наиболее распространенным минералом. Происхождение магматическое, пегматитовое, метаморфическое. Ассоциирует с мусковитом, полевыми шпатами, кварцем.

Промышленного значения не имеет. Содержит железо и поэтому не пригоден в качестве диэлектрика.

Лепидолит — $KLi_2Al[AlSi_3O_{10}]$ $(OH, F)_2$ (литиевая слюда). Цвет розовый, светло-фиолетовый. Листочки в отличие от других слюд не дают больших пластинок. Часто образует тонкозернистые массы. Встречается в пегматитах и грейзенах, ассоциирует с кварцем, полевыми шпатами, бериллом.

Практическое значение — важнейшая литиевая руда.

Группа хлориты

Под этим названием объединяется большая группа слюдоподобных минералов сложного состава. Название дано по зеленому цвету (от греч. «хлорос» — зеленый). Хлориты — алюмосиликаты Mg, Fe и Al, в них широко развиты процессы изоморфизма. Их состав приблизительно может быть выражен формулой $(Mg, Fe)_{3-n}$ (Al, Fe) $(OH)_4$ $[Al_nSi_{2-n}O_5]$, где n изменяется от 0,3 до 1.

Все хлориты кристаллизуются в моноклинной сингонии. Обычно они образуют листоватые, чешуйчатые агрегаты или сплошные массы.

Основные диагностические свойства: цвет зеленый различных оттенков; слюдоподобный облик, чешуйчатые формы выделения; весьма совершенная спайность в одном направлении; листочки гибкие, но в отличие от слюд не упругие.

Прочие свойства: блеск перламутровый или восковой; твердость 2—3; плотность 2,6—2,9 г/см^3. Происхождение хлоритов метаморфическое. Они характерны для метаморфических пород слабой степени метаморфизма (хлоритовые сланцы).

Практическое значение имеют только богатые железом хлориты, которые используются в качестве железных руд.

Подкласс каркасные силикаты

Минералы этого подкласса принадлежат к числу важнейших породообразующих и весьма распространенных в земной коре алюмосиликатов. Большинство из них являются высокотемпературными минералами, связанными с магматическими и постмагматическими процессами. Для каркасных силикатов, как правило, характерна светлая окраска (из-за отсутствия в их составе элементов-хромофоров); твердость 5—6; стеклянный или жирный блеск.

Группа полевые шпаты

В природе полевые шпаты имеют наибольшее распространение. На их долю приходится более 50 % массы земной коры. 90 % полевых шпатов входят в качестве основных породообразующих минералов в магматические и метаморфические горные породы.

Все полевые шпаты имеют преимущественно светлую окраску, большую твердость (6—6,5), совершенную спайность по двум направлениям под углом, близким к 90°, небольшую плотность.

По химическому составу полевые шпаты подразделяются на две подгруппы: натрово-кальциевые (плагиоклазы) и калиевые.

Подгруппа плагиоклазы

Название происходит от греческого «плагиоклаз» — косораскалывающийся: угол между плоскостями спайности у этих минералов отличается от прямого на 3,5—4°.

Плагиоклазы представляют собой изоморфный ряд с двумя крайними членами: альбитом — $Na[AlSi_3O_8]$ и анортитом — $Ca\ [AlSi_2O_3]$. Смесимость этих компонентов полная: Na^+ и Si^{4+} замещаются Ca^{2+} и Al^{3+}.

Разновидности плагиоклазов обычно устанавливаются под микроскопом по оптическим константам. Простейшие физические свойства всех плагиоклазов, определяемые макроскопически, сходны между собой.

Сингония триклинная. Хорошо образованные кристаллы редки, обычно встречаются в виде кристаллически-зернистых агрегатов.

Основные диагностические признаки: цвет — белый, серый, черный (в отличие от калиевых полевых шпатов преобладают «холодные» тона окраски); блеск стеклянный; твердость 6; спайность совершенная в двух направлениях. Кроме того, характерным диагностическим признаком плагиоклазов является наличие полисинтетических двойников, вследствие чего на плоскостях спайности наблюдается тонкая штриховка.

Прочие свойства: плотность 2,6—2,8 г/см^3 (возрастает от кислых плагиоклазов к основным).

Некоторые разновидности плагиоклазов можно определить макроскопически:

♦ альбит — по белому цвету и форме выделения в виде мелкозернистых сахаровидных масс;

♦ олигоклаз (лунный камень) — по белому, светло-серому цвету и иризации в голубых тонах;

♦ лабрадор — по темно-серому, черному цвету и иризации в синих тонах (*см. рис. 13, цв. вкл.*).

Происхождение плагиоклазов, в основном, магматическое. Они являются главными породообразующими минералами большинства магматических пород.

Практическое значение — красивые разновидности лабрадора и олигоклаза используются как облицовочный и поделочный материал.

Подгруппа калиевые полевые шпаты

Наибольшим распространением пользуются два минерала — ортоклаз и микроклин.

Ортоклаз — $K[AlSi_3O_8]$ в переводе с греческого означает «прямораскалывающийся»: плоскости спайности проходят в этом минерале строго под прямым углом.

Сингония моноклинная. Образует призматические, толстостолбчатые кристаллы, характерны двойники. Чаще встречается в виде кристаллически-зернистых агрегатов.

Основные диагностические свойства: цвет — желтовато-розовый, темно-розовый до мясо-красного (преобладают «теплые» тона окраски в отличие от плагиоклазов).

Прочие свойства сходны со свойствами плагиоклазов.

Микроклин имеет тот же состав, что и ортоклаз. Название минерала в переводе с греческого означает «слабонаклонный»: угол между двумя плоскостями спайности отличается от 90° на 20′ (*рис. 28, цв. вкл.*).

Макроскопически неотличим от ортоклаза. Исключение составляет разновидность микроклина — **амазонит**, имеющий яркую голубовато-зеленую окраску (*см. рис. 4, цв. вкл.*).

Происхождение калиевых полевых шпатов — магматическое и пегматитовое. Ортоклаз и микроклин — породообразующие минералы кислых и средних магматических горных пород. Ассоциируют с кварцем, плагиоклазом, слюдами, бериллом.

Практическое значение — калиевые полевые шпаты применяются в керамической и стекольной промышленности. Амазонит является поделочным камнем.

Группа фельдшпатоиды

Фельдшпатоиды представляют собой группу каркасных алюмосиликатов щелочных металлов. Они близки к полевым шпатам по своей структуре, но отличаются большим содержанием щелочей и меньшим — кремнезема. Одним из основных представителей этой группы минералов является нефелин.

Нефелин — Na [$AlSiO_4$]. Сингония гексагональная. Образует мелкие призматические кристаллы. Обычно встречается в виде зернистых агрегатов, вкрапленников и оплошных масс.

Основные диагностические свойства: цвет — зеленовато-серый, красновато-бурый; жирный блеск; спайность несовершенная.

Прочие свойства: твердость 5,5; излом раковистый; неровный; плотность 2,6 г/$см^3$.

От полевых шпатов отличается жирным блеском и отсутствием спайности, от кварца — «грязными» тонами окраски, меньшей твердостью, минеральной ассоциацией. Нефелин никогда не встречается вместе с кварцем.

Происхождение обычно магматическое, является породообразующим минералом щелочных пород. Ассоциирует с апатитом, биотитом, полевыми шпатами, пироксенами.

Практическое значение — руда на алюминий, используется в стекольной и фарфоровой промышленности.

Кварц — SiO_2. По химическому составу кварц является типичным представителем класса оксидов. Однако кристаллическая структура кварца аналогична структуре каркасных силикатов, поэтому целесообразно рассмотреть кварц в этой группе минералов.

Сингония тригональная. Встречается в виде хорошо ограненных кристаллов удлиненно-призматической, дипирамидальной формы с поперечной штриховкой на гранях, друз, кристаллически-зернистых агрегатов.

Основные диагностические свойства: блеск стеклянный на гранях кристаллов, на изломе — жирный; твердость 7; спайность несовершенная.

Прочие свойства: цвет — бесцветный, водяно-прозрачный (горный хрусталь); фиолетовый (аметист); желтый (цитрин), бледно-розовый (розовый кварц); дымчатый, сероватый, буроватый (раухтопаз); черный (морион) и др. (*см. рис. 2* и *рис. 29, цв. вкл.*); прозрачен; излом раковистый; плотность 2,6—2,65 г/см^3; обладает пьезоэлектрическими свойствами; пропускает ультрафиолетовые лучи.

Образуется при различных, главным образом, эндогенных процессах: магматических, пегматитовых, гидротермальных. Как породообразующий минерал входит в состав кислых магматических пород и пегматитов; является основным минералом многих гидротермальных жил.

Будучи устойчивым минералом, встречается в метаморфических и многих осадочных породах. В природе кварц ассоциирует со многими минералами: полевыми шпатами, слюдами, сульфидами и др.

Практическое значение — применяется в оптике, радиотехнике, ювелирном деле, стекольной промышленности.

Халцедон — скрытокристаллическая разновидность кварца. Обычно встречается в виде натечных форм, желваков, секреций, корочек. Обычно просвечивает. Блеск восковой, матовый. На изломе имеет характерный студнеобразный облик. Обыкновенные халцедоны имеют серый цвет. Примесями мо-

жет быть окрашен в самые разные тона, поэтому выделяют многочисленные его разновидности: сердолик — красновато-оранжевый; хризопраз — яблочно-зеленый; агаты, ониксы — полосатые.

Халцедон, сильно загрязненный примесями песка и глины, называется **кремнем**.

Происхождение халцедона связано с низкотемпературными гидротермальными и гипергенными процессами.

Практическое значение — применяется в точном приборостроении и как поделочный камень.

ГЛАВА 3

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД

3.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Горными породами называются устойчивые парагенетические ассоциации минералов, возникающие в результате определенных геологических процессов и образующие геологически самостоятельные тела в земной коре.

Нельзя считать горными породами современные осадки (например, пески и глины в руслах рек, на морских берегах), являющиеся продуктами незаконченных, еще совершающихся в настоящее время геологических процессов. Минеральные ассоциации, слагающие рудные жилы, также обычно не относят к горным породам.

Геологические процессы, приводящие к образованию горных пород, называют также процессами **петрогенеза**. Таких процессов, в сущности, три:

1) кристаллизация природных силикатных расплавов (магм или лав), поступающих из недр Земли; этот процесс носит название магматизма;

2) разрушение ранее существовавших горных пород в поверхностных условиях, отложение продуктов разрушения в различного рода водоемах и на поверхности суши (осадконакопление);

3) перекристаллизация горных пород любого происхождения в результате изменения физико-химических условий — повышения температуры и давления (метаморфизм).

Условия образования горных пород, определяющие их состав и внешний облик, принято называть **фациальными условиями** (от лат. «фацио» — вид, облик, лицо). Иначе говоря, **фация** — это однородный по составу комплекс горных пород, образовавшихся в сходных условиях.

В соответствии с тремя основными типами процессов породообразования все горные породы, слагающие земную кору, делятся на три **генетические группы: магматические, осадоч-**

ные и метаморфические. При этом только магматические породы являются в известном смысле первичными по своему происхождению, ибо горные породы других генетических групп есть не что иное, как результат тех или иных преобразований ранее существовавших пород. В этой связи понятно, почему магматические породы наиболее распространены: до глубины 16 км земная кора на 95 % сложена магматическими породами, на 5 % — метаморфическими и осадочными. На поверхности Земли соотношение несколько иное: на долю осадочных пород здесь приходится около 70—75 %, а на долю магматических и метаморфических — около 25—30 %.

3.1.1. Вещественный состав горных пород. Понятие о фазовом составе

Вещественными составляющими горных пород различных генетических типов могут являться: 1) зерна минералов; 2) вулканическое стекло; 3) обломки ранее существовавших минералов и пород; 4) органические остатки; 5) космическая пыль. Однако главной составной частью большинства горных пород, безусловно, являются минералы.

Минералы, слагающие горные породы (породообразующие минералы), по своей роли в их составе разделяются на главные и второстепенные.

Главными считаются минералы, количественно преобладающие в составе горных пород и определяющие ее принадлежность к определенному виду. Например, кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы и биотит являются главными минералами гранита, нефелин — нефелинового сиенита и т.д.

Несмотря на большое количество известных в природе минералов, к главным породообразующим минералам принадлежит лишь незначительное их число — всего около 20—30 минеральных видов. Причем среди них существенно преобладают представители класса силикатов и алюмосиликатов, подчиненную роль играют карбонаты, сульфаты, хлориды, фосфаты.

Второстепенные минералы, которые также называют **акцессорными**, входят в состав горной породы в незначительном

количестве и не определяют ее видовой принадлежности. Однако часто по акцессорным минералам производится выделение отдельных разновидностей горных пород в пределах единого вида. Так, гранит, содержащий помимо биотита мусковит, называют двуслюдяным, гранит, содержащий в качестве акцессорного минерала циркон, — циркониевым гранитом и т.д.

Главные минералы одних видов горных пород могут быть второстепенными в других. Например, апатит — главный минерал апатитовых пород хибинских тундр, где он является промышленным минералом, встречается во многих породах гранитного состава лишь в качестве акцессорного минерала.

В качестве второстепенных в состав многих горных пород входят и рудные минералы (хромит, магнетит, ильменит, пирит), которые обычно не образуют в них скоплений, а присутствуют в виде рассеянной вкрапленности.

В зависимости от времени образования минералы, входящие в состав горных пород, делят на первичные и вторичные. **Первичные минералы** образуются при процессах формирования самой горной породы. **Вторичные** возникают позднее, за счет различных процессов преобразования горных пород путем изменения первичных минералов. В различных по происхождению горных породах одни и те же минералы могут быть как первичными, так и вторичными. Например, карбонаты в магматических породах большей частью вторичные, тогда как в осадочных породах — это первичные минералы, слагающие огромные толщи известняков и доломитов.

По числу слагающих их минералов горные породы делятся на **мономинеральные,** образованные одним минералом (кварцит, мрамор, лабрадорит и др.), и **полиминеральные,** состоящие из нескольких минералов (гранит, диорит, гнейс, габбро и др.). Полиминеральные породы распространены в земной коре более широко.

Детальные минералогические исследования горных пород проводятся путем микроскопического изучения их тонких срезов — шлифов. Предварительная оценка минерального состава пород дается макроскопически, что особенно важно в полевых условиях.

С минеральным составом горных пород тесно связан их химический состав, изучаемый методами химического анализа. Результаты анализов принято выражать в процентных содержаниях оксидов основных химических элементов, входящих в состав горных пород (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O и др.). Они часто используются для классификации горных пород различных типов.

Помимо вещественного состава, для правильной оценки физических свойств горных пород и их массивов необходимо иметь представление об их **фазовом составе.** Горные породы обычно представляют собой двух- или трехфазные системы и состоят из взаимодействующих между собой **твердой** (минеральный скелет), **жидкой** (поровой раствор) и **газообразной фаз**. Фазовые равновесия в горных породах динамичны. Они постоянно нарушаются вследствие непрерывной миграции поровой влаги и теплообмена в геотермическом поле Земли. Динамический характер межфазовых равновесий может служить механизмом изменения состояния и свойств горных пород.

Поровая влага в горных породах находится в свободном и связанном состояниях. При отрицательных температурах появляется вода в твердом состоянии — лед. Поровая вода в свободном состоянии отличается высокой подвижностью и химической активностью. Этими свойствами поровых растворов обусловлены обменные реакции, диффузионные и другие процессы, в том числе вызывающие изменения консистенции, показателей прочности и стойкости пород. Наличием свободной жидкой фазы определяется также ионная электропроводимость, свойственная большинству горных пород.

Прочно связанная вода (адсорбированная или гигроскопическая), находящаяся под действием мощных сил притяжения к поверхности минеральных частиц, отличается от свободной воды низкими значениями диэлектрической постоянной и малой растворяющей способностью. Связанная вода в горных породах может перемещаться только под действием осмотического давления. Максимальное содержание адсорбированной воды характеризует максимальную гигроскопичность породы.

Газовая фаза занимает от 1—12 до 40—50 % объема горных пород. Газовые компоненты находятся преимущественно в адсорбированном, растворенном и свободном состояниях. Адсорбированные газы удерживаются на поверхности минеральных частиц силами молекулярного притяжения и образуют на них полимолекулярные газовые пленки. Содержание адсорбированных газов зависит от минерального состава пород, степени их дисперсности, влажности, температуры, давления, содержания органических веществ и состава самих газов. По нарастанию адсорбционной способности минералы образуют следующий ряд: кварц, мусковит, биотит, кальцит, лимонит, каолинит, гидрослюды.

Часть газов находится в поровой влаге в растворенном состоянии. Они представлены в основном кислородом, углекислым газом, азотом и др. Присутствие растворенных газов активизирует выщелачивание, гидролиз, окисление и другие процессы выветривания горных пород и вызывает соответствующие изменения их состояния и свойств. Свободные газы заполняют поровое пространство породы, не занятое водой, и составляют основную массу газообразной фазы горных пород.

3.1.2. Строение, сложение, формы залегания и формации горных пород

Строение горных пород, по мнению ряда исследователей, является понятием комплексным, объединяющим строение минерального скелета, порового пространства и характер структурных связей между составляющими породы.

Строение минерального скелета горных пород характеризуется структурой и текстурой. Под **структурой** понимается совокупность признаков горных пород, обусловленная степенью кристалличности, абсолютными и относительными размерами, формой, взаимным расположением и способами сочетания минеральных составляющих. Морфологическими единицами структуры являются минеральные зерна, обломочный (кластический) материал, нераскристаллизованное стекло и т.д.

По степени кристалличности (в магматических породах) различают структуры **полно- и неполнокристаллические.** По относительным размерам зерен выделяют структуры **равномернозернистые**, если слагающие породу зерна обладают приблизительно одинаковыми размерами, и **неравномернозернистые**. По абсолютному размеру минеральных зерен можно выделить структуры **крупно-**, **средне-** и **мелкозернистые** (рис. 3.1).

Формы зерен и их взаимоотношения характеризуются в соответствии с кристаллографическим обликом минерала. По этому признаку различают **идиоморфные**, т.е. правильно ограненные зерна минералов, имеющие характерные для них кристаллографические очертания, **гипидиоморфные** (частично идиоморфные зерна) и **ксеноморфные** минеральные зерна неправильных очертаний, форма которых определяется гранями соседних кристаллов (рис. 3.2.). Степень идиоморфизма зависит от условий кристаллизации, а также от кристаллизационной способности

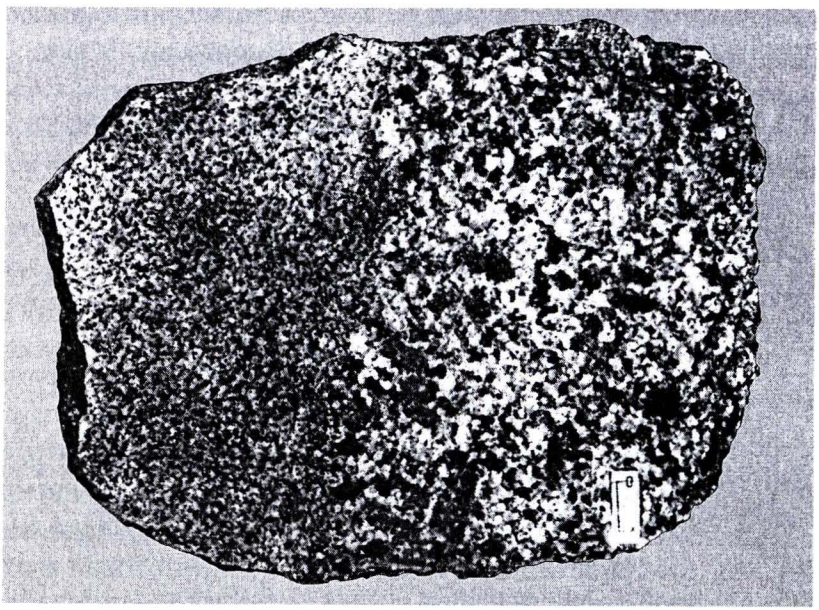


Рис. 3.1. Контакт мелко- и среднезернистой структуры гранита

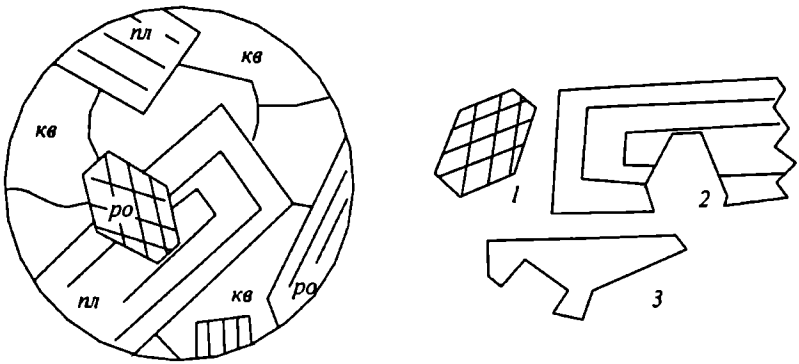


Рис. 3.2. Форма зерен минералов:
1 — идиоморфная; *2* — гипидиоморфная; *3* — ксеноморфная (*пл* — плагиоклаз, *кв* — кварц, *ро* — роговая обманка)

минералов. Для некоторых горных пород характерны тесные взаимные прорастания минеральных зерен, обеспечивающие повышенную прочность (пегматиты).

Текстура определяется ориентировкой, относительным расположением и способом выполнения пространства минеральными массами породы, характеризующими степень ее однородности и сплошности. Морфологическими единицами текстуры являются сочетания минеральных зерен (минеральные агрегаты).

В зависимости от характера расположения минеральных агрегатов, а также степени равномерности их распределения могут быть выделены текстуры **однородные** и **неоднородные**, последние разделяют на **слоистые**, **сланцеватые**, **полосчатые**, **прожилковые**, **пятнистые** и др. В зависимости от плотности упаковки минеральных зерен в объеме породы рассматривают текстуры **плотные**, или **массивные**, **пористые**, **пузырчатые** и др. Количественно этот показатель текстуры может быть охарактеризован величинами пористости, коэффициентами пористости и плотности горной породы. Строение порового пространства определяется морфологическими особенностями пустот (пор), т.е. их размерами, формой и пространственными взаимоотношениями. По времени образования выделяют первичную

пустотность, возникающую в процессе формирования самой горной породы (например, межзерновая и межминеральная пористость, наблюдаемая в большинстве горных пород), и вторичную, образовавшуюся при вторичном изменении пород или в случае тектонических деформаций (трещиноватость, пустотность выщелачивания и др.).

Размер пустот характеризуется диаметром пор и величиной раскрытия трещин. В соответствии с этим выделяют **мегапоры** (полости), объем которых может достигать нескольких кубических метров, **макропоры** диаметром более 0,1 мм и **микропоры** диаметром менее 0,1 мм (П.Н. Панюков). Среди последних выделяют капиллярные (0,002—0,1 мм) и субкапиллярные (менее 0,002 мм) поры. По степени раскрытости различают трещины сверхкапиллярные (величина раскрытости более 0,25 мм), капиллярные (0,001—0,25 мм) и субкапиллярные (менее 0,001 мм).

Поры могут быть закрытыми, если они не сообщаются друг с другом и с внешней средой, и открытыми, если такая связь имеется. Распределение пустот в породе может быть как равномерным, так и неравномерным. Пустотность горных пород может с течением времени увеличиваться, уменьшаться или сохраняться без изменения. Поэтому при петрографической характеристике пород, проводимой для оценки физических свойств, изучение временной изменчивости пустотности является необходимым.

Природа и механизм образования структурных связей между минеральными составляющими горных пород еще полностью не раскрыты. В современной **петрофизике** (науке о физических свойствах горных пород) считается, что межминеральные связи в горных породах осуществляются с помощью поверхностных и объемных сил.

Природа поверхностных сил такова: атомы в кристаллической решетке испытывают значительные силы притяжения со стороны атомов, находящихся в объеме минерала. В поверхностном слое эти силы с внешней стороны не компенсированы, вследствие чего поверхностные слои минеральных зерен обла-

дают избыточной энергией, известной как поверхностная энергия. Часть этой энергии и идет на образование межминеральных связей. Степень реализации поверхностной энергии в энергию межминеральных связей находится в прямой пропорциональной зависимости от удельной поверхности минеральных зерен и обратно пропорциональна расстоянию между ними. Очевидно, что более прочные жесткие связи устанавливаются при непосредственном контакте между минеральными составляющими (объемные силы). Такие связи характерны для магматических и метаморфических пород. Они имеют кристаллизационную природу, т.е. устанавливаются в процессе кристаллизации (или перекристаллизации) горной породы.

При большом удалении минеральных зерен друг от друга межминеральные связи слабеют, по своей физико-химической природе они становятся цементационными, которые характерны для большинства осадочных пород, или водно-коллоидными, присущими глинистым породам. Наконец, в рыхлых осадочных породах (песках, галечниках и др.) взаимодействие между обломками осуществляется посредством сил трения, т.е. структурные связи приобретают механический характер. Характер и природа структурных связей, как и другие признаки строения горных пород, играют первостепенную роль в формировании их физических свойств, знание которых совершенно необходимо для правильного ведения горно-технологических операций.

Еще одной важной характеристикой горных пород, изучаемой обычно в естественных (полевых) условиях, является форма их залегания. Под **формами залегания** горных пород понимаются формы геологических тел, образуемых ими в земной коре. Знание форм залегания горных пород имеет важное теоретическое и практическое значение. Геологические тела, сложенные горными породами и их комплексами, являются месторождениями полезных ископаемых или вмещающей их средой. Совокупность форм залегания на данном конкретном участке определяет геологическое строение массива горных пород, особенности пространственного размещения его свойств, гидрогеоло-

гические и инженерно-геологические условия. Следовательно, формы залегания существенно влияют на характер и интенсивность физических процессов, протекающих в природном или нарушенном горными работами массиве горных пород.

Формы залегания горных пород делятся на **первичные** (ненарушенные), образовавшиеся одновременно с формированием самой породы, **и вторичные** (нарушенные), возникшие в результате дислокаций первичных форм.

В земной коре горные породы, как и минералы, образуют определенные сообщества друг с другом, называемые **геологическими формациями.** Н.С. Шатский определяет формации как естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном, так и в пространственном отношениях. Формации могут выделяться в зависимости от происхождения пород (магматические, осадочные, метаморфические), их петрографического состава (галогенные, карбонатные), преимущественного развития в различных структурных элементах земной коры (геосинклинальные, платформенные), а также по некоторым другим признакам.

3.2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

3.2.1. Классификация, вещественный состав, строение и формы залегания

Магматические (изверженные) горные породы образуются из природных огненно-жидких силикатных расплавов — магм — при их остывании и кристаллизации. Это — самые распространенные породы земной коры, слагающие 60 % ее объема и около 95 % массы.

Классификация магматических пород. Магматические породы очень разнообразны по своему составу, структурам и текстурами. Это разнообразие объясняется изменчивостью со-

става исходного силикатного расплава — магмы, а также различными условиями ее отвердевания. Магма может застывать в глубине земной коры под покровом вышележащих пород. При этом процесс ее отвердения протекает медленно, складываются благоприятные условия для полной кристаллизации вещества. Горные породы, образовавшиеся из магмы в глубине земной коры, носят название **интрузивных**. Интрузивные породы в зависимости от глубины застывания магмы разделяются на две фации: 1) **абиссальные**, образовавшиеся на значительной глубине, и 2) **гипабиссальные (жильные)**, сформировавшиеся в приповерхностных условиях. Если же застывание магмы происходит при ее излиянии на поверхность Земли, то образуются **эффузивные (излившиеся)** горные породы. При поднятии магмы на поверхность Земли температура ее быстро падает, давление резко понижается, от магмы отделяются летучие компоненты. В этом случае процесс застывания происходит быстро и силикатное вещество не успевает полностью раскристаллизоваться.

По степени вторичных изменений эффузивные породы делятся на **кайнотипные** — «молодые», неизмененные и **палеотипные** — «древние», в той или иной степени измененные и перекристаллизованные, главным образом, под влиянием времени.

Для химической характеристики породы показательно содержание в ней кремнезема — SiO_2. На этом основании общепринято условное разделение магматических пород на следующие группы: кислые, средние, основные и ультраосновные. В отдельную группу выделяются так называемые щелочные породы, характеризующиеся значительным содержанием щелочей, — $K_2O + Na_2O$ (более 20 %).

Наиболее распространенные магматические горные породы: гранит, пегматит, гранит-порфир, диорит, сиенит, сиенит-порфир, габбро, диабаз, горнблендит, перидотит, пироксенит, дунит, риолит, обсидиан, андезит, трахит, базальт, кварцевый порфир, андезитовый порфирит, трахитовый порфир, базальтовый порфирит. Их классификация в сокращенном виде представлена в табл. 3.1.

Классификация магматических горных пород

Таблица 3.1

Группы											
по химическому составу (SiO_2, %)	по соотношению главных минералов, %		Интрузивные породы						Эффузивные породы		
			глубинные			жильные					
	светлые	темные	Горные породы	Структуры	Текстуры	Горные породы	Структуры	Текстуры	Горные породы	Структуры	Текстуры
Кислые (> 65)	85—95 Калиевые полевые шпаты, плагиоклазы кварц	5—15 Биотит, мусковит, роговая обманка	Гранит	Полнокристаллические, равномернозернистые: средне-, мелко-, крупнозернистые	Массивные, реже пятнистые (такситовые)	Гранит-порфир	Полнокристаллические, неравномернозернистые: порфировидная, пегматитовая, пегматоидная	Массивная	Обсидиан Риолит Кварцевый порфир	Неполнокристаллические: стекловатая, порфировая	Пористая, массивная, флюидальная
Средние (52—65)	60—85 Калиевые полевые шпаты	15—40 Роговая обманка	Сиенит			Сиенит-порфир			—		
	Плагиоклазы, калиевые полевые шпаты	Биотит, пироксены	Диорит			—			—		
Основные (43—52)	40—60 Плагиоклазы 100 Плагиоклазы	40—60 Роговая обманка, пироксены	Габбро			Диабаз			—		
Ультраосновные (< 43)	Нет	Оливин — 100 Пироксен— 100 Роговая обманка — 100 Смесь оливина и пироксена	Дунит Пироксенит Горнблендит Перидотит			—			—		
Щелочные 45—55 ($K_2O + Na_2O$) > Al_2O_3	70—90 Нефелин, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы	Щелочные пироксены	Нефелиновый сиенит			—			—		

Вещественный состав магматических пород. Магматические горные породы могут состоять из **минералов** и **вулканического стекла** — застывшей нераскристаллизованной, аморфной силикатной массы. Вследствие особых условий образования вулканическое стекло присутствует в составе только эффузивных пород, тогда как интрузивные породы всегда полностью раскристаллизованы и состоят из зерен минералов. К основным породообразующим минералам магматических пород относятся: кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, биотит, роговая обманка, пироксены, оливин, нефелин.

Минеральный состав интрузивных магматических пород зависит от содержания в них кремнезема — SiO_2. Определив основные породообразующие минералы и примерное их соотношение в горной породе, можно практически безошибочно указать содержание в последней SiO_2 (см. табл. 3.1). При этом общая тенденция такова: с уменьшением содержания SiO_2, т.е. при переходе от кислых горных пород к ультраосновным, в составе интрузивных пород уменьшается содержание светлоокрашенных минералов (кварца, полевых шпатов) и возрастает количество темноцветных (роговая обманка, пироксен, оливин).

Следует помнить, что кварц встречается только в кислых магматических породах, а оливин — только в ультраосновных.

Общая окраска горной породы также изменяется от светлой (у кислых и средних пород) до темной (у основных и ультраосновных). Щелочные магматические породы (нефелиновый сиенит) легко диагностировать по присутствию нефелина.

Вещественный состав эффузивных магматических пород представлен либо только вулканическим стеклом, либо вулканическим стеклом с отдельными, вкрапленными в нем зернами минералов. Степень кислотности таких пород устанавливается по цвету вулканического стекла: как правило, вулканическое стекло кислых и средних излившихся пород имеет светло-, темно-серую, а также розоватую окраски, основных — почти черную (исключение составляет кислое вулканическое стекло — обсидиан, часто окрашенное в коричневый и черный цвет). При наличии в вулканическом стекле минеральных вкра-

пленников их состав служит дополнительным диагностическим признаком породы.

Структуры магматических пород. Структуры магматических пород в наибольшей степени зависят от условий их образования. Все интрузивные породы обладают **полнокристаллическими структурами**, т.е. целиком состоят из кристаллических зерен минералов. Среди полнокристаллических структур выделяют равномернозернистые, если все минеральные зерна имеют приблизительно одинаковый размер, и неравномернозернистые, если размеры зерен одного минерала сильно (не менее чем в 10 раз) превышают размер зерен другого. Равномернозернистые структуры характерны для глубинных (абиссальных) интрузивных пород, а неравномернозернистые — для жильных (гипабиссальных) пород. В зависимости от величины минеральных зерен полнокристаллические равномернозернистые структуры подразделяются на крупно-, средне- и мелкозернистые, размер зерен которых соответственно равен более 5, 5—1 и менее 1 мм. Наиболее распространенными разновидностями неравномернозернистых структур являются: **порфировидная**, когда относительно крупные вкрапленники какого-либо минерала развиваются на фоне мелкокристаллической основной массы, и **пегматитовая**, характерная для пегматитов, отличающаяся тесным взаимным прорастанием (графическим) кварца и полевого шпата.

Для эффузивных магматических пород характерны **неполнокристаллические структуры**, когда в горной породе присутствует нераскристаллизованное вулканическое стекло. В зависимости от степени кристалличности породы среди неполнокристаллических структур выделяют:

а) **стекловатую** — вещество не раскристаллизовано, аморфно; горная порода представляет собой сплошную блестящую массу с раковистым изломом, такая структура характерна для обсидиана;

б) **афанитовую** — порода имеет скрытокристаллическое строение, мельчайшие кристаллы различимы только под микроскопом; макроскопически порода представляет собой шероховатую матовую массу;

в) **порфировую** — в горной породе на фоне основной нераскристаллизованной массы (вулканического стекла) присутствуют отдельные кристаллы минералов (не путать с порфировидной).

Текстуры магматических пород. Текстуры магматических горных пород аналогично структурам определяются условиями застывания магматического расплава.

Основным типом текстур интрузивных пород, образующихся под давлением на значительной глубине, являются массивные

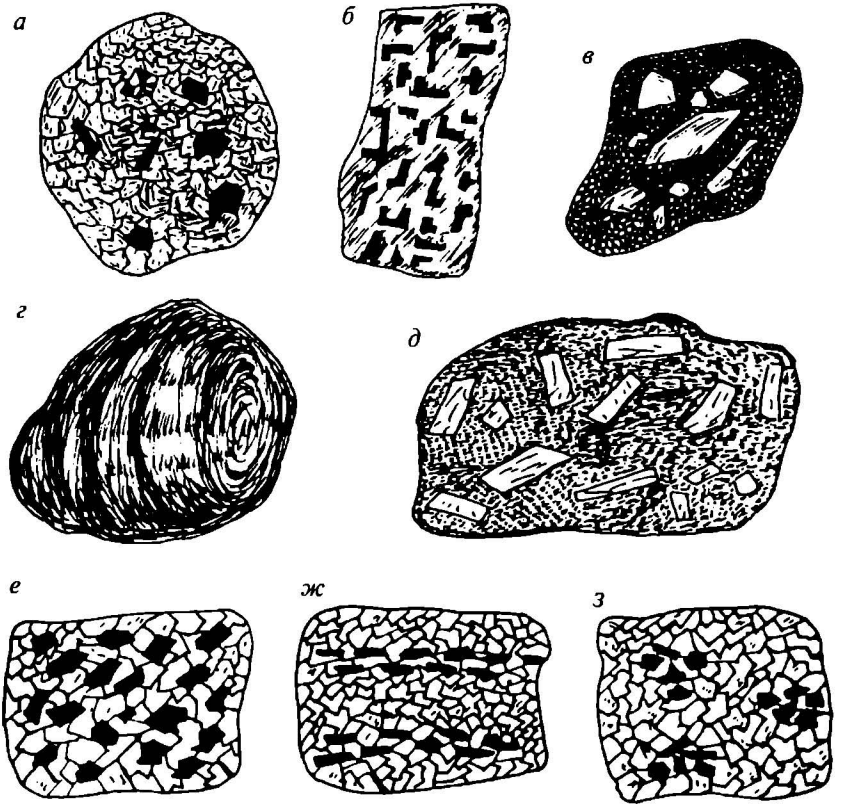


Рис. 3.3. Наиболее распространенные структуры и текстуры магматических горных пород.

Структуры: *а* — равномернозернистая, *б* — пегматитовая, *в* — порфировидная, *г* — стекловатая, *д* — порфировая; текстуры: *е* — массивная, *ж* — полосчатая, *з* — такситовая

компактные с незакономерным распределением минеральных зерен. Для эффузивных пород более характерны текстуры пористые, пузырчатые, возникающие вследствие быстрого удаления летучих веществ из лавы. Пустоты со временем могут заполняться минеральным веществом, и тогда текстура называется миндалекаменной. При сохранении признаков движения лав в виде закономерной ориентировки зерен минералов возникают флюидальные текстуры. Основные структуры и текстуры магматических горных пород показаны на рис. 3.3.

Формы залегания магматических горных пород. В соответствии с различиями условий образования эффузивные, или надкоровые, и интрузивные, или внутрикоровые магматические породы имеют различные формы залегания (рис. 3.4).

Первичные формы залегания **эффузивных пород** схожи с формами залегания осадочных пород. Лавы, обладающие значительной текучестью (основные и средние по химическому составу), изливаясь на поверхность, образуют **потоки**, или **покровы**, имеющие вид слоев с той или иной мощностью. Лавовые

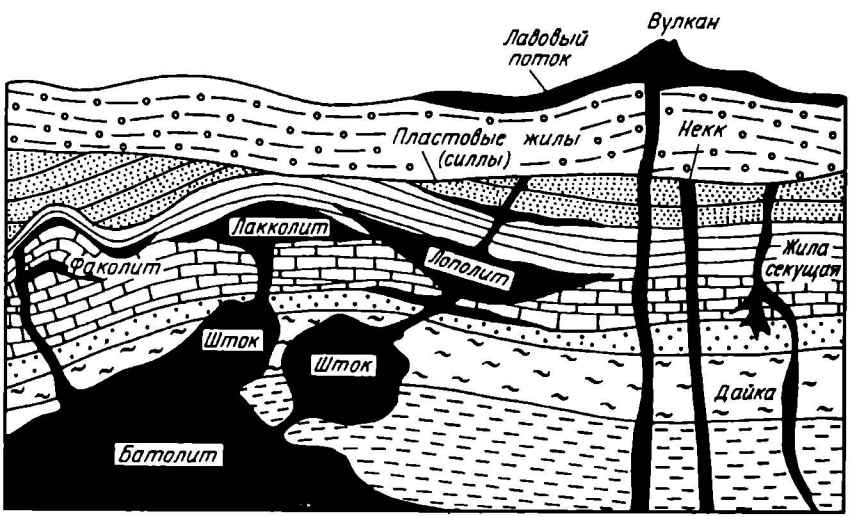


Рис. 3.4. Формы залегания магматических горных пород

потоки чередуются со слоями вулканических туфов и брекчий, а также осадочных и смешанных вулканогенно-осадочных пород.

В зависимости от объема излившейся лавы и степени ее текучести лавовые потоки могут занимать самые различные площади. Основные лавы нередко растекаются на огромных площадях и образуют покровы удивительно равномерной мощности. Кислые лавы, как более вязкие, растекаются на меньшей площади и часто формируют над центрами излияния скопления куполовидной формы, называемые **экструзивными куполами.** Там, где в результате денудации обнажилось жерло древнего вулкана, подводящий магму канал, можно видеть залегание эффузивных пород в виде так называемых **некков**, или вулканических трубок. Некки представляют собой заполнение вулканических жерл лавой или брекчией, состоящей из обломков лавы. Некки имеют форму неправильных цилиндров, труб или линз и нередко достигают нескольких километров в поперечнике.

Элементами внутреннего строения эффузивных пород являются различные **отдельности** (рис. 3.5), которые возникают в процессе формирования эффузивной породы, а также ее **флюидальность**. Под отдельностями понимаются естественно возникающие блоки породы закономерной формы, ограниченные трещинами. Отдельности образуются при растрескивании лавы в процессе ее охлаждения и застывания, когда объем ее уменьшается. Наиболее широко распространенной отдельностью в основных лавах является столбчатая. Встречается также шаровая, образование которой связывают с быстрым охлаждением лавы, пришедшей в соприкосновение с водой.

Более мелкие элементы внутренней структуры лавы могут иметь флюидальное строение, обусловленное течением жидкой лавы. Это течение привело к ориентированному расположению удлиненных фенокристов*, а также газовых пустот и миндалин в

---

* Фенокристы (или фенокристаллы) — аналог порфировых выделений, т.е. более или менее крупные кристаллы или кристаллические зерна, расположенные в мелкозернистой полустекловатой или стекловатой массе порфировых пород.

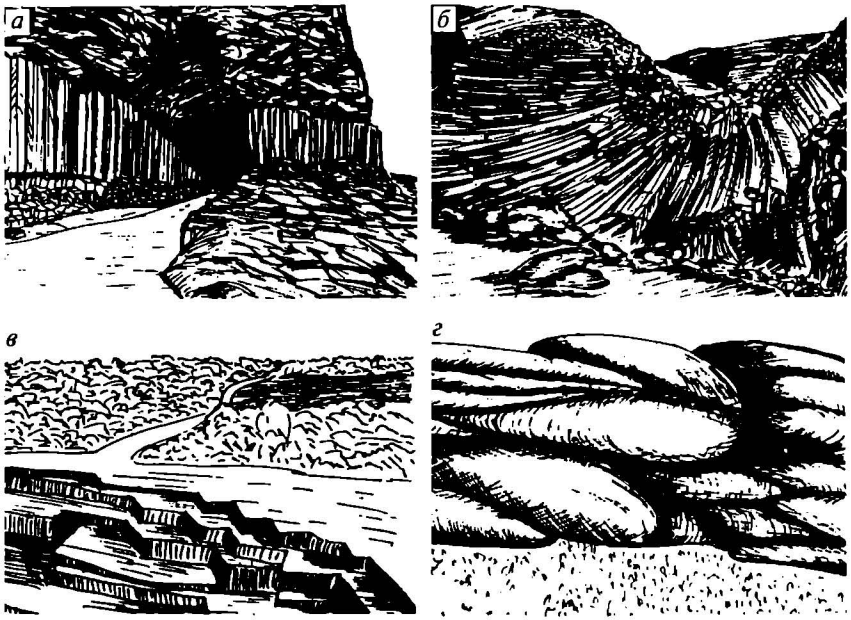


Рис. 3.5. Отдельности магматических горных пород:
в базальтах: *а* — столбчатая вертикальная, *б* — веерообразная; в гранитах: *в* — плитообразная; *г* — матрацевидная

направлении бывшего движения лавы. **Флюидальная текстура позволяет восстанавливать направление течения древних лавовых потоков.**

С лавами тесно ассоциируют слои туфов и вулканических брекчий. В типичных туфах и брекчиях их компоненты, представляющие собой результат наземного и подводного осаждения продуктов твердых выбросов вулканов, располагаются хаотично. Если пирокластический материал подвергался некоторому переносу водными потоками или переотложению морскими волнами и к нему дополнительно примешивался чисто осадочный материал, то такие породы смешанного вулканогенно-осадочного происхождения (туффиты) по своему залеганию схожи с осадочными горными породами и, в частности, характеризуются **слоистостью**.

В расположении вулканогенных пород иногда отмечается **ритмичность**, которая выражается в закономерном чередова-

нии лав разного состава (основных, средних и кислых), чередовании лав или туфов или в перемежаемости туфов и брекчий разного состава. Изменение характера и состава эффузивных пород происходит, естественно, не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении, т.е. на площади.

Значительно большим разнообразием форм залегания характеризуются **интрузивные породы.** По отношению к залеганию вмещающих осадочных или метаморфических пород структурные формы интрузивных пород делятся на **согласные и несогласные (или секущие)**. В первом случае тело интрузивной породы имеет плоскую или линзовидную форму и залегает между слоями осадочных пород согласно с ними; во втором случае интрузивное тело пересекает слои вмещающих пород. Это деление условно: некоторые интрузии являются в одной своей части (обычно в кровле) согласными, а в других — секущими. Поэтому можно говорить о частично согласных или частично секущих интрузиях.

К согласным интрузиям относятся: пластовые интрузии, или силлы, лакколиты, сложные лакколиты, лополиты и факолиты.

Пластовые интрузии (силлы) представляют собой плоские магматические тела, внедрившиеся вдоль поверхностей напластования осадочных пород (см. рис. 3.4). В одном геологическом разрезе иногда можно наблюдать ряд пластовых интрузий, перемежающихся с осадочными породами. Магма, образующая пластовые интрузии, обычно имеет основной состав.

Лакколиты — линзо- или караваеобразные магматические тела, внедрившиеся между слоями и приподнявшие над собой в форме купола вышележащие слои (см. рис. 3.4).

Лополиты — пластовые интрузии, имеющие площадь многие тысячи квадратных километров и залегающие среди слоев, образующих пологую чашеобразную вогнутость (см. рис. 3.4). Лополиты встречаются на платформах в синеклизах. Мощность их достигает сотен метров. Состав их преимущественно основной, но местами отклоняется до кислого.

Факолиты — чечевицеобразные изогнутые вверх или вниз интрузивные тела, расположенные в замках антиклинальных или синклинальных складок (см. рис. 3.4). Состав магмы, образующей факолиты, преимущественно основной.

К числу **частично согласных интрузий** принадлежат интрузивные купола и магматические диапиры. **Интрузивные купола** и **магматические диапиры** различаются, главным образом, размерами и составом. Интрузивный купол достигает в диаметре нескольких, иногда десятков километров. На поверхности бывает видна только его сводообразно изогнутая кровля, над которой приподняты и изогнуты вмещающие породы. В более глубоких своих частях интрузивный купол является секущим. Интрузивные купола обычно сложены гранитами и гнейсами. **Магматический диапир** представляет собой небольшую интрузию в форме перевернутой капли, согласную с вмещающими породами в своей кровле и секущую их на глубине. Такие интрузии обычно сложены средними и щелочными породами.

К числу **несогласных, или секущих, интрузий** относятся трещинные интрузии, батолиты и штоки. **Трещинные интрузии**, называемые также дайками и магматическим жилами, образовались в результате внедрения магмы в полости, возникшие при растрескивании земной коры. Трещинная интрузия — это плоское магматическое тело, расположенное в земной коре вертикально или наклонно. По простиранию трещинные интрузии прослеживаются иногда на десятки и даже сотни километров. В трещинных интрузиях (дайках) присутствуют породы самого разного состава.

Батолиты представляют собой очень большие магматические тела в верхней части куполо- или конусовидные (см. рис. 3.4). В горизонтальном сечении вблизи поверхности батолит имеет обычно удлиненно-овальную форму. Его длинная ось нередко достигает нескольких сотен, а в некоторых случаях тысяч километров. Для батолитов характерно исключительное постоянство химического состава: они образованы только кислыми породами, среди которых преобладают граниты (частично гранодиориты). В отличие от интрузивных куполов,

контакт батолита с вмещающими породами обычно носит секущий характер.

Штоками называют сравнительно небольшие по размеру (до нескольких километров в диаметре) интрузивы неправильной формы (см. рис. 3.4). Последняя чаще всего приближается к цилиндрической. Состав пород, в отличие от батолитов, более разнообразен: многие штоки сложены средними, основными и щелочными породами.

3.2.2. Описание наиболее распространенных магматических горных пород[*]

Кислые породы

Для всех кислых пород характерны светлая окраска и низкая плотность (около 2,7 г/см^3). В интрузивных породах всегда присутствуют зерна кварца и значительные количества полевых шпатов.

Гранит — интрузивная глубинная (абиссальная) порода (*рис. 30, цв. вкл.*) Окраска — розовая, красноватая, светло-серая, голубоватая, зеленоватая, обусловленная цветом полевых шпатов. Структура полнокристаллическая, обычно среднезернистая, реже крупно- и мелкозернистая, иногда порфировидная. Текстура массивная. Главные минералы — плагиоклазы, калиевые полевые шпаты (60—65 %), кварц (25—30 %), из темноцветных — биотит, реже роговая обманка. Акцессорные минералы — мусковит, апатит, магнетит.

Вторичные минералы — эпидот, серицит, хлорит.

Диагностика. От других интрузивных пород отличается высоким содержанием кварца и низким — темноцветных минералов (преимущественно биотита). Отличие от аркозового песчаника — по формам залегания, структуре и текстуре (отсутствию слоистости).

---

[*] Описание приведено для пород, изучаемых студентами горных специальностей.

Практическое значение. Используется в строительстве в виде щебня, бутового камня, облицовочного материала (массивные, крепкие, слаботрещиноватые разности) и в скульптуре. Признаки хорошего качества гранита: свежий облик полевого шпата, высокое содержание кварца и низкое — слюды, отсутствие пирита. Одним из лучших сортов гранита, употребляемого для изготовления лестничных ступеней, колонн, памятников, для облицовки зданий и набережных, является гранит-рапакиви. Разработка его месторождений ведется в Карелии и на Урале. Аляскиты, некоторые лейкократовые граниты и альбититы перспективны как стекольное и керамическое сырье.

С гранитами (преимущественно измененными — альбитизированными и грейзенизированными) связано большинство месторождений олова, вольфрама, молибдена, висмута, тантала, бериллия и ряда других металлов.

Гранит-порфир — жильная разновидность гранита с ярко выраженной порфировидной структурой (*рис. 31, цв. вкл.*).

Диагностика. Характерна порфировая структура с тонкозернистой основной массой. Вкрапленники — ортоклаз и кварц.

Практическое значение. Используется для получения щебня (в дорожном строительстве), брусков, меньше — в качестве отделочного материала. С интрузивами гранит-порфиров иногда связаны месторождения олова, молибдена, меди и др.

Пегматит — жильная порода (*рис. 32, цв. вкл.*). Окраска розовая, красноватая. Структура неравномерно-зернистая пегматитовая («графическая»). Главные минералы — кварц, полевой шпат, иногда — мусковит. Прорастания кварца и полевого шпата носят название письменного гранита, или еврейского камня. От гранита пегматит отличается отсутствием темноцветных минералов и часто специфической структурой.

Диагностика. Хорошо определяется по крупно- и гигантозернистой структуре, наличию графических разностей, преимущественно жильной форме залегания и составу.

Практическое значение. По характеру рудоносности пегматиты подразделяются на редкоземельные, мусковитовые, редкометалльные и хрусталеносные. Пегматиты различных типов

служат важнейшими источниками керамического сырья, пьезооптических материалов, слюды, самоцветов, редких металлов (лития, тантала, цезия, бериллия и др.).

Риолит (липарит) — эффузивная порода (излившийся аналог гранита). Окраска светлая, белая, светло-серая, желтоватая и красноватая (*рис. 33, цв. вкл.*). Структура, как правило, порфировая, реже — афанитовая. Текстура массивная, пористая, флюидальная. Вещественный состав: основная масса — вулканическое стекло, вкрапленники — кварц, полевые шпаты.

Диагностика. Светлая окраска, почти постоянное присутствие вкрапленников кварца. Вкрапленники темноцветных минералов представлены в очень небольшом количестве.

Практическое значение — строительный материал.

Обсидиан (вулканическое стекло) — эффузивная порода (*рис. 34, цв. вкл.*). Окраска серая, черная, красновато-бурая, в тонких сколах просвечивает зеленым или бурым цветом. Сильный стеклянный блеск, раковистый излом. Структура стекловатая. Текстура массивная. Вещественный состав: кислое вулканическое стекло, кварца — более 70 %, H_2O — не более 1 %.

Диагностика. Легко определяется по высокой твердости, яркому блеску, стекловидному облику и условиям нахождения в природе.

Практическое значение — поделочный и декоративный камень.

Кварцевый порфир — эффузивная порода, палеотипный аналог риолита. Окраска серая, желтая, бурая, зеленоватая, фиолетовая. Структура порфировая. Текстура массивная. Вещественный состав аналогичен риолиту, отличается большим количеством и размерами вкрапленников кварца и сильным разрушением вкрапленников полевого шпата.

Практическое значение — строительный материал.

Перлит — эффузивная порода. Структура сфероидальная, стекловатая. Текстура полосчатая, флюидальная, бывает пористая, пузырчатая (шлаковидная) либо плотная. Состав аналогичен обсидиану; содержание воды до 5—6 %. Цвет светло-серый,

часто с голубоватым или желтоватым оттенком. Твердость высокая. Хрупкий. Плотность 1,3—1,6 (до 30—40 % объема породы составляют поры).

Диагностика. Характерный признак — наличие вулканического стекла с перлитовой отдельностью (мелкими скорлуповатыми шариками).

Практическое значение. За последние годы перлит завоевал важные области применения в строительной индустрии и в агротехнике. При быстром нагревании до 800—1000 °С он вспучивается, увеличиваясь в объеме в 8—14 раз и выделяя воду. Такой перлит является ценным тепло-, звукоизоляционным и одновременно огнеупорным материалом; он используется как наполнитель бетона, штукатурки, красок и т.д. Добавка перлита в почву улучшает ее структуру и физические свойства.

Пемза — эффузивная порода. Структура стекловатая. Текстура пузырчатая, губчатая, пенистая. Пемзами в настоящее время называют вулканические стекла пузырчатого сложения. Состав пемз чаще кислый, реже средний. Цвет белый, светло-серый, желтоватый, реже красноватый, розоватый. Твердость высокая. Плотность 0,4—0,9. Пористость ~ 80 %. Плавает в воде.

Диагностика. Пенистый облик, малая плотность (легче воды), светлые тона окраски.

Практическое значение. Ценный вид минерального сырья. Используется как абразивный материал, наполнитель легких бетонов, гидравлическая добавка к цементу и т.п.

Средние породы

Средним породам, как и кислым, свойственна светлая окраска. Интрузивные породы характеризуются преобладанием светлых полевых шпатов над темноцветными минералами, из которых наиболее типичным является роговая обманка. В отличие от кислых, средние породы практически не содержат кварца как минерала.

Диорит — интрузивная глубинная (абиссальная) порода. Окраска серая, темно- и зеленовато-серая. Структура полнокристаллическая, средне- и мелкозернистая, редко порфировидная.

Текстура массивная. Главные минералы — плагиоклазы (до 70 %), роговая обманка, биотит (до 30 %). Акцессорные — магнетит, апатит.

Диагностика. По внешним признакам похож на некоторые разновидности пород группы габбро. Тем не менее, полезно учесть, что в диоритах содержание темноокрашенных минералов — 30—35 % и они представлены, в основном, роговой обманкой, а в габбро их обычно от 30 до 50 % и это, главным образом, пироксен.

Практическое значение — строительный материал.

Сиенит — интрузивная глубинная (абиссальная) порода. Окраска розоватая, красная. Структура полнокристаллическая, равномернозернистая или порфировидная, мелко- и среднезернистая. Текстура массивная. Минеральный состав аналогичен диориту, однако полевые шпаты представлены преимущественно калиевыми полевыми шпатами — ортоклазом и микроклином.

Диагностика. Отличие от гранита — отсутствие или очень низкое содержание кварца, повышенное содержание темноцветных минералов (до 20 %).

Практическое значение — строительный материал, вмещающая порода железных руд.

Сиенит-порфир — жильная разновидность сиенита с ярко выраженной порфировидной структурой.

Андезит — эффузивная кайнотипная порода (излившийся аналог диорита). Окраска светло- и темно-серая, светло-бурая. Структура обычно порфировая с афанитовой скрытокристаллической основной массой. Текстура массивная или пористая, пузырчатая. Вещественный состав: основная масса — нераскристаллизованное вулканическое, стекло; порфировые выделения — полевые шпаты, роговая обманка, пироксены, биотит.

Диагностика. В андезитах в отличие от типичных базальтов порфировые вкрапленники обычно представлены как темноцветными (пироксен, роговая обманка), так и светлыми минералами (плагиоклаз). Андезиты и порфириты в целом несколько светлее, чем базальты и диабазы. От кислых эффузивов отличается отсутствием кварца и более темной окраской. Характерно

(как и для базальтов) широкое развитие шлаковых и миндалекаменных разностей.

Практическое значение. Неизмененные андезиты используются в промышленности в качестве кислотоупорных материалов. К зонам распространения андезитов и их аналогов приурочены некоторые типы гидротермальных месторождений золота и серебра, связанные с сульфидами железа, цинка и свинца.

Андезитовый порфирит — эффузивная порода, палеотипный аналог андезита (*рис. 35, цв. вкл.*). По составу и структуре сходен с андезитом, но отличается от него более плотной текстурой, обычно более темной (до темно-зеленой) окраской основной массы и худшей сохранностью вкрапленников плагиоклазов, часто теряющих свойственный им стеклянный блеск и приобретающих землистый излом.

Практическое значение — см. андезит.

Трахит — эффузивная кайнотипная порода, излившийся аналог сиенита. Окраска — светло-желтая, розоватая, красноватая, буроватая. Структура порфировая, основная масса скрытокристаллическая, микрозернистая. Текстура пористая, иногда флюидальная. Вещественный состав: основная масса — агрегат плотно прилегающих мелких удлиненных кристаллов калиевого полевого шпата, между которыми заключены небольшие количества пропитывающего этот агрегат вулканического стекла; вкрапленники — кристаллы полевых шпатов, в меньшем количестве — кристаллы пироксенов, зеленой роговой обманки, бурого биотита.

Диагностика. Отсутствие кварца во вкрапленниках. Трахитам присущи светлая окраска, характерная шероховатая поверхность и специфическая струйчатая текстура.

Практическое значение — строительный и кислотоупорный материал.

Трахитовый порфир — эффузивная порода, палеотипный аналог трахита. Представляет собой сильно измененный трахит, что сказывается в появлении более темной желтой или бурой окраски, в уплотнении основной массы, изменении кристаллических вкрапленников ортоклаза.

Практическое значение — строительный материал, темноцветный декоративный и поделочный камень (окрашенные ортофиры).

Основные породы

Для основных пород характерна темная окраска. В интрузивных породах важную роль играют темноцветные минералы — пироксены, основные плагиоклазы (лабрадор), могут присутствовать оливин и роговая обманка.

Габбро — интрузивная глубинная порода (*рис. 36, цв. вкл.*). Окраска темно-серая до черной; измененные разности светло-серые с зеленоватым оттенком. Структура полнокристаллическая мелко-, средне- и крупнозернистая, иногда порфировидная. Текстура массивная. Главные минералы — основные плагиоклазы (50 %), пироксен или роговая обманка (50 %). Акцессорные минералы — магнетит, оливин, пирротин, хромит. Разновидность габбро, состоящая почти целиком из плагиоклаза — лабрадора, называется **лабрадоритом**.

Диагностика. Темная окраска; в составе породы отмечается ассоциация плагиоклаза и пироксена или роговой обманки при отсутствии кварца и ортоклаза. От диорита отличается более высоким (30—50 %) содержанием темноцветных минералов, преимущественно пироксенов.

Практическое значение — облицовочный материал, вмещающая порода медно-никелевых и хромитовых руд.

Диабаз — жильная порода. Окраска темно-серая, темно-зеленая. Структура тонкозернистая, порфировая. Текстура массивная. Неровный излом, нередко концентрические скорлуповатые формы выветривания. Минеральный состав соответствует минеральному составу габбро, в случае порфирового строения содержит мелкие удлиненные зерна полевых шпатов белого цвета с правильными очертаниями в тонкозернистой массе.

Практическое значение — строительный материал, каменное литье.

Базальт — эффузивная кайнотипная порода, изливавшийся аналог габбро. Окраска неизмененных разностей темно-серая, почти черная. Структура порфировая, афанитовая, основная

масса однородная, скрытокристаллическая и стекловатая. Текстура, массивная, реже — пористая, пузырчатая. Вещественный состав: основная масса — нераскристаллизованное вулканическое стекло черного цвета с матовым блеском и смесь микроскопических выделений основного плагиоклаза, пироксена и роговой обманки; вкрапленники — черный пироксен, иногда — темно-зеленый оливин, роговая обманка и плагиоклаз.

Диагностика. Отдельность — столбчатая, подушечная; черная окраска, прочность и вязкость породы. Минералы вкрапленников только темноцветные.

Практическое значение — строительный, кислотоупорный и изоляционный материал, каменное литье. С базальтами (траппами) связан ряд промышленных типов месторождений оптического исландского шпата, железных руд, графита, медно-сульфидных руд, а также камнесамоцветного сырья — агатов, опалов, сердоликов.

Базальтовый порфирит — эффузивная порода, палеотипный аналог базальта. Окраска зеленовато-желтовато-серая, более светлая, чем у базальта. Структура порфировая; вкрапленники разложены или сохраняются частично. В основной массе вулканическое стекло почти полностью разложено и представлено агрегатом мелкочешуйчатого хлорита. Текстура массивная, пузырчатая, часто миндалекаменная. Характерна шаровая отдельность.

Диагностика — см. базальт.

Практическое значение — см. базальт.

Ультраосновные породы

Все ультраосновные породы имеют большую плотность (около 3,25 г/см^3), обусловленную их минералогическом составом, для которого характерно отсутствие полевых шпатов и наличие темноцветных, богатых железом минералов.

Дунит — интрузивная глубинная порода. Окраска темно-зеленая, почти черная; при наличии серпентина — желтовато-зеленая. Структура полнокристаллическая, мелко- и среднезернистая. Текстура массивная. Главный минерал — оливин (90 %). Акцессорные — хромит, магнетит, вторичные — пироксены.

Диагностика. Темная окраска, отсутствие в составе полевого шпата и кварца, высокая плотность. Главный минерал — оливин.

Практическое значение — огнеупорный материал, вмещающая порода хромитовых, титаномагнетитовых и платиновых руд.

Пироксенит — интрузивная глубинная порода. Окраска черная с зеленовато-серым или бурым оттенком. Структура полнокристаллическая, средне- или крупнозернистая. Текстура массивная. Главные минералы — пироксены (90—100 %), оливин (0—10 %).

Диагностика. Темная окраска, отсутствие в составе полевого шпата и кварца, высокая плотность. Главный минерал — пироксен.

Практическое значение — строительный, облицовочный материал, вмещающая порода медно-никелевых, титаномагнетитовых, платиновых и асбестовых руд.

Горнблендит — интрузивная глубинная порода. Окраска, структура, текстура аналогичны пироксениту.

Диагностика. Темная окраска, отсутствие в составе полевого шпата и кварца, высокая плотность. Главный минерал — роговая обманка.

Практическое значение — см. пироксенит.

Перидотит — интрузивная глубинная порода. Окраска от темно-серой, темно-бурой до черной. Структура полнокристаллическая, мелко-, среднезернистая, реже — крупнозернистая. Текстура массивная. Главные минералы — оливин, акцессорные — хромит, магнетит. Вторичные — серпентин, хлорит, тальк, эпидот, кальцит.

Диагностика. Темная окраска, отсутствие в составе полевого шпата и кварца, высокая плотность. Главные минералы — оливин (30—70 %), пироксен или роговая обманка.

Практическое значение — см. пироксенит.

Кимберлиты — эффузивные брекчиевидные породы зеленовато- или голубовато-серого цвета, содержащие обломки магматических пород — перидотитов, дунитов, пироксенитов, эклогитов и обломки вмещающих пород, сцементированных ли-

бо породой ультраосновного состава, либо сильно серпентинизированной или карбонатизированной массой. Главные породообразующие минералы кимберлитов — оливин и бронзит (минерал из группы пироксенов). Второстепенные минералы — гранат-пироп.

Диагностика. Брекчиевидная структура, зеленовато- или голубовато-серая окраска; часто наличие пиропа — минерала группы граната.

Практическое значение — с кимберлитами связаны месторождения алмазов.

Щелочные породы

Щелочные интрузивные породы внешне похожи на средние, но содержат нефелин. Нефелин легко можно спутать с кварцем, поэтому следует помнить, что кварц и нефелин в породах никогда не встречаются вместе. Эффузивные и жильные щелочные породы очень редки.

Нефелиновый сиенит — интрузивная глубинная порода. Окраска светлая, светло-серая, с зеленоватым или красновато-желтым оттенком, а на выветрелой поверхности — с голубоватым оттенком. Структура полнокристаллическая, средне-, реже крупнозернистая. Текстура массивная. Главные минералы — калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) — 6—70 %, нефелин — 20 %, темноцветные минералы — преимущественно щелочные пироксены и амфиболы, иногда железистый биотит — 10 %.

Диагностика. Светлая окраска, ассоциация полевых шпатов и нефелина, отсутствие кварца.

Практическое значение — руда на алюминий, сырье для стекольной промышленности, вмещающая порода апатитовых, графитовых, редкометалльных руд.

3.3. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные горные породы образуются в поверхностной части земной коры. Исходными материалами при формировании толщ осадочных пород являются ранее существовавшие

магматические, метаморфические и осадочные породы, подвергшиеся процессам разрушения и переотложения. Возникший при разрушении материал переносится, по пути сортируется по величине обломков и плотности частиц, растворяется и откладывается во впадинах на поверхности Земли.

Образовавшиеся рыхлые осадки постепенно подвергаются процессу **диагенеза** — уплотнению, обезвоживанию, цементации и превращаются в осадочные горные породы.

Осадочные породы слагают слоистую оболочку земной коры. Мощность этой оболочки меняется от двух — трех десятков километров до нескольких десятков метров. В областях щитов она отсутствует. Маломощная осадочная толща и в глубоководных частях Мирового океана. Наибольшая мощность осадочной толщи наблюдается в пределах горно-складчатых сооружений. Среди осадочных пород наиболее распространены глинистые, песчаные и карбонатные. Считают, что эти три вида пород составляют 95—99 % всей массы осадочных пород. По подсчетам некоторых ученых соотношение глинистых, песчаных и карбонатных пород равно 5 : 3 : 2. В процессе геологической истории суммарная масса осадочных пород возрастает и в настоящее время примерно составляет 4,1 % объема земной коры.

3.3.1. Классификация, вещественный состав и строение осадочных горных пород

По способу образования осадочные горные породы подразделяются на три генетические группы:

1) обломочные — формируются в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления обломков;

2) глинистые — связаны с механическим разрушением и химическим разложением ранее существовавших пород;

3) химико-органогенные — образуются за счет выпадения минерального вещества из растворов и жизнедеятельности организмов.

Обломочные (кластические) породы в свою очередь подразделяют по величине слагающих их обломков минералов и горных пород на следующие разновидности:

а) грубообломочные (**псефитовые**) — состоят из обломков размером более 2 мм;

б) среднеобломочные (**псаммитовые**) — из обломков размером 0,1—2 мм;

в) мелкообломочные (**алевритовые**) — из обломков размером 0,1 — 0,01 мм.

Кроме того, эти породы подразделяют на подгруппы по степени окатанности обломков (окатанные и неокатанные), а также по наличию или отсутствию цементирующего вещества (сцементированные и рыхлые). Классификация обломочных и глинистых осадочных пород приведена в табл. 3.2.

Глинистые породы (пелитовые), включающие в себя собственно глины и аргиллиты, условно помещены в классификацию обломочных пород и рассматриваются как тонкообломочные, поскольку в их составе участвуют в основном частицы размером менее 0,01 мм. Однако, в отличие от типичных обломочных пород глинистые осадочные породы являются продуктом не только механического разрушения частиц, но и продуктом **химического разложения некоторых силикатов**.

Процессы химического и органического осаждения минерального вещества, ведущие к образованию осадочных пород, обычно протекают одновременно. Поэтому хемогенные и органогенные породы объединяют в одну общую группу химических и органогенных осадков.

Химико-органогенные породы классифицируются по химическому составу. Среди них выделяются следующие подгруппы: карбонатные; кремнистые; галоидные и сульфатные; железистые; глиноземистые; марганцевые; фосфатные; каустобиолиты. Классификация этих пород, приведена в табл. 3.3.

Пирокластические породы занимают особое положение среди осадочных пород. Они образуются путем осаждения твердых продуктов вулканических извержений — вулканического пепла, лапиллей и бомб. Следовательно, минеральное вещество

Таблица 3.2

Классификация обломочных и глинистых пород

Группа	Подгруппа	Размер обломков, мм	Горные породы			
			рыхлые		сцементированные	
			окатанные	неокатанные	окатанные	неокатанные
Обломочные	Грубообломочные (псефитовые)	> 200 200—10 20—214	Валуны Галька Гравий	Глыбы Щебень Дресва	Конгломераты (*рис. 37, цв. вкл.*)	Брекчии
	Среднеобломочные (псаммитовые)	 2—1 1—0,5 0,5—0,25 0,25—0,1	Пески: грубозернистые крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые		Песчаники: грубозернистые крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	
	Мелкообломочные (алевритовые)	0,1—0,01	Алевриты		Алевролиты	
Глинистые	Тонкообломочные (пелитовые)	0,01	Глины		Аргиллиты	

Таблица 3.3

Классификация химико-органогенных осадочных пород

Подгруппа	Химический состав, %	Горная порода	Главные породообразующие минералы
Карбонатные	$CaO + MgO > 30$	Известняк, мел, мергель, доломит	Кальцит, доломит, глинистые минералы
Кремнистые	$SiO_2 > 80$	Диатомит, трепел, опока, яшма	Халцедон, опал, кварц
Галоидные и сульфатные	SO_4; Cl	Гипс, каменная соль, сильвинит	Гипс, галит, сильвин
Железистые	$Fe_2O_3 + FeO > 20$	Бурый железняк	Лимонит
Глиноземистые	$Al_2O_3 > 25$	Боксит	Оксиды и гидроксиды алюминия
Марганцевые	$MnO > 10$	Марганцевые породы	Оксиды и гидроксиды марганца
Фосфатные	$P_2O_5 > 10$	Фосфорит	Апатит, другие фосфатные минералы
Каустобиолиты	C	Торф, бурый уголь, каменный уголь, сапропелит, горючий сланец	Органическое вещество

пирокластических пород — магматического происхождения, а способ образования — осадочный. К данной группе относятся вулканические туфы, туфобрекчии и некоторые другие породы.

В зависимости от условий осадконакопления осадочные горные породы объединяются в несколько **фациальных групп**. Перечислим наиболее крупные фациальные подразделения осадочных горных пород:

1) **континентальные фации**, к которым относятся отложения рек, озер и болот, ледников, пустынь, горных склонов и т.д.;

2) **морские фации**, формирующиеся в зоне прибоя, в шельфовой полосе, на материковом склоне и в глубоководных частях океанов;

3) **лагунные фации**, объединяющие соленосные, угленосные и некоторые другие типы отложений лагун.

В составе осадков перечисленных областей осадконакопления в настоящее время различаются подфации различных порядков, отличающиеся друг от друга физико-химическими условиями осаждения минерального вещества и превращения его в осадочную горную породу. Фациальные условия накладывают глубокий отпечаток на все важнейшие особенности состава, строения, сложения, условий и формы залегания осадочной породы.

Вещественный состав и строение осадочных горных пород. Обломочные осадочные породы состоят из обломков отдельных минералов, обломков ранее существовавших горных пород, а также (в случае сцементированных разностей) из скрепляющего материала, заполняющего промежутки между обломками. Среди минералов в обломочных породах присутствуют, главным образом, те, которые устойчивы в зоне осадконакопления. К ним относятся кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка. Наиболее типичные минералы глинистых пород — каолинит, монтмориллонит, гидрослюда. Химико-органогенные осадочные породы состоят из минералов, образующихся при экзогенных процессах в ходе химического или биохимического отложения.

Среди минералов осадочных пород различают две группы:

1) **минералы реликтовые**, унаследованные от исходной материнской породы. Чаще других в их числе встречаются кварц, полевые шпаты и слюды, но могут быть онаружены и другие минералы исходных пород. Именно эта группа минера-

лов позволяет судить о материнских породах, из которых образовались те или иные осадочные породы;

2) **минералы собственно осадочные**, образовавшиеся путем химического или биохимического осаждения. К их числу относятся: халцедон, опал, каолинит, гидроксиды железа, марганца, алюминия; минералы группы карбонатов (кальцит, доломит, сидерит, малахит, азурит), галоидные соединения (сильвин, галит, карналлит) и сульфаты (гипс, ангидрит и барит). Эти минералы часто являются главными породообразующими минералами, составляя основную, существенную часть осадочной породы, как это имеет место в известняках, мергелях, глинах, солях. В породах, состоящих в значительной мере из обломочного материала, минералы новообразования нередко служат **цементом**, заполняющим промежутки между обломками и скрепляющим их.

Кроме минерального вещества, осадочные породы часто содержат остатки растений и животных. В некоторых типах осадочных пород органогенный материал составляет основную массу породы, как, например, в органогенных известняках, диатомитах, углях.

Структуры осадочных пород определяются их зерновым составом (величиной и формой минеральных составляющих), взаимным расположением и способом скрепления этих составляющих в горной породе. В осадочных горных породах структурные особенности определяются, в основном, условиями образования, поэтому для каждой генетической группы характерны свои структуры.

Структуры пород хемогенного происхождения называются **кристаллически-зернистыми** и подразделяются в зависимости от размеров зерен минералов на крупно (> 1,0 мм)-, средне (1—0,1 мм)-, мелкозернистые (0,1—0,01 мм) и скрытозернистые, или пелитоморфные (0,01 мм).

Если органогенные породы сложены хорошо сохранившимися остатками организмов, то они имеют **органогенную** структуру, а если обломками скелетов организмов (чаще всего раковин моллюсков), то **детритусовую** структуру.

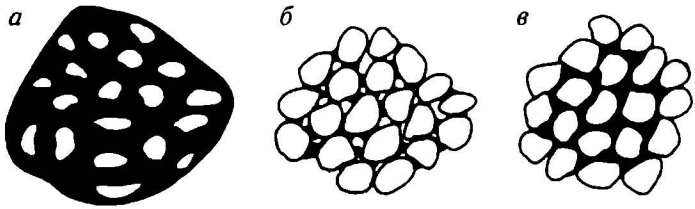


Рис. 3.6. Основные типы цемента:
а — базальный; *б* — контактный; *в* — цемент выполнения

В осадочных породах различают следующие основные типы цемента (рис. 3.6):

1) **базальный** — обломочный материал заключен в массе цементирующего вещества, а сами зерна, как правило, не соприкасаются друг с другом;

2) **контактный** — цементация наблюдается только на контактах (в местах соприкосновения минеральных составляющих);

3) **цемент выполнения** — цемент выполняет промежутки между соприкасающимися минеральными зернами;

4) **смешанный** — сочетаются два или несколько типов цемента.

В зависимости от состава цементирующего вещества выделяют известковые, гипсовые, кремнистые, железистые и глинисто-известковые песчаники, конгломераты, брекчии и другие сцементированные осадочные породы.

К структурным характеристикам осадочных пород относится также их **пористость**. Различают пористость грубую (кавернозность туфов, скважность ракушечников, закарстованность известняков и т.д.), крупную, мелкую и тонкую. Последняя свойственна глинам, диатомитам и некоторым другим породам.

Пористость может быть **первичной**, когда она возникает при формировании самой породы (например, межзерновая), и **вторичной**, когда она появляется в уже сформировавшейся породе (при выщелачивании легкорастворимых минералов).

Текстуры осадочных пород. Наиболее характерной текстурой осадочных горных пород, отражающей условия осадконакопления, является **слоистая**. При такой текстуре минеральное

вещество породы четко разделяется на слои по цвету, величине зерен или минеральному составу. Кроме слоистой, для осадочных горных пород характерны **плотные (массивные), пористые** и **оолитовые** текстуры. В последнем случае минеральное вещество образует округлые стяжения концентрически-зонального строения размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров (*см. рис. 8, цв. вкл.*).

3.3.2. Формы залегания и строение толщ осадочных горных пород

Формы залегания. Осадочные горные породы обычно залегают в виде пластов — плитообразных минеральных тел значительной протяженности, ограниченных близ параллельными поверхностями, которые называют **плоскостями напластования**. Последние отделяют пласт от подстилающего или перекрывающего пласта. Нижняя граничная поверхность пласта называется **почвой**, а верхняя — **кровлей** пласта. Расстояние по нормали между кровлей (**висячим боком**) и почвой (**лежачим боком**) пласта определяет **истинную** (нормальную) **мощность** пласта, его толщину (рис. 3.7). Часто пласт называют слоем. Однако не следует понятие слоя отождествлять с его слоистостью. **Слоистость** — это особенности внутреннего строения осадочной горной породы. Поэтому ее иногда называют внутренней слоистостью пласта, в отличие от слоистости толщ осадочных горных пород (*см. рис. 38, цв. вкл.*).

Мощность пластов может быть постоянной (выдержанной) или непостоянной (изменчивой). В последнем случае наблюдаются явления **раздува** — резкого локального увеличения мощности и **пережима** — резкого местного уменьшения мощности пласта. Постепенное уменьшение мощности пласта вплоть до полного его исчезновения называется **выклиниванием** (рис. 3.8).

Линзой, или **линзовидной залежью**, называют такие пласты, которые быстро выклиниваются во всех направлениях, об-

разуя тела ограниченного (по площади) распространения. Они характерны для озерных, речных и лагунных фаций.

Гнездом, или **карманом**, называют такие неправильные формы залегания осадочных пород, которые быстро выклиниваются на небольших расстояниях. Они характерны для ледниковых отложений, а также для образований коры выветривания.

Своеобразными формами залегания осадочных горных пород являются **куполо-** и **штокообразные формы**; первые характерны для известняков, сформировавшихся из коралловых рифов и сохранивших некоторые очертания последних. В виде штоков залегают соли, гипс и некоторые другие пластически деформирующиеся горные породы, возникающие при смятии пород в складки.

Строение толщ осадочных горных пород. Слоистое строение осадочных толщ подтверждается тем, что обычно в вертикальном направлении наблюдается перемежаемость слоев

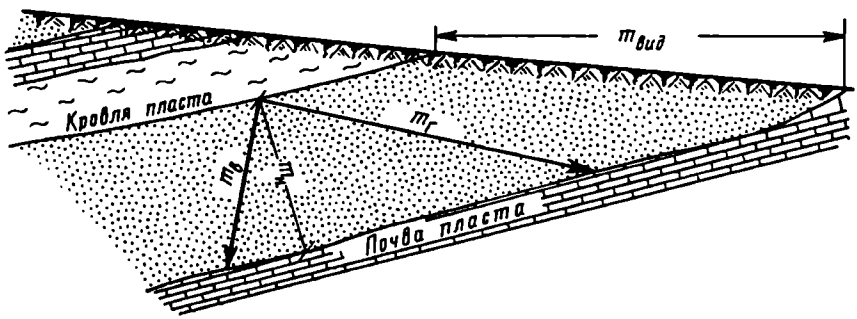


Рис. 3.7. Мощность пласта:
$m_н$ — истинная (нормальная); $m_{вид}$ — видимая; $m_г$ — горизонтальная; $m_в$ — вертикальная

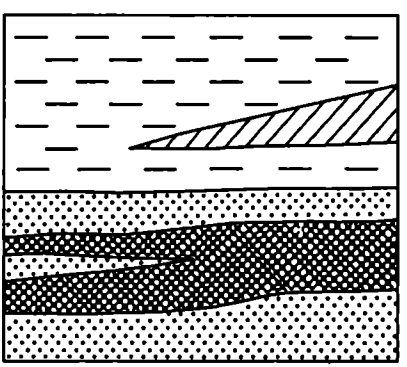


Рис. 3.8. Выклинивание пласта

разного состава. Так, на слое грубого песчаника залегает слой тонкозернистого, выше залегает слой глины, потом слой мергеля или опять песчаника и т.п. Однако слоистость наблюдается и в однородных толщах, например, в однородной толще известняка всегда обнаруживается разделение на слои. В этих случаях слои ограничены сверху и снизу видимыми разделами в форме горизонтальных трещин. Такие же трещины между слоями наблюдаются и в случае разнородных по составу слоев.

Смена одного слоя другим в вертикальном геологическом разрезе происходит последовательно от более древних (у почвы) к более молодым (у кровли) образованиям. При этом органические остатки (окаменелости, их отпечатки), содержащиеся в слоях, в более или менее непрерывной последовательности сменяются от подстилающего слоя к покрывающему в соответствии с эволюцией органического мира: слои с остатками более высоко развитых растений и животных находятся **стратиграфически** выше отложений с формацией менее развитых организмов. В результате формируются серии **параллельно залегающих слоев** (рис. 3.9, *а*). Такие слои, образующие непрерывную последовательность, обычно параллельны, при этом каждый слой этой серии залегает согласно как с вышележащими, так и с нижележащими слоями. В основании слоев отсутствуют следы эрозии, которая прерывала бы седиментацию (процесс накопления осадков).

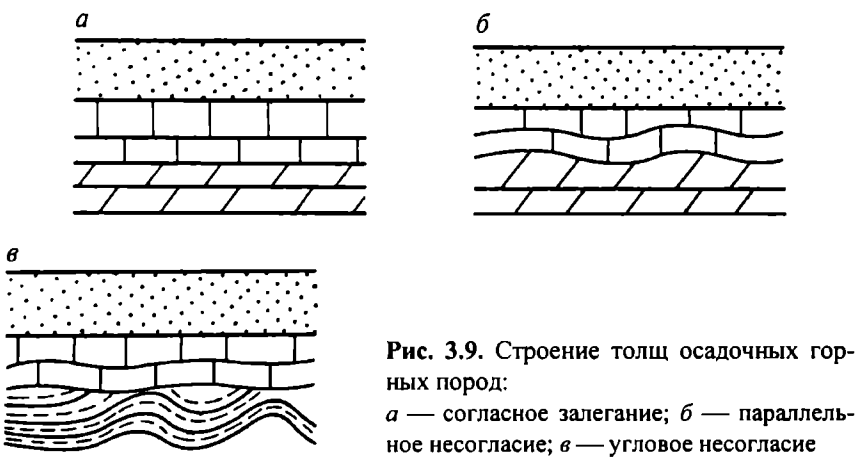


Рис. 3.9. Строение толщ осадочных горных пород:
а — согласное залегание; *б* — параллельное несогласие; *в* — угловое несогласие

В действительности, нередко наблюдается другое явление, когда после образования подстилающей толщи был значительный перерыв в осадконакоплении. Во время этого перерыва более древняя толща была в той или иной мере размыта до того, как другая, более молодая толща отложилась на ее размытой поверхности. В этом случае нарушаются не только непрерывность осадконакопления, но и непрерывность смены органических остатков — отпечатков и окаменелостей растений и животных, т.е. в данном случае мы имеем дело с **несогласием напластований**.

В период прекращения осадконакопления, когда происходили не только размыв подстилающей толщи, но и нарушение первоначального залегания слоев, возникли несогласия другого типа, обусловленные тектоническими (колебательными и дислокационными) движениями земной коры. Между стратиграфическими отложениями в этом случае выделяют два особых случая несогласия (см. рис. 3.9). В первом случае горизонтально залегающие породы, не затронутые деформациями, эродированы и затем перекрыты более молодыми пластами, залегающими параллельно более древним. Такое соотношение называют **параллельным несогласием** (см. рис. 3.9, *б*). Во втором случае, когда слои более древней толщи были наклонены и смяты в складки до начала эрозии, между двумя слоями или сериями образуется угол. При этом серия более молодых отложений срезает выходы более древних. Такое соотношение называют **угловым несогласием** (см. рис. 3.9, *в*). Величина угла может быть самой различной.

Несогласия в залегании пород отражают **длительность периода эрозии**. В качестве примеров отложений, располагающихся на поверхности несогласия, можно привести: 1) речную гальку, отложенную на скалистом ложе реки; 2) песок на корразированной поверхности скал в пустыне; 3) ледниковые наносы и мореные отложения на отполированных ледником коренных породах; 4) пляжевый песок и гальку в зоне прибоя.

Особой и весьма интересной формой сочетания слоев является **ритмическая слоистость**. Она характеризуется ритмич-

ным повторением в разрезе органического «набора» пород, расположенных в определенной последовательности. Такой набор, например, может состоять (снизу вверх): из грубозернистого песчаника, тонкозернистого песчаника, глины, мергеля, известняка. Мощность каждого «ритма» обычно не превышает 2—3 м, и очень большое число их следует друг за другом в разрезе, отличаясь между собой колебаниями мощности всего ритма или отдельных составляющих его слоев — «элементов», а также местными выпадениями того или иного элемента ритма.

Ритмическая слоистость особенно характерна для так называемых **флишевых формаций**, которые обычно состоят из чередующихся прослоев песчаника или известняка, мергеля и глины. Флишевые формации отличаются очень большими мощностями (несколько километров). Ритмическая слоистость свойственна **угленосным формациям**, где повторяются континентальные отложения (снизу вверх — песчаники, алевролиты, глины, уголь) и морские (глины, известняки, пески). Границы между ритмами всегда бывают резкими, а переходы между элементами ритма — постепенными.

Ритмическая слоистость может быть использована для определения кровли и почвы слоя, что весьма важно в случаях, когда наблюдается не только нормальное, но и перевернутое залегание слоев. Основываются при этом на том, что более грубые

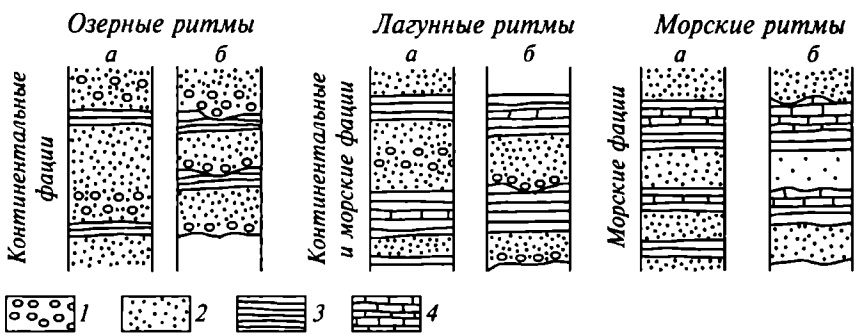


Рис. 3.10. Разновидности ритмической слоистости:
а — непрерывной; *б* — прерывной; *1* — конгломераты; *2* — пески; *3* — глины; *4* — известняки

отложения в большинстве случаев залегают в подошве ритма, тогда как кровле ритма свойственны породы более тонкозернистые, вверх от которых наблюдается резкий переход к грубым породам подошвы следующего ритма (рис. 3.10).

Разные формы слоистости, смена формаций вверх или вниз по разрезу отражают изменчивость осадочных толщ в вертикальном направлении. Изменения литологического состава осадочных пород называются **фациальными изменениями** (изменения фаций или литофаций). В данном случае слои разного возраста, следующие друг за другом в разрезе, различаются своими свойствами или, как говорят, своими **фациями**.

Изменения литофаций и мощности отложений на площади. Существенным свойством осадочных толщ является их изменчивость не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. При этом изменениям подвергается не только состав пород, но и их мощность. Иначе говоря, толщи одного и того же возраста могут быть сложены в разных местах различными породами неодинаковой мощности.

Такая горизонтальная изменчивость проявляется в каждом случае в разной степени. В одних областях изменения происходят постепенно и заметны лишь на больших расстояниях (в сотни километров), в других — изменения литофаций и мощностей протекали очень резко и на близких расстояниях. Последнее наблюдается в геосинклиналях, тогда как устойчивость состава и мощностей характерна для платформ.

На рис. 3.11 дан пример изменения литофаций и мощностей осадочных толщ в горизонтальном направлении. В зоне перехода литофаций выклиниваются слои одного состава и появляются слои другого состава. В связи с этим граница между двумя литофациями обычно бывает зазубренной: слои одной литофации входят в виде клиньев в слои пород другой литофации.

Иногда та или иная литофация имеет весьма ограниченное распространение, занимая, например, очень узкую полосу среди пород других литофаций. Если формирование этой литофации

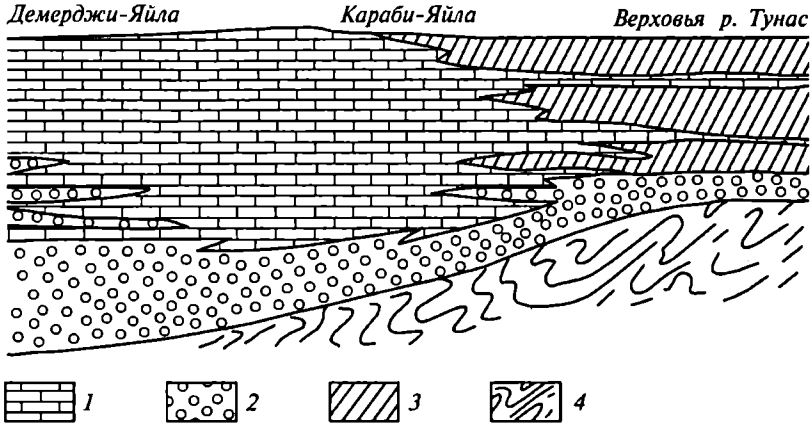


Рис. 3.11. Профиль, показывающий изменения мощности и литофаций верхнеюрских отложений в крыму (по М.В. Муратову):
1 — известняки; *2* — конгломераты; *3* — флиш (глины, песчаники, известняки); *4* — «таврические» глинистые сланцы

было ограничено и во времени, то породы данной литофации образуют в разрезе линзы слоев, быстро выклинивающиеся в двух противоположных или во всех направлениях. Такое линзовидное залегание чаще всего свойственно осадочным породам континентального происхождения, например, речным пескам (см. рис. 3.10).

3.3.3. Описание наиболее распространенных осадочных горных пород[*]

Обломочные породы

Валуны — грубообломочная (псефитовая) несцементированная порода. Состоит из окатанных обломков размером более 200 мм. По размеру обломков валуны подразделяются на крупные (более 300 мм), средние (300—400 мм) и мелкие (400—200 мм). Вещественный состав валунов целиком зависит от состава первичных горных пород.

[*] Описание приведено для пород, изучаемых студентами горных специальностей.

Песок — среднеобломочная (псаммитовая) несцементированная порода. Состоит из обломочных зерен размером от 2 до 0,1 мм. В зависимости от величины обломков пески подразделяются на грубо (2—1 мм)-, крупно (1—0,5 мм)-, средне (0,5—0,25 мм)- и мелкозернистые (0,25—0,1 мм). Минеральный состав песков очень разнообразен: выделяются олигомиктовые пески (резкое преобладание одного минерала — кварца, полевых шпатов, слюды, глауконита — среди обломочных зерен); полимиктовые (состоят из зерен разных минералов); аркозовые (по составу преимущественно кварцевые и полевошпатовые); грауваккковые (из зерен темноцветных минералов). Окраска зависит от преобладания в составе того или иного минерала, они могут быть белыми, темно-серыми, зелеными, розовыми, бурыми и т.д.

Практическое значение — используются в стекольной промышленности, в производстве цемента, как абразивный и строительный материал.

Алеврит — мелкообломочная рыхлая (несцементированная) порода, состоящая из слабосвязанных между собой зерен размером преимущественно 0,1—0,01 мм. Типичными представителями алевритов являются лёссы. Вещественный состав: глинистые минералы, карбонаты, кварц, полевые шпаты, органогенные остатки. Окраска — светлая, светло-желтая, светло-бурая. Структура пылеватая (алевритовая), текстура массивная, пористая, иногда слоистая.

Практическое значение — строительный материал.

Глыбы — грубообломочная несцементированная порода. В отличие от валунов состоит из неокатанных обломков того же размера.

Галька — грубообломочная несцементированная порода. Состоит из окатанных обломков размером от 200 до 20 мм; по размеру обломков подразделяется на крупную (200—60 мм), среднюю (60—40 мм) и мелкую (40—20 мм) гальку. Вещественный состав разнообразен, зависит от состава материнских горных пород.

Щебень — грубообломочная несцементированная порода. В отличие от гальки обломки неокатанны, угловаты.

Гравий — грубообломочная несцементированная порода. Состоит из окатанных обломков размером от 20 до 2 мм. По размерам обломков подразделяется на крупный (20—4 мм) и мелкий (4—2 мм) гравий. Вещественный состав разнообразен, зависит от состава материнских горных пород.

Дресва — глубообломочная несцементированная порода. В отличие от гравия обломки неокатанны, угловаты.

Все несцементированные грубообломочные породы используются как строительный материал.

Конгломерат — грубообломочная сцементированная порода. Состоит из окатанных обломков, скрепленных цементирующим веществом (*см. рис. 37, цв. вкл.*). По размеру обломков конгломераты подразделяются на валунные (200 мм), галечные (200—20 мм) и гравийные (20—2 мм). Последняя разновидность носит название **гравелит**. Вещественный состав: состав гальки зависит от состава материнских горных пород; состав цемента — известковый, кремнистый, железистый, фосфатный, глинистый, песчанистый. Окраска неоднородная, обычно пестрая. Структура псефитовая, текстура массивная (плотная) или слоистая.

Диагностика. Отличительным признаком породы является ее текстура, т.е. наличие хорошо окатанных обломков.

Практическое значение — строительный материал, иногда с конгломератами связаны месторождения золота, меди и других металлов.

Брекчия — грубообломочная сцементированная порода (*рис. 39, цв. вкл.*). В отличие от конгломерата состоит из угловатых, неокатанных обломков. По размеру обломков выделяют глыбовые брекчии (200 мм) и собственно брекчии (200—2 мм). Вещественный состав обломков и цемента, их окраска — самые разнообразные. Структура псефитовая; текстура, как правило, массивная, иногда — слоистая.

Диагностика. Отличительным признаком породы является ее текстура, т.е. наличие неокатанных (угловатых) форм обломков.

Практическое значение — строительный материал, иногда для них характерна высокая концентрация фосфора, реже урана и редких земель.

Песчаник — среднеобломочная сцементированная порода, состоящая из обломочных зерен размерам 2—0,1 мм. По размеру обломков песчаники классифицируются аналогично пескам. Вещественный состав: обломочный материал — кварц, полевые шпаты, слюды; цемент — опаловый, гипсовый, глинистый, мергелистый, известковый, халцедоновый. В зависимости от минерального состава различают олигомиктовые, полимиктовые, аркозовые, граувакковые, кварцевые, глауконитовые, слюдистые и другие песчаники. Структура псаммитовая, текстура слоистая, реже — массивная.

Диагностика. Мелкообломочный характер, преимущественно высокая крепость — главные отличительные особенности песчаника вообще. Разновидности определяются по минеральному составу обломков и цемента.

Практическое значение — строительный, огнеупорный, абразивный материал. С грубозернистыми песчаниками (кварцевыми, аркозовыми, глауконитовыми) иногда ассоциируют небогатые оксидные и карбонатные марганцевые руды. Суммарное содержание оксидов Mn достигает 10—20 %. Наличие битуминозных песчаников — один из признаков нефтеносности района.

Алевролит — мелкообломочная сцементированная порода, состоящая из зерен размером 0,1—0,01 мм, скрепленных между собой цементирующим веществам. Вещественный состав: обломки различных минералов (аналогично алевритам), цемент известковый или кремнистый. Окраска от серой, темно-серой до черной. Имеет тонкообломочное плотное строение с занозистым изломом, в отличие от темных глинистых пород — шероховатую на ощупь поверхность. Структура алевритовая, текстура плотная (массивная), слоистая.

Практическое значение — строительный материал.

Глинистые породы

Глина — тонкодисперсная порода, состоящая из частиц размером менее 0,01 мм и содержащая около 30 % частиц размером меньше 0,002 мм. Вещественный состав: глинистые ми-

нералы (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда), кварц, слюды, оксиды к гидроксиды железа, алюминия, карбонаты, сульфаты, фосфаты, органическое вещество. Большинство глин имеет полиминеральный состав, встречаются также мономинеральные (каолиновые, монтмориллонитовые, бентонитовые) глины. Окраска зависит от примесей: белая, желтая, красная, бурая, серая, черная. В сухом состоянии имеет пелитовую структуру, землистую (порошковатую) текстуру. Во влажном состоянии обладает свойствами липкости, пластичности, набухания, размокания.

Практическое значение — керамическое сырье, основа для производства огнеупорных изделий. Применяется также в целлюлозной, парфюмерно-косметической и других видах промышленности.

Аргиллит — плотная, твердая, камнеподобная порода, образующаяся в результате диагенеза глин. Состоит из частиц размером менее 0,01 мм. Вещественный состав смешанный или гидрослюдистый. Окраска разнообразная — темных тонов до черной. Структура пелитовая. Текстура слоистая. Для аргиллитов характерна остроугольная, тонкоплитчатая отдельность, часто с раковистым изломом. В отличие от алевролитов — мылкие на ощупь при смачивании водой, не имеют шероховатой поверхности.

Практическое значение — сырье для изготовления огнеупорных изделий.

Карбонатные породы

Известняк — порода, состоящая, в основном, из кальцита. Примеси — доломит, кремнистое вещество, песчаный и глинистый материал, битумы. Многие известняки состоят из органогенных остатков (раковин и их обломков). Окраска различная, обычно белая, светло-, реже темно-серая и черная вследствие примесей углистого вещества или битума. Структуры кристаллически-зернистые, пелитоморфные, органогенные, детритусовые. Текстуры пористые, массивные, оолитовые. Различают известняки органогенного, хемогенного, а также смешанного про-

исхождения. Отличительная особенность — бурная реакция с соляной кислотой.

Диагностика. Средняя твердость (у большинства разновидностей), неразмокаемость в воде, бурная реакция с HCl на любом участке породы.

Практическое значение — строительный материал, сырье для производства извести, цемента.

Мел — разновидность известняка смешанного, биохимического происхождения. Микрозернистая, тонкопористая порода, состоящая из мельчайших зерен кальцита и обломков скелетов, моллюсков и водорослей с примесью глинистых минералов или зерен кварца. Структура пелитоморфная, текстура — землистая.

Диагностика — см. известняк.

Практическое значение — см. известняк.

Мергель — порода, состоящая из кальцита и на 30—50 % — из глинистых частиц. Внешне мергель мало отличается от известняка, главным его признаком является реакция с соляной кислотой, после которой по поверхности мергеля остается пятно глинистых частиц. Окраска белая, светло-серая, желтоватая, зеленоватая, буроватая. Структура пелитоморфная, текстура — тонкослоистая. Характерна плитчатая отдельность.

Диагностика. Мергель обычно бурно вскипает под воздействием HCl, но в отличие от других карбонатных пород капля кислоты после реакции оставляет на его поверхности грязное пятно (нерастворимый глинистый остаток).

Практическое значение — сырье для производства цемента.

Доломит — порода, состоящая из минерала того же названия. Примеси: кальцит, магнезит, кварц, халцедон. Окраска желтовато-бурая, иногда серая с желтоватым оттенком, при большом количестве органогенного вещества — от темно-серой до черной. Структура кристаллически-зернистая. Текстура массивная, иногда — пористая, кавернозная. Внешне похож на известняк и отличается от него малой интенсивностью реакции с соляной кислотой (см. описание минерала доломита). Образуется, главным образом, хемогенным путем при выпадении из водных растворов.

Практическое значение — см. доломит.

Кремнистые породы

Диатомит — очень легкая (плотность 0,6—1,0 г/см^3) белая или светло-желтая порода, пачкающая руки, легко растирающаяся в тонкий порошок. Имеет органогенное происхождение. Вещественный состав: остатки панцирей диатомовых водорослей, сцементированные опалом. Структура органогенная, пелитоморфная. Текстура пористая, землистая. Внешне схожа с мелом, но в отличие от него не реагирует с соляной кислотой. Легко впитывает влагу, прилипает к языку.

Диагностика — см. опока.

Практическое значение — см. опока.

Трепел — порода, внешне не отличимая от диатомита, но имеющая коллоидно-химическое происхождение. Вещественный состав: микроскопические округлые частицы опала с примесью остатков диатомовых водорослей и кремневых скелетов радиолярий и губок. Окраска белая, светло-серая, желтоватая. Структура пелитоморфная, текстура пористая, плотная. Характерные особенности: низкая плотность (0,6—1,0); легко впитывает воду, в отличие от мела не реагирует с соляной кислотой.

Диагностика — см. опока.

Практическое значение — см. опока.

Опока — плотная, твердая кремнистая порода. Вещественный состав: зерна опала, остатки скелетов водорослей с примесью глинистых и песчаных частиц. Структура пелитоморфная. Текстура массивная, слоистая. Окраска белая, серая, черная. В отличие от трепела имеет большую плотность. При ударе раскалывается на мелкие остроугольные обломки с раковистым изломом. Предположительно является продуктом изменения диатомита и трепела.

Диагностика. Отсутствие вскипания с HCl — главное отличие от мела, мергеля, известняка или доломита. В отличие от глин опоки не размокают в воде. Трепел отличается от опоки большей легкостью, низкой твердостью и маркостью, а также характером излома. При ударе молотком опока раскалывается со звоном, тогда как трепел и диатомит издают глухой звук. Трепел от диатомита почти неотличим без применения микроскопа.

Практическое значение. Диатомит, трепел и опока используются как адсорбенты для очистки сиропов, соков, масел, газов, нефтепродуктов и др. (высокая пористость обусловливает способность поглощать различные коллоидные вещества из растворов). Кроме того, они служат гидравлической добавкой к портландцементу, обеспечивающей долговечность подводных железобетонных и бетонных сооружений и плотин; добавкой при изготовлении легких бетонов, керамических и теплоизоляционных изделий в смеси с вермикулитом, асбестом, минеральной ватой, обеспечивающей звуко- и теплоизоляционные свойства материала; наполнителем в производстве пластмасс, некоторых видов резины, сургуча, спичек, салфеточной бумаги, красок. Тонко размолотый диатомит — хороший полировочный материал.

С отложениями кремнистых и кремнисто-глинистых пород связаны крупнейшие месторождения марганца (Никопольский и Токмаковский марганцевые бассейны на Украине, Чиатурское в Грузии, ряд месторождений в Центральном Казахстане). В месторождениях этого типа рудные прослои содержат оолиты и конкреционные стяжения соединений марганца, погруженные в рыхлый или слабосвязанный опал-халцедоновый, глинистый или опал-глинистый цемент. Эти прослои чередуются с безрудными прослоями кремнистых пород. По простиранию рудного горизонта характер минералов марганца непостоянен: пиролюзит-псиломелановые руды сменяются манганитовыми, затем родохрозит-манганокальцитовыми со значительным содержанием глауконита.

Яшма — плотная и твердая порода, сложенная скрытокристаллическим кварцем или халцедоном. Часто содержит остатки кремнистых скелетов радиолярий. Окраска яркая: красная, красно-бурая, коричневая, фиолетовая, черная, зеленая, иногда полосчатая (*рис. 40, цв. вкл.*). Структура скрытокристаллическая. Текстура массивная, полосчатая. Образуется в результате накопления кремнистого вещества вулканического происхождения (из гидротермальных источников на дне водоемов).

Диагностика. Характерна яркая, пестрая окраска, высокая твердость породы.

Практическое значение — поделочный и декоративный камень.

Галоидные и сульфатные породы

Гипс — порода, состоящая из минерала того же названия. Структура кристаллически-зернистая. Текстура плотная или массивная. Происхождение хемогенное.

Диагностика и практическое значение — см. минерал гипс.

Каменная соль — порода, состоящая из минерала галита (*рис. 41, цв. вкл.*). Примеси: гипс, сильвин, глинистые частицы. Структура кристаллически-зернистая; текстура — массивная, тонкослоистая. Происхождение хемогенное.

Диагностика и практическое значение — см. галит.

Сильвинит — порода, состоящая преимущественно из минерала сильвина. Примеси: галит, доломит, глинистый материал. Структура и текстура аналогичны каменной соли. Происхождение хемогенное.

Диагностика и практическое значение — см. сильвин.

Железистые породы

Бурый железняк — порода, состоящая преимущественно из гидроксидов железа (лимонита) с глинистым и частично песчаным материалом (*рис. 42, цв. вкл.*). Окраска бурая с разнообразными оттенками. Структура скрытокристаллическая, пелитоморфная; текстура — землистая, пористая, оолитовая, слоистая. Образуется хемогенным путем при выпадении гидроксидов железа из водных растворов.

Диагностика — см. лимонит.

Практическое значение — железная руда.

Сидерит — порода, состоящая из минерала того называния. Структура кристаллически-зернистая, пелитоморфная. Текстура массивная.

Диагностика — см. сидерит.

Практическое значение — железная руда.

Глиноземистые породы

Боксит — порода, представляющая собой агрегатную смесь гидроксидов алюминия, глинистых минералов, хлорита, сидерита, оксидов и гидроксидов железа и др. (*см. рис. 8, цв. вкл.*). Ок-

раска красная, коричневая, серая до белой. Структура пелитоморфная, текстура — оолитовая плотная.

Диагностика — см. оксиды и гидроксиды алюминия.

Практическое значение — главный источник получения алюминия.

Марганцевые породы

Состоят преимущественно из смеси минералов: пиролюзита, манганита, псиломелана — оксидов и гидроксидов марганца. Структура пелитоморфная, кристаллически-зернистая. Текстура плотная, землистая, оолитовая. Часто мягкие, сажистые, имеют конкреционное строение. Отличительные особенности: см. оксиды и гидроксиды марганца.

Практическое значение — важнейшая марганцевая руда.

Фосфатные породы

Фосфорит — осадочная порода (песчаного, глинистого, мергелистого состава), обогащенная кальциевыми солями фосфорной кислоты (12—40 % P_2O_5). Вещественный состав: преимущественно аморфные и скрытокристаллические разности апатита, примеси — кальцит, доломит, халцедон, кварц, глинистые минералы, обломочные зерна, органогенные остатки. Окраска — от серой до черной. Встречаются сплошные пластовые фосфориты и желваковые — в виде конкреций. Структура скрытокристаллическая, пелитоморфная, текстура массивная, тонкослоистая, конкреционная (*см. рис. 7, цв. вкл.*).

Практическое значение — сырье для получения фосфорных удобрений.

Каустобиолиты (углеродистые породы)

Каустобиолиты, или горючие горные породы, обогащенные углеродом, образуются органогенным путем и состоят из органических соединений. Большинство из них имеет важное практическое значение как **энергетическое и химическое сырье, а также топливо**.

Торф представляет собой рыхлую, желтую, бурую или черную породу, состоящую из ясно видимых невооруженным гла-

зом остатков моховой или травянистой растительности. Образуется при неполном перегнивании этой растительности в присутствии воды и при недостаточном притоке кислорода. По содержанию углерода (35—45 %) торф стоит на последнем месте. Структура органогенная, текстура — пористая, слоистая.

Бурый уголь представляет собой породу, в которой процесс разложения без доступа воздуха, главным образом, древесной растительности зашел значительно дальше, чем в торфе. При этом содержание углерода в буром угле увеличивается примерно до 70 %. Бурый уголь представляет собой плотную, темно-бурую или черную массу с землистым, редко раковистым изломом, обычно с матовым блеском. Черта темно-бурая, чем он отличается от каменного угля. Плотность 1,1—1,2 г/см^3. Структура аморфная с хорошей сохранностью фрагментов растений. Текстура однородная либо слоистая, полосчатая.

Каменный уголь является результатом еще большего разложения без доступа воздуха древесных остатков. Содержание углерода в нем возрастает до 82 %. Состоит из аморфной гелифицированной массы с характерными элементами углей: спорами, пыльцой, смоляными телами, фрагментами лигнина, целлюлозных растительных тканей. Порода черная, более плотная, чем бурый уголь, с землистым или раковистым изломом, обычно с матовым блеском и черной чертой. Пачкает руки. Плотность 1,2 г/см^3.

Сапропелит — порода, состоящая преимущественно из остатков водорослей. Содержит углеродистые соединения с примесью минеральных веществ; отмечается высокое содержание водорода (до 7—8 %), летучих веществ, представленных углеводородами, углекислым газом, водой, сероводородом (30—70 %). Окраска темно-коричневая, черта темно-бурая. Структура аморфная. Текстура плотная, землистая или слоистая.

Горючий сланец — порода смешанного обломочного и органогенного происхождения. Образуется на дне бассейнов при одновременном осаждении глинистых частиц и тонкого органического ила. Вещественный состав: представляет собой породу типа мергеля или аргиллита, пропитанную органическими би-

туминозными веществами — продуктами разложения одноклеточных водорослей. Окраска светло-каштановая, темно-серая, черная. Плотность 1,4—2,7 г/см^3. Характерна плитчатая отдельность. Структура пелитоморфная, текстура тонкослоистая, сланцеватая; легко воспламеняется, при горении выделяет запах битума.

3.4. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфические горные породы возникают в результате преобразования ранее существовавших осадочных, магматических, а также метаморфических пород, происходящего в земной коре под воздействием эндогенных процессов. Эти преобразования протекают в твердом состоянии и выражаются в изменении минерального, а иногда и химического состава, структуры и текстуры пород.

Метаморфизм происходит под воздействием высокой температуры и давления, а также вследствие привноса и выноса вещества высокотемпературными растворами и газами.

3.4.1. Классификация, вещественный состав, строение и формы залегания

Классификация метаморфических горных пород основана на их генезисе, т.е. связана с типом метаморфизма, в результате которого образовалась порода. Типы метаморфизма выделяются по преобладанию тех или иных факторов, воздействующих на горные породы. Рассмотрим основные типы метаморфизма.

1. **Региональный метаморфизм** — наиболее распространенный и важный тип метаморфизма, поскольку охватывает огромные площади. Он проявляется в условиях, когда отдельные участки земной коры испытывают погружение, в результате которого горные породы перемещаются из верхних горизонтов земной коры в более глубокие. Основными факторами метаморфизма

такого типа являются петростатическое давление от массы вышележащих горных пород и температура, повышение которой с глубиной обусловлено геотермическим градиентом. Среди пород регионального метаморфизма в зависимости от глубины протекания процесса, а следовательно, и глубины происходящих преобразований выделяются породы верхней (**эпизоны**), средней (**мезозоны**) и нижней (**катазоны**) зон метаморфизма.

2. **Контактовый метаморфизм** — проявляется на контактах магматических расплавов, внедряющихся в земную кору, с вмещающими породами. Вблизи контакта образуется ореол метаморфических пород, причем изменению подвергаются как вмещающие породы (**экзоконтактовый** метаморфизм), так и краевые части самого магматического тела (**эндоконтактовый** метаморфизм). Основные причины изменения горных пород в зонах контактов, или основные факторы контактового метаморфизма, — температура, возрастающая благодаря тепловому воздействию магматических масс на вмещающие породы, и химически активные газовые и жидкие растворы, выделяемые магматическими расплавами. Роль давления здесь второстепенна. Среди контактово-метаморфических пород в зависимости от того, сводится ли процесс к чисто термальному воздействию, т.е. идет без изменения химического состава, или сопровождается его изменением в результате привноса и выноса отдельных компонентов, выделяются соответственно породы собственно контактово-метаморфические и контактово-метасоматические. Упрощенная классификация метаморфических пород приведена в табл. 3.4

Вещественный состав и строение метаморфических горных пород. Главнейшее отличие метаморфических горных пород от осадочных и магматических в том, что в **их состав могут входить только кристаллы минералов.** Это является следствием механизма их образования, связанного с перекристаллизацией всех вещественных составляющих исходных пород.

Метаморфические породы состоят лишь из минералов, устойчивых в условиях высоких температур и давления. Эти минералы можно разделить на две группы:

Таблица 3.4

Классификация метаморфических горных пород

Тип метаморфизма	Зоны метаморфизма	Породы
Региональный	Верхняя (эпизона)	Филлиты, зеленые сланцы: хлоритовые, тальковые
	Средняя (мезозона)	Кристаллические сланцы: серицитовые, слюдяные, графитовые; амфиболиты, мраморы, кварциты, железистые кварциты
	Нижняя (катазона)	Гнейсы, кварциты, мраморы
Контактовый	Собственно контактовый метаморфизм	Роговики
	Контактовый метасоматоз	Скарны, грейзены, серпентиниты
Динамометаморфизм	—	Тектонические брекчии, милониты

1) большинство минералов магматических пород — **реликтовые минералы,** унаследованные от исходных пород: кварц, полевые шпаты, пироксены, оливин, амфиболы, слюды, а также характерный минерал осадочных горных пород — кальцит;

2) минералы **собственно метаморфического происхождения — типоморфные**, т. е. типичные только для метаморфических пород: тальк, хлорит, эпидот, гранаты, серпентин, магнетит, гематит, серицит, графит.

Наличие этих типоморфных минералов — важнейший диагностический признак метаморфических горных пород.

Ассоциации минералов, возникшие в определенных термодинамических условиях, образуют **минеральные фации** метаморфических горных пород. Минеральные фации соответствуют разным зонам метаморфизма: верхней, средней и низшей. Например, **фация зеленых сланцев** объединяет породы верхней зоны метаморфизма — филлиты, зеленые, кремнистые и хлори-

товые сланцы. Типоморфные минералы этой фации — хлорит, актинолит, эпидот, альбит, серицит, кальцит. Важнейшим (критическим) минералом является актинолит.

Амфиболитовая фация соответствует, в основном, средней зоне метаморфизма. К ней относятся амфиболиты, гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы. Типичные минералы фации — роговая обманка, пироксен.

Гранулитовая и эклогитовая фации связаны с нижней зоной метаморфизма — зоной катагенеза. Для них свойственны оливин, шпинель, пироксены, гранаты (пироп и альмандин) и др.

Структуры метаморфических пород всегда **полнокристаллические** и носят название **кристаллобластовые** («бластез» — процесс перекристаллизации минералов в твердой среде). Кристаллобластовые структуры метаморфических пород подразделяют в зависимости от преобладающей формы минеральных зерен. Среди них выделяют следующие структуры (рис. 3.12):

а) **гранобластовые** — порода состоит из зерен минералов изометричной, более или менее округлой формы (например, зерна оливина, кварца; кальцита, гранатов, магнетита);

б) **лепидобластовые** — порода состоит из зерен минералов листоватой, чешуйчатой или пластинчатой формы (например, зерна талька, хлорита, серицита, слюды, графита);

в) **нематобластовые** — в породе преобладают зерна минералов игольчатой и призматической формы (роговая обманка, эпидот);

г) **порфиробластовые** — в породе отдельные минералы, благодаря их большой кристаллизационной силе, образуют сравнительно крупные выделения.

Если в горной породе присутствуют кристаллические зерна различной формы, то выделяют переходные виды структур, например **лепидогранo-** и **нематогранобластовые.**

Текстурные особенности относятся к числу важнейших отличительных признаков метаморфических пород. Характерная особенность текстур пород регионального метаморфизма — **их анизотропность**, проявляющаяся в субпараллельной ориен-

тировке удлиненных и уплощенных зерен минералов и обусловленная ориентирующим воздействием на породы одностороннего давления. Для пород регионального метаморфизма наиболее свойственны следующие текстуры (рис. 3.12):

1) **сланцеватая** — при параллельной ориентировке чешуйчатых и удлиненных зерен, вследствие чего порода расслаивается на тонкие «плитки»;

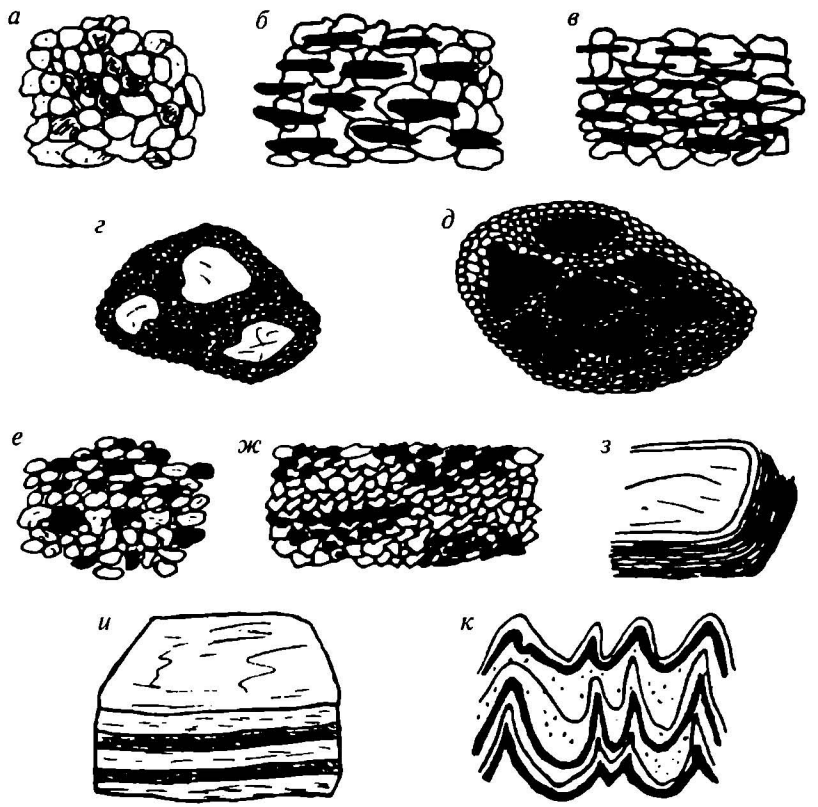


Рис. 3.12. Наиболее характерные структуры и текстуры метаморфических горных пород:
структуры: *а* — гранобластовая, *б* — лепидогранобластовая, *в* — нематогранобластовая, *г* — порфиробластовая, *д* — катакластическая; текстуры: *е* — массивная, *ж* — гнейсовая, *з* — сланцеватая, *и* — линейная, *к* — плойчатая

2) **полосчатая** — при параллельной ориентировке полос различного минерального состава;

3) **гнейсовая** — при параллельном чередовании линзообразных обособлений светлых и темных минералов;

4) **плойчатая** — если минеральная масса породы интенсивно смята в мелкие складки.

В случае равномерного, неупорядоченного расположения минеральных зерен в пространстве порода характеризуется **массивной** текстурой. Такая текстура свойственна большинству пород контактового метаморфизма, а также некоторым породам регионального метаморфизма.

Важной текстурной особенностью метаморфических пород является **кливаж**, т.е. способность породы раскалываться вдоль параллельных плоскостей вторичного «тектонического» происхождения. Различают **кливаж течения** и **кливаж скольжения.** Кливаж течения возникает в результате дифференциальных движений при пластическом деформировании породы по системе параллельных плоскостей, что приводит к параллельному расположению пластинчатых (слюда, хлорит) и таблитчатых (дистен и др.) минералов, а также параллельному расположению спайности в этих минералах.

Кливаж скольжения не зависит от внутренней структуры горной породы и сходен с трещиноватостью сколового типа. В породах, образовавшихся при метаморфизме осадочных пород, иногда выделяется **кливаж напластования**, или сланцеватость напластований, когда кливажные поверхности совпадают или параллельны напластованию в толщах пород.

Формы залегания метаморфических пород в большинстве случаев наследуются от «материнских» (исходных) пород. Исключение составляют формы залегания контактово-метаморфических пород, представленные контактовыми ореолами. Мощность контактовых ореолов зависит от многих причин и изменяется в широких пределах. Часто контактово-метаморфические породы развиваются на существенном удалении от интрузивного массива — вдоль зон тектонических нарушений или слоистости вмещающих пород.

3.4.2. Описание наиболее распространенных метаморфических горных пород[*]

Регионально-метаморфические породы

Филлит — порода эпизоны, образующаяся при метаморфизме глин и аргиллитов. Главные минералы — серицит, хлорит, кварц, часто встречаются кальцит, доломит, графит. Окраска светло-серая, бледно-зеленая, темно-серая, черная. Структура скрытокристаллическая, текстура сланцеватая, тонкослоистая. В отличие от аргиллитов на плоскостях сланцеватости отмечается шелковистый блеск за счет развития тонких чешуек серицита.

Диагностика. Важнейшее отличие филлитов от аргиллитов и глинистых сланцев — характерный шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости.

Практическое значение. В толщах филлитов весьма распространены маломощные согласные, четковидные прожилки, линзы и гнезда кварца (реже — секущие кварцевые жилы); отмечается захватывающая большие площади пиритизация филлитов (наличие в них рассеянной вкрапленности пирита). С этими явлениями связана золотоносность филлитов, являющаяся источником формирования богатых россыпей, из которых добываются значительные количества золота (бассейны рек Витима и Алдана). Кроме того, филлиты используются как строительный материал (кровельные сланцы).

Хлоритовый сланец — порода эпизоны, образуется при перекристаллизации основных магматических пород. Главные минералы — хлорит и кальцит; второстепенные — кварц, тальк, слюды. Окраска темно-зеленая. Структура тонко-, среднезернистая, лепидобластовая. Текстура сланцеватая, полосчатая.

Диагностика. По минеральному составу и форме залегания.

Практическое значение — вмещающая порода некоторых рудных месторождений.

---

[*] Описание приведено для пород, изучаемых студентами горных специальностей.

Тальковый сланец — порода эпизоны, возникающая в результате перекристаллизации основных магматических пород. Главный минерал — тальк; второстепенные — кварц, карбонаты, эпидот, хлорит, серицит. Окраска белая, серая, зеленоватая. Структура тонко-, среднезернистая; текстура лепидобластовая, сланцеватая, полосчатая. Отличительные особенности: очень мягкая, жирная на ощупь порода.

Диагностика. По минеральному составу и форме залегания.

Практическое значение — ценный огне- и кислотоупорный материал, сырье для медицинской, резиновой промышленности.

Кристаллические сланцы — глубокометаморфизованные сланцеватые породы мезозоны. Главные минералы — кварц, слюды; второстепенные — гранат, роговая обманка, кальцит, графит. В зависимости от минерального состава различают биотитовый, мусковитовый, двуслюдяной (биотит-мусковитовый, гранат-биотитовый), известковый, графитовый сланцы. Окраска, в основном, серая, варьирует в широких пределах в зависимости от соотношения светлых и темных минералов. Структура лепидограно-, грано-, порфиробластовая. Текстура полосчатая, сланцеватая, часто — плойчатая.

Диагностика. По минеральному составу и форме залегания.

Практическое значение — вмещающая порода рудных жильных месторождений.

Амфиболит — порода мезозоны, возникающая за счет изменения основных и средних магматических, а также некоторых осадочных пород. Главные минералы — роговая обманка, плагиоклаз; второстепенные — кварц, кальцит, гранат, биотит. Окраска темно-серая до черной с зеленоватым оттенком или темно-зеленая. Структура гранобластовая. Текстура полосчатая, сланцеватая, иногда массивная.

Диагностика. По минеральному составу и форме залегания.

Практическое значение — декоративный камень. На Урале с ортоамфиболитами связаны месторождения титана, ильменита и рутила.

Мрамор — порода эпи-, ката- и мезозоны метаморфизма, возникает за счет перекристаллизации карбонатных осадочных пород — известняков (*рис. 43, цв. вкл.*).

Главный минерал — кальцит; второстепенные — магнезит, доломит, график. Окраска разнообразная. Структура гранобластовая, текстура массивная. От известняков отличается структурой и текстурой.

Диагностика. Отличается от известняков: кристаллически-зернистым строением, отсутствием остатков фауны, ассоциацией минералов-примесей, свойственных метаморфическим породам. Отличие кальцитовых мраморов от доломитовых — см. минералы кальцит и доломит.

Практическое значение — ценный облицовочный материал.

Кварцит — порода эпи-, мезо- и катазоны метаморфизма, возникает за счет перекристаллизации кварцевых песчаников (*рис. 44, цв. вкл.*). Главный минерал — кварц; второстепенные — серицит, биотит, гематит, гранат и др. Окраска разнообразная: серая, розоватая, красно-коричневая. Структура гранобластовая, обычно мелкозернистая. Текстура массивная, иногда полосчатая.

Диагностика. От песчаника отличается более высокой твердостью, отсутствием структуры обломочных пород (различить песчинки и цемент невозможно) и характером излома. Порода раскалывается как одно целое, тогда как в песчаниках раскол происходит по границам зерен кварца.

Практическое значение — сырье для производства огнеупорного кирпича, облицовочный материал.

Железистый кварцит — разновидность кварцита, содержащая мелкую вкрапленность гематита и магнетита (*рис. 45, цв. вкл.*). Главные минералы — гематит, магнетит, кварц. Структура гранобластовая, мелкозернистая. Текстура полосчатая.

Диагностика — см. гематит.

Практическое значение — важнейшая железная руда.

Гнейс — глубокометаморфизованная порода катазоны, образующаяся при метаморфизме осадочных (песчанистых, глинистых) и магматических (кислых, средних) пород. Главные минералы — полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), кварц; второстепенные — биотит, роговая обманка, пироксен,

гранат, графит. Структура грано-, лепидогранобластовая. Текстура полосчатая, гнейсовая, плойчатая. Окраска светло-розовая, серая.

Диагностика. От кристаллических сланцев отличается по минеральному составу: в гнейсах обязательно присутствует полевой шпат и несколько меньшее, чем в сланцах, содержание слюды.

Практическое значение — строительный материал, вмещающая порода месторождений графита и некоторых рудных месторождений.

Контактово-метаморфические породы

Роговик — порода, представляющая собой измененные на контакте с интрузией песчано-глинистые образования. Минеральный состав: агрегат неразличимых на глаз выделений биотита, кварца, плагиоклаза, магнетита, роговой обманки, эпидота, турмалина и углистого вещества. Структура тонкозернистая, скрытокристаллическая, нередко порфиробластовая. Текстура слоистая, массивная. Окраска темно-серая до черной, иногда с зеленоватым оттенком либо белая, светло-серая, желтоватая.

Диагностика. Высокая прочность, раковистый излом, характерные минералы порфиробластов; нахождение в приконтактовых зонах около интрузивных тел.

Практическое значение — вмещающая порода некоторых рудных месторождений (свинцово-цинковых и медных).

Скарн — контактово-метасоматическая порода, возникающая на контакте интрузий с карбонатными вмещающими породами в результате воздействия постмагматических растворов. Главные минералы — пироксены, гранат, апатит, магнетит, кальцит, роговая обманка, эпидот, молибденит. Структура полнокристаллическая. Текстура массивная.

Диагностика. Разновидности скарна различают по главным породообразующим минералам: пироксеновый, гранатовый, пироксен-гранатовый, везувиановый и т.д.

Практическое значение — важный генетический тип месторождений многих металлических полезных ископаемых (железа, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, меди, бора, отчасти олова, бериллия и др.).

Грейзен — контактово-метасоматическая порода, образующаяся в результате переработки постмагматическими растворами гранитов или песчано-глинистых пород. Главные минералы — кварц, мусковит, лепидолит; второстепенные — флюорит, рудные минералы. Окраска белая до серой, сиреневая, розоватая. Структура полнокристаллическая, текстура массивная.

Диагностика. Определяют по особенностям минерального состава, т.е. по отсутствию или низкому содержанию полевого шпата, большой концетрации кварца, мусковита или лепидолита (или) топаза, флюорита, турмалина, а также условиям залегания.

Практическое значение — вмещающая порода редкоземельных и редкометалльных месторождений.

Серпентинит — контактово-метасоматическая порода, возникающая в результате переработки горячими водными растворами ультраосновных магматических пород. Главный минерал — серпентин; второстепенные — тальк, кальцит, асбест, хлорит, магнетит, хромит. Окраска зеленая до черной, неровная, пятнистая. Структура мелко- и среднезернистая, текстура массивная, реже полосчатая (*рис. 46, цв. вкл.*).

Диагностика. По минеральному составу, цвету и текстурным особенностям.

Практическое значение — декоративный камень, вмещающая порода месторождений асбеста, платины, золота, хрома, талька, магнезита.

Кварцит и **мрамор** аналогичны по своим свойствам кварциту и мрамору, образовавшимся в результате регионального метаморфизма, но отличаются от них полосчатой и слоистой текстурами.

3.5. ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД

3.5.1. Догеологическая и геологическая стадии развития Земли

Представления о развитии Земли основываются на анализе строения и состава горных пород, слагающих земную кору. Вместе с тем, значительный этап (около 3500 млн лет) от начала формирования Земли не оставил достоверных свидетельств своей истории развития, поэтому вся история Земли подразделяется на две главные стадии: догеологическую и геологическую.

Догеологическая стадия началась с момента образования Земли, по одной из теорий, из холодного газово-пылевого облака. По расчетам В.С. Сафронова, «зародышем» Земли стало тело диаметром 500—1000 км. 98 % своей массы Земля приобрела за 100 млн лет.

По мнению ученых, Земля сначала была однородной, однако под действием распада радиоактивных элементов — урана, тория, калия — выделялось огромное количество тепловой энергии и недра Земли разогревались. В результате начали проявляться процессы гравитационной дифференциации: более тяжелые вещества опускались вниз, а более легкие — поднимались вверх. Образовалась базальтовая земная кора. С этого момента отсчитывают геологическую историю Земли.

Когда Земля достигла значительных размеров, она смогла удерживать газовые компоненты, которые выделялись на ее поверхность из внутренних зон во время их разогрева. Так возникла земная атмосфера, состоящая первоначально из углеводородных газов, аммиака, углекислоты и свободного водорода. Данный состав атмосферы не способствовал проникновению солнечных лучей, и, по всей видимости, на Земле была изотермическая обстановка. В дальнейшем, при взаимодействии углекислоты и водорода образовались метан и водяной пар, что привело к неравномерному прогреву земной поверхности. Благодаря этому, воздушные массы пришли в движение. Кроме того, на поверхности Земли появилась вода — возникли моря и, как считают некоторые ученые, океаны.

Довольно широко распространено мнение, что Земля в начале геологической стадии развития представляла собой безбрежный океан, среди которого выступали гористые острова.

Геологическая стадия — это история формирования земной коры. Ее началом можно считать момент, когда на поверхность Земли начала активно воздействовать энергия Солнца. Эта энергия вызвала качественно новые внешние геологические процессы — **экзогенные**. Под действием их происходили физическое и химическое разрушение первичной земной коры и накопление осадков. Слои осадков превращались в толщи осадочных пород, сохраняя при этом следы физико-географической обстановки прошлого. По мере накопления осадков нижележащие слои осадочных пород под давлением вышележащих толщ и за счет воздействия внутреннего тепла Земли изменялись (процессы метаморфизма). Внутренняя теплота в глубоких частях земной коры способствовала частичному переплавлению ранее образовавшихся пород (магматические процессы).

Под действием внутренних сил, возникавших при сжатии Земли, и неравномерного распределения вещества земной коры, происходило ее движение. В свою очередь, это приводило к поднятию или погружению отдельных ее участков. Движения коры сопровождались смятием пластов горных пород в складки и возникновением в них трещин. Так формировалась земная кора. Один цикл сменялся другим, все новые и новые порции вещества мантии вовлекались в этот процесс. В итоге эволюции земной коры сформировалась современная система континентов и океанических бассейнов. Процесс развития земной коры продолжается и в настоящее время.

Чтобы разобраться в сложных сочетаниях горных пород и структурных форм земной коры, извлечь из этого практически важные сведения, необходимо уметь определять последовательность образования слагающих земную кору геологических объектов, в первую очередь горных пород.

3.5.2. Способы определения относительного возраста горных пород

Среди существующих методов определения относительного возраста наиболее распространены стратиграфический, минералого-петрографический и биостратиграфический.

Стратиграфический метод заключается в изучении взаимоотношений слоев, прослеживании горизонтов и комплексов слоев на площади и выяснении последовательности образования слоев во времени. В основе стратиграфического метода лежит положение, что более древние (ранее образовавшиеся) слои лежат, как правило, ниже более молодых, сформировавшихся позднее. Поэтому основное правило стратиграфического способа установления последовательности образования осадочных горных пород можно сформулировать так: перекрывающие слои моложе подстилающих. Если в геологических разрезах встречаются секущие тела магматических горных пород, то действует правило: секущее тело моложе тех, которые оно пересекает.

Так, на рис. 3.13 секущее тело α моложе пластов *Б* и *В*, но древнее пласта *А*. Секущее тело β — самое молодое, так как пересекает все пласты и тело α. Главный недостаток этого метода в том, что с его помощью трудно сопоставлять сильно удаленные друг от друга разрезы горных пород, а также породы, залегание которых осложнено тектоническими движениями.

Минералого-петрографический метод основан на определении относительного возраста путем сопоставления и увязывания отдельных слоев горных пород по характерным особенностям их состава и строения. Этот метод параллелизации слоев применим только в близко расположенных точках, он не надежен в удаленных друг от друга геологических разрезах. Установлено, что часто горные породы одинакового возраста имеют совершенно различный состав и, наоборот, одновозрастные слои могут различаться по минералого-петрографическому составу, что указывает на различие условий их формирования.

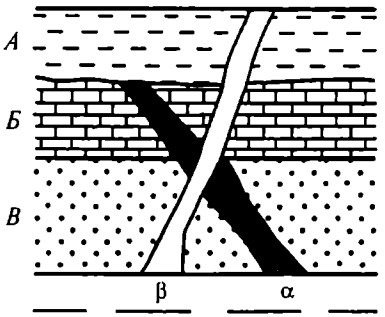


Рис. 3.13. Определение относительного возраста горных пород стратиграфическим методом (см. объяснение в тексте)

Биостратиграфические (палеонтологические) методы основаны на изучении остатков органических форм, заключенных в осадочных горных породах в виде окаменелостей и отпечатков, т.е. палеонтологических остатков, содержащихся в горных породах.

В основе этих способов лежит основное положение эволюционной теории о последовательной смене во времени неповторяющихся комплексов флоры и фауны. Органическая жизнь в ходе геологической истории развивалась постепенно — от простейших примитивных форм, остатки которых обычно заключены в наиболее древних породах, слагающих земную кору, до высокоорганизованных организмов, соответствующих по времени новейшим отложениям. Для каждого отрезка геологической истории характерен свой комплекс форм флоры и фауны. Однако, далеко не все организмы имеют одинаковое значение в установлении возраста горных пород.

Ведущая роль среди них принадлежит так называемым руководящим ископаемым (рис. 3.14). Для них должны быть характерны: 1) быстрая эволюция во времени и, следовательно, ограниченное вертикальное распространение в геологических разрезах; 2) широкое распространение по площади, а также обилие особей и их хорошая сохранность. Следует отметить, что некоторые виды животных прошли без существенных изменений через миллионы лет геологической истории и остатки их встречаются в самых различных по возрасту слоях горных пород. Они, естественно, не могут выполнять роль руководящих ископаемых.

Среди биостратиграфических важное значение имеют **микропалеонтологический метод**, основанный на изучении микроорганизмов, в первую очередь простейших, и **спорово-пыльцевой анализ,** объектом изучения которого являются микроскопические растительные остатки: наружные оболочки спор споровых растений и зерна цветочной пыльцы семенных растений. Эти растительные образования построены из чрезвычайно стойкого вещества, поэтому они хорошо сохраняются в ископаемом состоянии. Следует отметить, что и палеонтологи-

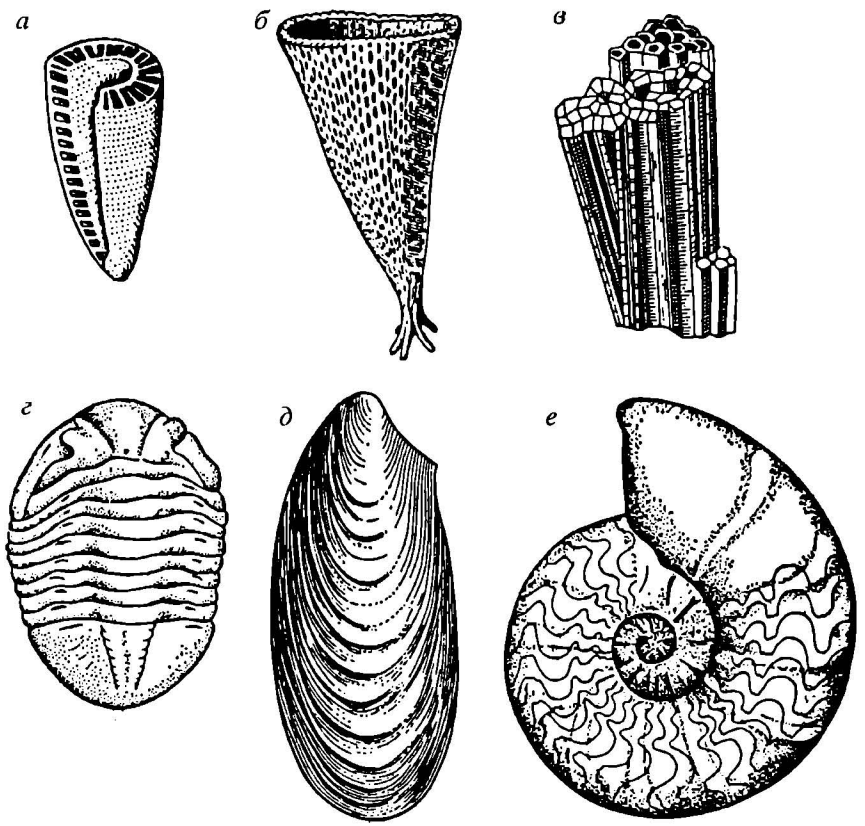


Рис. 3.14. Руководящие ископаемые:
а — археоциат (кембрий); *б* — вентрикулитес (мел); *в* — фавозитес (силур); *г* — трилобит (ордовик); *д* — иноцерамус (мел); *е* — аммонит (триас)

ческие методы не являются универсальными. При определении возраста часто возникает необходимость применения комплекса методов, однако даже в этих случаях в геологических образованиях земной коры существуют толщи, возраст которых не установлен или установлен приблизительно.

Стратиграфическая и геохронологическая шкалы. В процессе изучения земной коры геологами была разработана периодизация ее истории, созданы единая для всего земного шара **стратиграфическая** и соответствующая ей **геохронологическая шкала**.

Наименования стратиграфических и геохронологических единиц являются международными. Впервые они были утверждены на II и III сессиях Международного геологического конгресса соответственно в 1881 и 1900 гг. Приведем стратиграфические и соответствующие им геохронологические подразделения.

Стратиграфические	Геохронологические
Эонотема	Эон
Эратема	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век

Стратиграфические подразделения применяют для обозначения комплексов слоев горных пород, а соответствующие им геохронологические подразделения — для обозначения времени, в течение которого эти комплексы слоев накопились.

Эонотемы — наиболее крупные стратиграфические подразделения, образование которых происходило в течение нескольких геологических эр. В настоящее время выделяют три эонотемы: фанерозойскую (от греч. «фанерос» — явный, «зоэ» — жизнь), объединяющую палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эратемы, а также протерозойскую (от «протерос» — первичный) и архейскую (от «археос» — древнейший).

Эратемы (группы) — крупные подразделения стратиграфической шкалы, комплексы отложений, сформировавшиеся в течение одной эры. Охватывают крупные этапы развития земной коры. Границы эратем соответствуют переломным рубежам в истории органического мира. Это нашло отражение в их названиях: палеозойская (от «палеос» — древний), мезозойская (от «мезос» — средний), кайнозойская (от «кайнос» — новый).

Эратемы делятся на **системы**, объединяющие отложения, образовавшиеся в течение одного периода и различающиеся обычно семействами и отрядами органических форм. Названия систем обычно связаны с названиями тех мест, где соответствующие отложения впервые были установлены и описаны, или же с составом преобладающих пород. Так, девонская система получила название по графству Девоншир в Англии, пермская — по названию Пермской области, где эти отложения широко развиты, каменноугольная — по широкому распространению в ее отложениях каменного угля, меловая — по обилию в ней образований писчего мела и т.д. Еще более дробными подразделениями являются **отделы** и **ярусы**. Наряду с международной шкалой, широко используются вспомогательные, местные стратиграфические подразделения — **серии, свиты, пачки**.

Для удобства пользования геохронологической шкалой каждому подразделению присвоены свои цвет и оттенок. Это облегчает составление и чтение геологических карт, разрезов и др. Например, юрские отложения окрашиваются в синий, меловые — в зеленый цвет и т.д. (*рис. 47, цв. вкл.*).

3.5.3. Методы определения изотопного возраста горных пород

Попытки обосновать длительность существования Земли или отдельных этапов ее истории в абсолютных цифрах делались давно и неоднократно. В основу их были положены различные астрономические данные: проводились определения

времени образования земной коры на основе подсчета количества солей, содержащихся в водах океана (Джоли); определялась также длительность в абсолютных цифрах четвертичного периода путем подсчета количества годичных слоев в «ленточных глинах» — отложениях, образовавшихся в ледниковых озерах и характеризующихся чередованием алевритов и глин, отлагавшихся в озере зимой (де Геер). Эти попытки не дали хороших результатов, так как основывались на сомнительных предположениях и не учитывали всей сложности происходящих на Земле процессов. В отдельных случаях они позволяли получить только частные решения, применимые лишь для очень короткого времени в истории развития Земли.

С открытием процесса естественной радиоактивности появилась возможность разработки методов изотопной геохронологии, которые быстро завоевали признание и в настоящее время широко используются в геологии для определения возраста горных пород и минералов, а следовательно, для датировки возраста вмещающих пластов.

Сущность ***геохронологических методов*** заключается в определении в минералах радиоактивных элементов и конечных продуктов их распада. Так как скорость распада радиоактивных элементов известна и, как доказано экспериментально, остается постоянной при любых условиях, то, располагая данными о количестве в минерале оставшегося радиоактивного элемента и о количестве выделившихся продуктов распада, можно подсчитать, сколько времени существует этот материал. Таким путем датируется время образования всей горной породы, из состава которой выделен минерал с радиоактивными элементами.

Для определения изотопного возраста используются различные типы радиоактивного распада: **распад урана**, дающий в виде конечных продуктов гелий и свинец; **распад тория** с теми же конечными продуктами; **распад радиоактивного калия** (^{40}K), превращающегося в аргон или кальций (^{40}Ca); **распад рубидия** (^{87}Rb), приводящий к образованию стронция (^{87}Sr); **рас-**

пад рения (^{187}Re) с превращением его в осмий (^{187}Os) и, наконец, **распад** радиоактивного изотопа **углерода** (^{14}C).

Наиболее надежным из всех методов является **уран-свинцовый**, основанный на радиоактивном распаде урана и тория. Преимущество его перед другими состоит в наиболее точно установленной постоянной радиоактивного распада, а также в том, что возраст может быть определен независимо по трем радиогенным изотопам свинца (^{206}Pb, ^{207}Pb и ^{208}Pb), являющимся, соответственно, конечными продуктами процессов распада ^{238}U, ^{235}U и ^{232}Th. Совпадение результатов, полученных по этим изотопам, может служить надежным критерием их достоверности. Однако, уран-свинцовый метод определения возраста применим только для датировки возраста магматических пород, содержащих уран, торий и свинец. В этом отношении он уступает аргоновому и стронциевому методам, позволяющим определять возраст осадочных пород.

Аргоновый метод основан на учете радиоактивного распада изотопа ^{40}K, присутствующего в незначительном количестве (0,0122 %) в природном калии. Как известно, калиевые минералы широко распространены в земной коре и входят в состав многих осадочных пород. При распаде ^{40}K около 12 % его превращается в аргон, количество которого в минералах определяется путем газового объемного анализа. Возраст минералов, определенный аргоновым методом, может быть проконтролирован **стронциевым методом**. Этот метод использует радиоактивный распад изотопа рубидия ^{87}Rb.

Углеродный метод — используется для определения возраста наиболее молодых (четвертичных) отложений и в археологии. Это связано с тем, что период полураспада радиоактивного изотопа углерода ^{14}C, на превращениях которого основан этот метод, составляет всего 5,5—6 тыс. лет, что позволяет определять только возраст пород, время образования которых не превышает 50—70 тыс. лет. Радиоактивный изотоп ^{14}C образуется в атмосфере под действием космических лучей, хорошо ус-

ваивается растениями и после их отмирания переходит в состав горных пород.

Ввиду трудностей, связанных с определением констант радиоактивного распада, а также с недостаточной сохранностью радиоактивных элементов и продуктов их распада в минералах, геохронологические методы не могут претендовать на большую точность. Допускаемые ими погрешности могут достигать 5—10 % измеряемой величины.

Применение геохронологических методов позволило определить изотопный возраст многих древнейших пород земной коры и придти к выводу, что формирование земной коры началось 3,6—4,5 млрд лет назад. Следует отметить, что на всех континентах нашей планеты установлены породы, возраст которых варьирует от 3,8 до 3,6 млрд лет. Между тем, возраст древних пород Луны достигает 4,5 млрд лет. Если допустить общность процессов образования планет земной группы, то приходится констатировать, что на Земле пока не установлены породы, имеющие возраст от 4,5 до 3,8 млрд лет. Возможно, что они находятся на все еще недоступных для изучения глубинах или существенно переработаны последующими геологическими процессами. Возраст Земли как планеты оценивается в 6,5—7 млрд лет.

3.5.4. Краткая геологическая история развития земной коры

Докембрий — древнейшие толщи земной коры; подразделяют на архейскую и протерозойскую акротемы. В докембрии зародилась жизнь, возникла кислородная атмосфера, но отсутствовала скелетная фауна. О растительности раннего докембрия свидетельствуют остатки водорослевых построек (в виде строматолитов). На уровне 2—2,5 млрд лет появляются следы жиз-

недеятельности животных, а в позднем докембрии — первые их остатки. С отложениями докембрия связаны богатейшие месторождения железных, марганцевых и медных руд, золота, урана, полиметаллов.

Описывая самый ранний этап развития Земли, академик А.Г. Вологдин отмечал, что тогда не было ни свободного кислорода, ни жизни. Запаса воды было меньше, чем сейчас. Атмосфера состояла из обильных паров воды, углекислоты, аммиака, метана, водорода и других газов. Это было время бурной перестройки молодой земной коры, интенсивных проявлений вулканизма и магматизма. Первичные осадочные породы преобразовались под влиянием давления и повышенных температур, возникали складчатые системы. В атмосфере и на земной поверхности протекали только химические процессы, которые привели к возникновению первичных белковых соединений. В процессе их эволюции возникла простейшая и примитивная жизнь. Материалистическую теорию возникновения жизни на Земле разработал академик А.И.Опарин.

Палеозойская эра сложена осадочными горными породами, в меньшей мере метаморфическими и магматическими. В осадочных породах палеозоя сохранились довольно обильные остатки органических форм: из растений, главным образом, остатки водорослей, папоротников, хвощей и плауновых; из животных наибольшего расцвета достигли трилобиты и брахиоподы. В палеозойских породах находят останки панцирных рыб, амфибий и звероподобных рептилий.

Богатство органических остатков в палеозойских отложениях позволило выделить в ней шесть систем. В **кембрийской системе** различают три отдела — нижний, средний и верхний. В ордовикской, девонской и каменноугольной системах также различают по три отдела, в силурийской и пермской — по два.

Мезозойская эра представлена, главным образом, осадочными горными породами. Роль метаморфических горных пород здесь еще меньше, чем в палеозое. В мезозойскую эру достигли

расцвета рептилии (плавающие, летающие, звероподобные), а в конце эры появились первые млекопитающие (сумчатые). В растительном мире господствовали голосемянные (пальмы и хвойные), вытеснившие на второй план тайнобрачные растения. Из беспозвоночных животных для мезозоя характерны моллюски, а среди них — белемниты и особенно аммониты. В составе мезозоя выделяют триасовую, юрскую и меловую системы. В свою очередь, в триасе и юре выделяют по три отдела, меловая система подразделяется на два отдела.

Кайнозойская эра сложена, в основном, слабоизмененными осадочными породами, которые в обилии содержат хорошо сохранившиеся отпечатки и окаменелости органических форм. В органическом мире господствующее положение занимают млекопитающие; животные и растения близки к современным. В начале антропогена появляются первые примитивные люди.

В составе кайнозойской группы различают: палеогеновую, неогеновую, четвертичную, или антропогеновую, системы. В свою очередь, палеогеновые отложения подразделяются на нижне-, средне- и верхнепалеогеновые. Неогеновые отложения подразделяются на нижне- и верхненеогеновые. Четвертичные отложения подразделяются на четыре звена (Q_I — Q_{IV}). Кайнозойская эра характеризуется интенсивными горообразовательными движениями (альпийская складчатость), обусловившими возникновение высочайших горных цепей по периферии Тихого океана, на юге Европы и в Азии.

ГЛАВА 4

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Эндогенные процессы протекают внутри земного шара и подчиняются внутренним силам Земли. Они мало зависят от внешних условий. Это очень сложные и разнообразные процессы, вызывающие различные движения земной коры (например, тектонические). С ними связаны процессы, приводящие к неоднородностям состава пород, их распределения по площади и условий залегания. К эндогенным процессам относятся: медленные колебательные тектонические движения земной коры, вызывающие поднятия и опускания ее различных участков; тектонические движения земной коры, вызывающие складчатые и разрывные нарушения горных пород; тектонические движения, сопровождающиеся горообразованием; магматизм, метаморфизм; землетрясения и др.

Минеральные системы, порождаемые эндогенными процессами, как правило, отличаются более низким энергетическим уровнем, чем исходные. Поэтому эндогенные превращения вещества совершаются, в основном, с выделением тепла — по экзотермической схеме. Так обстоит дело не только при образовании магматических расплавов и их кристаллизации, но и при метаморфизме и тектонических процессах.

Большинство эндогенных процессов направлено на смешение, гомогенизацию вещества земной коры. Такая тенденция обусловлена условиями протекания эндогенных процессов (высокими температурами и давлением), в которых сильно возрастает смесимость различных веществ. Наибольшая смесимость компонентов имеет место в природных магматических расплавах.

Следует иметь в виду, что эндогенные процессы тесно связаны и только всестороннее их изучение может привести к пониманию закономерностей их проявления и развития. Изучение истории развития земной коры показало, что со времени ее зарождения в ней неоднократно возникали подвижные области (геосинклинали), в которых происходили интенсивное прогибание и накопление мощных толщ морских осадков, из которых

затем формировались осадочные породы. В последующие этапы развития этих площадей здесь происходили различные деформации, приведшие к складкообразованию, перемещению отдельных блоков земной коры относительно друг друга, формированию горных массивов, возникновению разрывов. Все это сопровождалось интенсивным магматизмом, метаморфизмом и другими эндогенными процессами.

Формы, созданные эндогенными силами, в свою очередь, подвергаются действию экзогенных сил. Возвышенности размываются реками, развеваются ветрами; у подножия возвышенностей накапливаются мощные пролювиально-делювиальные шлейфы, впадины заполняются осадками, берега впадин размываются волнами. Эндогенные силы создают предпосылки для расчленения и усложнения рельефа земной поверхности, а экзогенные силы в конечном итоге денудируют, т.е. выравнивают, поверхность Земли. Во взаимодействии экзогенных и эндогенных процессов происходит развитие земной коры и ее поверхности.

4.1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора находится в состоянии движения. Об этом можно судить по изменениям высотного положения поверхности материков, вызывающим трансгрессии и регрессии морей, смену эрозионных циклов, образование речных террас и т.д. Весьма наглядным и убедительным доказательством движений земной коры служат разнообразные нарушения первоначального залегания горных пород, например, смятие их в складки, разрывы трещинами на отдельные блоки и т.д.

Движения земной коры, вызывающие изменения высотного положения и нарушения первоначального залегания горных пород, называются **тектоническими движениями**. Новые условия и формы залегания, возникающие в результате тектонических движений, называются соответственно тектоническими условиями и формами.

Всесторонним изучением тектонических движений, тектонических форм и условий залегания горных пород занимается геологическая наука **геотектоника.**

Тектонические движения необычайно многообразны по формам проявления во времени и пространстве, направленности и интенсивности, поэтому классифицировать их достаточно сложно. В последние годы учеными предложен ряд классификаций тектонических движений. Так, по направлению перемещения выделяют существенно **вертикальные (радиальные)** и существенно **горизонтальные (тангенциальные)** тектонические движения. По масштабам проявления их делят на **поверхностные**, связанные с процессами, протекающими в осадочном чехле, **коровые**, охватывающие весь объем земной коры, и **глубинные**, обусловленные процессами в верхней мантии. Эти, основные типы движений, в свою очередь, делят на более мелкие группы. В.В. Белоусов выделяет среди тектонических движений внутрикоровые (складчатые и разрывные), охватывающие отдельные блоки земной коры, и общекоровые, или глубинные (колебательные и разрывные), проявляющиеся в пределах земной коры в целом. По своей направленности тектонические движения делятся на **колебательные (эпейрогенические)** и **дислокационные.**

4.1.1. Колебательные тектонические движения

Под колебательными тектоническими движениями понимаются медленные вековые поднятия и опускания земной коры. Часто эти движения называют эпейрогеническими (от греч. «эпейрогенез» — рождение материков). По своей направленности колебательные движения относятся к существенно вертикальным, а по масштабам проявления — к общекоровым, или глубинным.

Приведем главнейшие особенности колебательных движений земной коры.

1. Их универсальность в пространстве и во времени. По образному выражению акад. Н.М. Страхова, «нет такого участка земной коры для любого отрезка времени, как бы краток он ни

был, который находился бы вне той или иной формы колебательных движений, восходящих или нисходящих». Проявляясь во всех частях земного шара, колебательные движения могут различаться по площади распространения и длительности развития. Движения, различные по масштабу проявления во времени и пространстве, обычно накладываются друг на друга, что, в целом, создает сложную картину колебательных движений земной коры.

2. Обратимость — выражается в том, что для каждого участка земной коры времена поднятий могут сменяться временами опусканий, причем смена знака колебательных движений может повторяться многократно.

3. Колебательные движения в большинстве случаев не приводят к существенным изменениям первоначального залегания горных пород и потому не влияют на прочность и долговечность инженерных сооружений.

По времени своего проявления колебательные движения земной коры подразделяются на современные, новейшие и движения прошлых геологических эпох, или древние тектонические движения.

Непосредственно колебательные движения наблюдать нельзя, так как амплитуда их очень мала (не более нескольких миллиметров в год). Результаты движения можно обнаружить только спустя некоторое время. Поэтому для изучения каждого вида движений используют различные методы.

Современные движения. К ним относятся движения, проявившиеся в исторический период, т.е. на памяти человечества, и продолжающиеся до настоящего времени. Отличительной чертой современных колебательных движений является их дифференцированный характер, выражающийся в том, что одновременно одни участки земной коры испытывают погружения (опускания), а другие — поднятия.

Современные колебательные движения изучаются преимущественно с помощью **исторических и геодезических** (инструментальных) методов.

Исторический метод предусматривает наблюдения за положением различных инженерных сооружений по отношению к уровню морей и озер, а также изучение археологических и графических документов, указывающих на изменение во времени той или иной береговой линии и пр. Часто он дополняется водомерными наблюдениями, т.е. инструментальными определениями за положением уровня моря по отношению к постоянным реперам (футштокам), что позволяет количественно оценивать имеющие место поднятия или опускания. Приведем некоторые примеры.

На берегу Средиземного моря в Неаполитанском заливе в районе г. Поццуоли имеются три 12-метровые мраморные колонны древнего храма Сераписа, затопленные водой более чем на 2 м. Храм был построен за два века до нашей эры. В XIV—XV вв. в результате медленного опускания его колонны погрузились более чем на 6 м ниже уровня моря, причем нижняя часть колонн до высоты 3,6 м была занесена морскими отложениями, слоями вулканического пепла и известковыми осадками расположенного вблизи горячего источника. Участки колонн, возвышающиеся над этими осадками, омывались морской водой и разрушались морскими животными, одни из которых прилипали к поверхности колонн, а другие высверливали себе норки внутри камня. Следы деятельности сверлящих моллюсков — литодомусов заметны и сейчас на колоннах на уровне от 3 до 6,3 м.

В XVI в. в связи с поднятием суши колонны вышли из-под воды, а в 1749 г., когда их впервые обнаружили, они находились на берегу залива, полузасыпанные песком и заросшие кустарником. Их раскопали, и очистили от морских отложений мраморный пол, на котором стоят колонны. В начале XIX в. участок берега с храмом вновь начал погружаться под воду. В 1836 г. вода подошла к основанию колонн, в 1878г. колонны были погружены на 65 см, в 1911 г. — на 188 см, а в настоящее время их фундамент находится на глубине свыше 2 м (рис. 4.1). Таким образом, в XIX и XX вв. прогибание берега у Неаполитанского залива происходило со средней скоростью 2 мм в год.

Подобные факты не единичны. В 1620 г. на берегу Ботнического залива была выстроена гавань с портовыми сооружениями для приема больших кораблей. В 1724 г. обнаружили, что древние

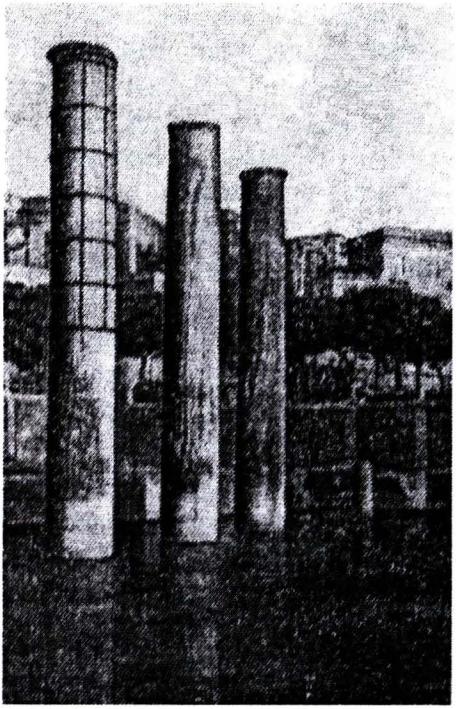


Рис. 4.1. Колонны храма Сераписа в настоящее время (фото Г.П. Горшкова)

причалы для кораблей находятся на суше, вдали от берега; это явилось результатом подъема местности.

Большая часть современных Нидерландов находится ниже уровня Северного моря. От затопления ее спасают только высокие дамбы (до 15—18 м), которые строятся и надстраиваются уже в течение почти десяти веков. Скорость опускания составляет здесь около 0,5—0,7 мм в год.

Районы Финляндии и Северной Швеции испытывают в настоящее время поднятия со скоростью около 1 см в год. В результате поднятий многие острова превратились в полуострова, города Упсала и Ситтуны, строившиеся как портовые и являвшиеся в различные времена столицей Швеции, сейчас отстоят от берега моря соответственно на 60 и 25 км.

На Новой Земле располагаются уже далеко от моря некогда построенные у уреза воды избушки рыбаков-поморов, а современный Санкт-Петербург располагается примерно на полметра выше Санкт-Петербурга времен Петра I.

О погружении или опускании отдельных участков земной коры свидетельствуют затопленные города и речные долины. Несколько столетий назад под водой оказались города южной Франции — Сорбонна, Эг Морт и др. На дне Атлантического океана четко прослеживается продолжение долины р. Конго.

О затоплении водой суши свидетельствуют также деревья и целые леса, обнаруживаемые на дне озер и морей. Так, вблизи берега Ланкашира в Атлантическом океане (Ирландское море) имеется подводный лес, опускание которого началось 3000 лет назад (по Радому). Вблизи южного берега Сегозера обнаружены затопленные пни. Один из таких пней принадлежал 115-летней сосне, причем годичные кольца этого пня на периферии были очень сближены, что свидетельствовало о ненормальных условиях роста (в связи с затоплением), т.е. об опускании берега.

Неравномерное, но строго закономерное опускание отдельных участков в связи с колебательными движениями было выявлено на о-ве Хонсю в Японии. Оказалось, что с 1896 г. по 1928 г. происходило общее опускание острова, причем наиболее сильно (до 70 мм) опустились пункты в краевых частях острова, тогда как центральные части опустились всего на несколько миллиметров. На рис. 4.2 поверхность острова в 1896 г. условно изображена прямой линией, а нижняя кривая показывает изменение поверхности в 1928 г. по отношению к прямой 1896 г. В данном случае вся площадь в течение 34 лет испытывала опускания, хотя и очень неравномерные. Однако, могут происходить изменения и в направлении движения. Это было выявлено при ряде повторных нивелирок на одном из островов Японии.

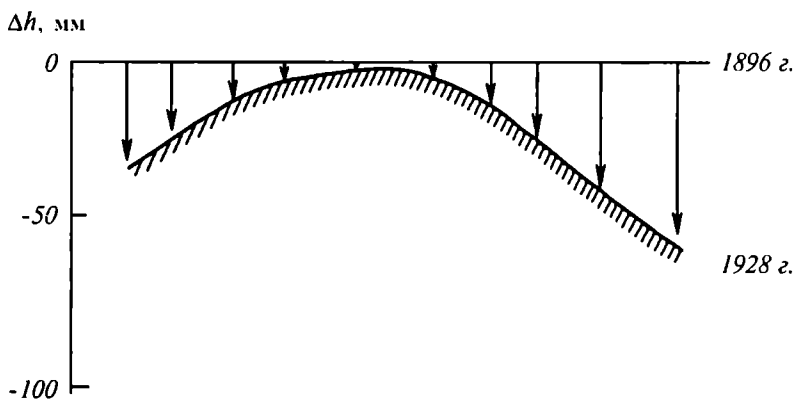


Рис. 4.2. Результаты повторного нивелирования через о. Хонсю в Японии (по Цубои)

Площадь, на которую распространяются движения определенного знака, бывает различна. Так, современным опусканием охвачены все предгорья Баварских Альп, образуя здесь своеобразную котловину. Форму ее обрисовывают линии, проведенные через пункты равных опусканий; эти линии получили название **изокатабаз** (от греч. «изое» — равный, «катабазис» — опускание). Центральные части этой «котловины» опустились за 19 лет на 60 мм, тогда как краевые — всего на 10—30 мм. Ширина области прогибания превышает 100 км.

При колебательных движениях поверхность Земли поднимается или опускается неравномерно, создаются плоские котловины или плоские возвышенности, поэтому отдельные точки изгибающейся поверхности изменяют свое положение не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении.

Геодезические методы — наиболее точные методы выявления современных колебательных движений земной коры. Так, в 1906 г. было проведено точное нивелирование вдоль Забайкальской железной дороги. Спустя 22 года нивелирование было повторено и оказалось, что на отдельных участках данные разошлись на величину от 18 до 38 см. При этом в юго-западной части Байкала, к западу от линии селений Хвойная — Кедровая все пункты оказались приподнятыми, а, наоборот, к востоку от этой линии — опущенными.

Сравнение результатов нивелирования 1920—1939 гг. с результатами 1945—1948 гг. для Европейской части России в районе между Кавказом и Москвой показало, что область к северу от направления Ростов-на-Дону — Волгоград испытала поднятие, а район Прикавказья — погружение. Среднегодовая скорость опусканий в нижнем течении р. Терек достигла 5—7 мм/год, в то время как скорость поднятия в пределах Среднерусской возвышенности достигала местами 15—20 мм/год.

Коллективом ученых составлена карта скоростей современных колебательных движений Восточной Европы, доказывающая, что скорости современных движений изменяются от 2—4

до 8—10 мм/год, наибольшими скоростями и контрастностью характеризуются движения в горных областях (Кавказ, Карпаты).

Новейшие движения — это движения, проявившиеся в неогеновое и четвертичное время. Их изучает **неотектоника.**

С новейшими тектоническими движениями связано формирование основных особенностей современного рельефа земной поверхности и новейших структурных форм (поднятий и прогибов), а также развитие процессов денудации и аккумуляции. При этом, чем интенсивнее эти движения, тем больше отражение находят они в рельефе. Так, в пределах горных сооружений складчато-глыбового характера, сформировавшихся в новейшее время (Тянь-Шань, Саяны, Алтай), горные хребты соответствуют зонам поднятий, а межгорные впадины — зонам прогибания. Связаны с ними и основные элементы рельефа равнинных областей. Например, на Русской платформе основные речные системы приурочены к областям новейших прогибов, а водораздельные хребты — к областям поднятий.

Для определения характера движений недавнего геологического прошлого, т.е. новейших движений, существуют методы, позволяющие установить, в основном, только их направленность. Количественная сторона этих движений (их скорость) определяется весьма условно. Поэтому эти методы называются качественными. Среди них выделяются: биогеографические, геоморфологические, орогидрографические и геологические.

Биогеографический метод основан на изучении площади распространения того или иного животного или растительного вида и на изучении характера изменения растительных и животных сообществ. Пространство, занятое на поверхности земного шара (на суше или в воде) каким-либо видом, родом или семейством животных и растений, получило название **ареала.** Очень часто ареалы бывают сплошные, т.е. данный вид (вместе с некоторыми другими) занимает сплошь большую территорию, но иногда наблюдаются прерывистые ареалы. Например, одни и те же виды встречаются на западе и востоке какого-либо материка

и отсутствуют в его центральной части или же в двух соседних, но совершенно разобщенных озерах встречены одни и те же растения, рыбы, отложения и т.п.

Во всех этих случаях возникает вопрос, в связи с чем произошло разобщение ареала. Решение этого вопроса часто позволяет выявить характер колебательных движений. Установлено, что в Балтийском и Белом морях много общих видов рыб и других морских животных, отсутствующих в то же время в северной части Атлантического океана. Это можно объяснить только наличием в среднечетвертичное время пролива между Балтийским и Белым морями, который и был установлен путем реконструкции очертаний так называемого Иольдиевого моря. Таким образом, в это время целая полоса, окружающая Балтийский щит с юга и востока, испытала опускание и была залита водой (рис. 4.3).

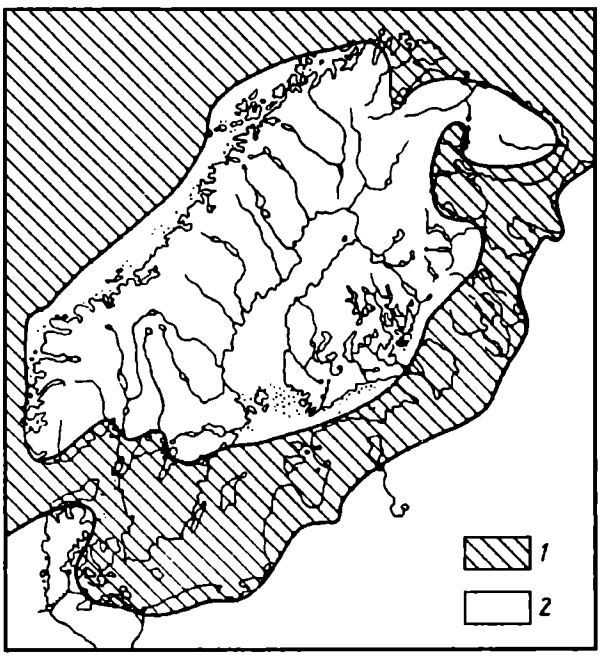


Рис. 4.3. Схема расположения морских приливов в зонах опускания по краям Балтийского щита в позднеледниковое время:
1 — море; *2* — суша

Исчезновение Иольдиевого моря было связано с наличием положительных колебательных движений на участке между Финским заливом и Онежской губой.

Орогидрографические и геоморфологические методы. Эти методы выявления колебаний земной коры являются наиболее распространенными. Они применимы для изучения колебательных движений как суши, так и океанического дна. Колебательные движения не могут совершаться, не производя каких-либо изменений в поверхности земной коры. В случае длительных опусканий образуются глубокие впадины, чаще всего заполненные водой (Охотское и другие моря) или осадками (Ферганская впадина), обширные низменности (Прикаспийская) с многочисленными болотами и озерами. В случае поднятия создаются возвышенности, плоскогорья, иногда холмистый и горный ландшафт.

Экзогенные геологические процессы (деятельность рек, озер, морей, подземных вод и т.п.) в условиях поднятия и опускания протекают по-разному, и, следовательно, изучение особенностей их проявления может способствовать установлению характера движений земной коры.

Отчетливо выявляется характер колебательных движений при изучении продольного профиля рек, речных террас, меандров, речных перехватов и строения устьевых частей рек. Выработанный профиль равновесия реки характеризуется вогнутой кривой, приближающейся к горизонтальной линии в устьевой части и к вертикальной — в верховьях (рис. 4.4). Эрозия в верховьях рек в конечную стадию очень мала, а следовательно, незначительно и накопление аллювия в низовьях. Такое положение может сохраняться длительно только при отсутствии колебательных движений. Если при вогнутой кривой русла эрозионная работа совершается интенсивно, то следует предположить наличие поднятий в верхней части долины. Если же при этом аллювий не только переносится в море, но и интенсивно накапливается в низовьях реки, то, по-видимому, имеет место опускание в нижнем течении реки (см. рис. 4.4, кривая *2*). Такого типа профили характерны для рек Кавказа: Куры, Риона, Мзымты и др. Малая кривизна профиля рек (см. рис. 4.4, кривая *3*) свиде-

тельствует об очень слабых поднятиях в средней части их течения. Небольшие выпуклости и впадины на профиле указывают на местные поднятия и опускания.

Профили, характеризующиеся переломами терминанты (см. рис. 4.4, кривая *4*), связаны с поднятиями в среднем течении реки (см. рис. 4.4, кривая *5*). Такой профиль имеют р. Лососинка в бассейне Онежского озера, р. Тапаравани в Закавказье и др.

Очень часто о колебательных движениях свидетельствует асимметрия долины реки. Иногда действие колебательных движений оказывает на долину большее влияние, чем смещение берега согласно закону Бэра. В случае преобладания поднятий на правом берегу реки она начнет отодвигаться к левому берегу, подмывать его. Левый берег станет более крутым, а правый более пологим. На р. Енисее в связи с поднятием Среднесибирского плоскогорья и опусканием Западно-Сибирской низменности правый (восточный) берег менее обрывист, и долина реки смещается в сторону левого (западного) берега.

Дельты возникают, как правило, в устьях тех рек, которые находятся на поднимающихся берегах. Скорость нарастания дельты отражает интенсивность поднятия (конечно, при достаточном количестве переносимого аллювия). Развитие дельты, ее нарастание хорошо видно на примере р. Волги (рис. 4.5).

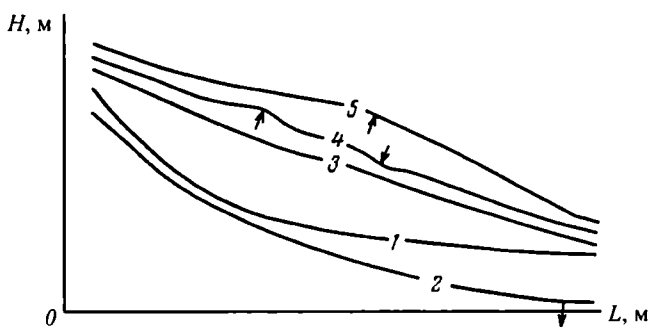


Рис. 4.4. Типы продольных профилей реки:
1 — выработанный профиль равновесия; профили реки: *2* — при опускании в нижней части реки, *3* — при слабых поднятиях в средней части, *4* — при неравномерных поднятиях в среднем течении реки, *5* — при значительных поднятиях в средней части реки

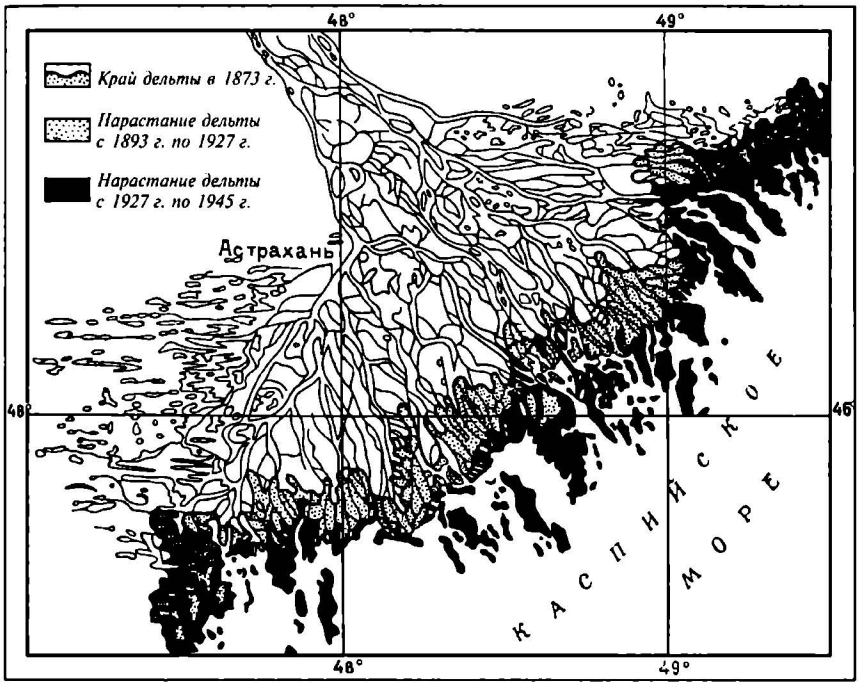


Рис. 4.5. Схема нарастания дельты р. Волги (по О.К. Леонтьеву)

Геологические методы включают в себя анализ распределения фаций и мощностей новейших осадочных пород, а также изучение складчатых и разрывных нарушений, затрагивающих неогеновые и четвертичные отложения.

Колебательные движения прошлых геологических эпох. Для изучения колебательных движений прошлых периодов применяют геологические методы. Последние с успехом используются для выявления колебательных движений на дне бывших морей и на континентах. Они основаны на наблюдениях над осадками, на изучении мощностей и фаций отложений прошлых веков, а также на анализе контактов между отдельными свитами.

Установлено, что наступание моря на сушу, т.е. трансгрессия моря, например на берегах Нидерландов, происходит в связи с отрицательными колебательными движениями в области

суши. Следовательно, если в каком-либо месте обнаруживается смена в вертикальном разрезе снизу вверх континентальных осадков морскими, можно говорить о происходившей в это время **трансгрессии моря**, т.е. об опусканиях материка.

Смена в вертикальном разрезе прибрежных конгломератов песками, а затем глинами, т.е. так называемая **трансгрессивная серия пород**, помогает установить продолжающиеся опускания в данном пункте (рис. 4.6, *а*). Наоборот, смена морских осадков лагунными, а затем континентальными свидетельствует о происходивших поднятиях. Смена глин песками, а затем конгломератами характерна для отступающего моря и называется **регрессивной серией пород** (см. рис. 4.6, *б*). Эти закономерности были впервые установлены профессором Московского университета Н.А. Головкинским.

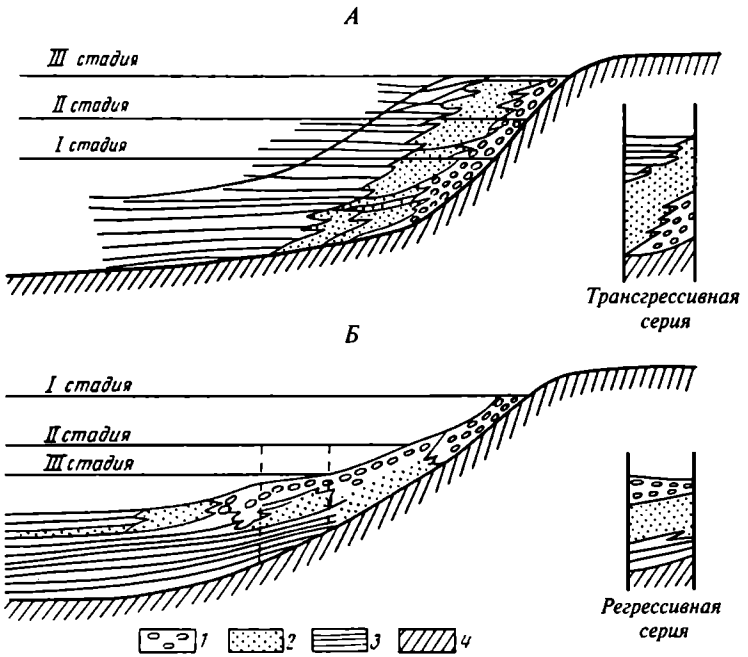


Рис. 4.6. Схемы трансгрессии моря на опускающуюся сушу (*а*) и регрессии моря в связи с поднятием суши (*б*):
1 — конгломераты; *2* — пески, песчаники; *3* — глины; *4* — подстилающие породы

В середине позднего девона море покрывало почти всю Русскую равнину, в том числе и Подмосковье. На дне этого моря накапливались органогенные известняки с морской фауной. В конце девона дно моря в районе Подмосковья начинает подниматься — море мелеет, образуются лагуны, в которых при усиленном испарении происходят засоление воды и выпадение на дно доломита и гипса. В начале каменноугольного периода море вновь покрывает Подмосковье, но ненадолго — в начале визейского века море покидает эту территорию; образуется низкая суша с широкими реками, озерами и болотами, в которых идет накопление глин, песков и углей. Таким образом, в течение девона и в начале каменноугольного периода здесь накапливалась регрессивная серия отложений, по которой легко устанавливаются колебательные движения положительного знака, охватывающие Подмосковье в это время.

Метод анализа мощностей осадочных пород позволяет уточнять данные, полученные в результате **фациального анализа**, и дает возможность судить об относительной величине колебательных движений. Этот метод основан на представлении что прогибание земной коры приводит к образованию впадины, заполняющейся осадками. Чем сильнее прогибание, тем больше впадина может вместить осадков. Следовательно, по мощности осадков можно судить о величине прогибания, а если удалось достаточно точно определить время заполнения впадины осадками, то можно говорить и об интенсивности (скорости) колебательных движений.

Изучая реальные геологические разрезы тех или иных регионов, выявляя в них трансгрессивные серии осадков, геологи восстанавливают историю развития колебательных движений земной коры на данной территории, на чем собственно и основан **метод анализа фаций**. Анализ изменения мощностей одновозрастных пород позволяет судить о размахе колебательных движений. Дело в том, что общая мощность пород определенного стратиграфического подразделения соответствует величине прогибания данного участка земной коры. Изучая с помощью **карт изопахит (изопахиты — линии равной мощности)** зако-

номерности распределения мощностей одновозрастных пород на площади, можно судить о размахе и направленности колебательных движений в различных участках земной коры. Сопоставление же карт изопахит для различных стратиграфических подразделений позволяет анализировать развитие этих движений во времени.

Метод стратиграфических перерывов предусматривает анализ геологических разрезов с точки зрения их стратиграфической последовательности. Такой анализ позволяет обнаруживать в геологических разрезах тех или иных участков земной коры случаи нарушения нормальной стратиграфической последовательности слоев и выпадания из разреза отложений, соответствующих тому или иному отрезку геологического времени. Подобные нарушения стратиграфической последовательности называют **стратиграфическим несогласием**.

Поскольку наиболее интенсивное осадконакопление происходило и происходит в морских условиях, наличие стратиграфических перерывов указывает на смену морского режима континентальным (т.е. на смену знака колебательных движений), когда процессы разрушения преобладают над процессами выветривания.

Схематический геологический разрез коренных пород Подмосковья, а также восстановленная на основании его анализа схема колебательных движений, представленная в виде номографической кривой, показаны на рис. 4.7. Описанные геологические методы изучения колебательных движений прошлых геологических эпох обычно применяют в комплексе, дополняя и уточняя друг друга.

Следует помнить, что характер колебательных движений в пределах различных структурных элементов земной коры различен. На платформах это, как правило, слабые движения, характеризующиеся малыми скоростями и захватывающие довольно обширные изометричные по форме площади (например, Скандинавское поднятие, Северо-Каспийская зона погружения и др.). В геосинклинальных областях колебательные тектониче-

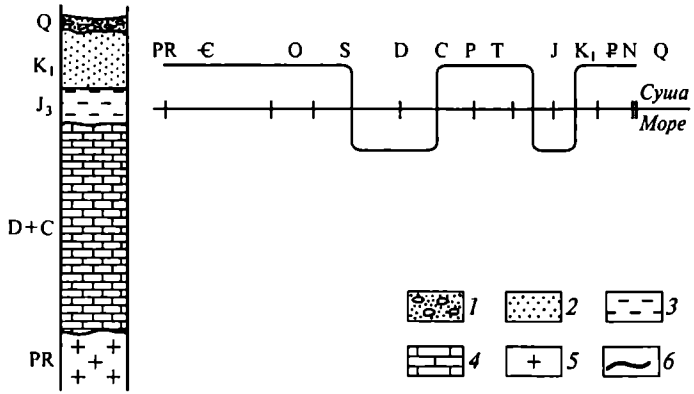


Рис. 4.7. Палеогеографическая кривая (схема колебательных движений для Подмосковья):
1 — четвертичные отложения; *2* — пески мелового возраста; *3* — юрские глины; *4* — известняки и другие карбонатные породы девонского и каменноугольного возраста; *5* — протерозойские породы фундамента; *6* — перерывы в осадконакоплении (стратиграфические)

ские движения более интенсивны, т.е. характеризуются большими амплитудами и скоростями, а площади поднятий и опусканий обычно вытянуты в виде узких полос или овалов.

Главнейшая особенность колебательных тектонических движений — их **унаследованный характер**, что выражается в тесной взаимосвязи современных, новейших и древних тектонических движений.

4.1.2. Дислокационные тектонические движения

Важнейшую группу тектонических движений образуют дислокационные (от лат. «дислокатнос» — смещение) движения, которые подразделяют на **разрывные (дизъюнктивные)**, **складчатые (пликативные) и смешанные**, или **складчато-разрывные нарушения**. При разрывных нарушениях прерывается сплошность горных пород, образуются разрывы. При складчатых нарушениях деформация носит **пластический характер**, горные породы сминаются в складки без разрыва

сплошности пород. При смещенных дислокациях образуются складки и разрывные нарушения. По своей направленности дислокационные движения могут быть преимущественно **горизонтальными** и существенно **вертикальными**, по месту проявления — это, в основном, внутрикоровые движения. По особенностям протекания и геологическим результатам они значительно отличаются от колебательных движений. Приведем важнейшие особенности дислокационных движений.

1. Дислокационные движения не универсальны ни в пространстве, ни во времени. В пространстве они приурочены к относительно узким, линейно вытянутым зонам и поясам земной коры, т.е. к тектонически подвижным участкам — **геосинклинальным зонам**. Во времени они носят эпизодический характер и связаны с периодами интенсивных дислокационных движений в истории Земли с периодами относительного покоя и медленного течения геологических событий.

2. Дислокационные движения необратимы.

3. Амплитуды и скорости дислокационных движений гораздо более высокие, чем амплитуды и скорости колебательных движений, при этом смена знака движений происходит на очень небольших расстояниях.

4. Зоны интенсивных дислокационных движений чаще всего приурочены к пограничным областям (сегментам) земной коры (их стыкам), отличающимся различной направленностью и интенсивностью колебательных движений. Наиболее значительные зоны нарушения земной коры протягиваются вдоль прибрежной полосы современных и древних материков, в пределах которых океанические впадины почти вплотную подходят к материкам, отделяясь от них только узкой полоской шельфа, а также в тех участках, где наблюдается очень интенсивное накопление осадков — продуктов денудации материков. Примером может служить вся западная окраина Тихоокеанского бассейна, характеризующаяся исключительно высокой активностью современных тектонических движений.

Установлено, что области интенсивного проявления дислокационных процессов одновременно являются областями актив-

ного магматизма и метаморфизма. Интенсивные дислокационные процессы наблюдаются на сравнительно небольших площадях в течение коротких промежутков времени, поэтому они часто носят **катастрофический характер.** Это могут быть мгновенный сдвиг, кручение и другие нарушения, являющиеся последствиями мощных подземных толчков (землетрясений) или других тектонических процессов, связанных с горообразованием.

5. Наконец, главнейшая особенность дислокационных движений состоит в том, что **они изменяют первичные формы залегания горных пород и создают новые формы залегания**, которые называют тектоническими, или нарушенными. Тектонические нарушения обычно находят свое отражение в рельефе земной поверхности, непосредственно влияя на прочность и устойчивость инженерных сооружений.

Разрывными тектоническими нарушениями называют такие деформации пластов, при которых нарушается сплошность (целостность) горных пород. Разрывные нарушения разделяют на две основные группы: разрывы без смещения (или трещины) и разрывы со смещением.

Трещины чрезвычайно широко распространены в земной коре. Они встречаются почти во всех породах, кроме наиболее сыпучих и легко размокаемых, в которых трещины не могут сохраняться. Трещины отличаются друг от друга степенью своего раскрытия, размерами, формой, положением в пространстве и отношением к элементам тектонического строения (складкам, внутренней структуре интрузий и т.д.).

По степени раскрытия могут быть выделены трещины скрытые, закрытые и открытые. **Скрытые трещины** в обычном состоянии не виды, так как они чрезвычайно тонки и обнаруживаются лишь при раскалывании породы, которая ломается по этим трещинам. **Под закрытыми трещинами** понимаются трещины, видимые невооруженным глазом, но лишенные заметной полости. **Открытые трещины**, как показывает название, обладают некоторой полостью.

По размеру трещины могут быть малыми, или внутренними, и большими, или секущими. **Малые трещины** не выходят

за пределы одного слоя. Такие трещины широко распространены. Они обычно рассекают отдельные пласты, преимущественно в перпендикулярном к напластованию направлении. Совокупность малых трещин называется **трещиноватостью** того или иного участка (рис. 4.8).

Большие, или секущие, трещины рассекают пачки слоев и в некоторых случаях представляют собой разрывы огромного размера, прослеживающиеся по поверхности Земли на десятки километров. Однако, в большинстве случаев большие разрывы сопровождаются смещением.

По форме трещины бывают прямыми и изогнутыми, а края их могут быть гладкими, пришлифованными, неровными и, наконец, зазубренными.

По своему **положению в пространстве** (на плоскости или в плане) трещины разделяются на прямолинейные, клинчатые, дуго- и кольцеобразные. В пространстве трещины могут быть охарактеризованы обычными элементами залегания — простиранием и падением.



Рис. 4.8. Трещиноватость горных пород в обнажении

По углам наклона выделяют следующие трещины: горизонтальные и близкие к ним, с наклоном от 0 до 10°; пологопадающие — 10—30°; средней крутизны — 30—50°; крутопадающие — 50—80°; вертикальные и близкие к ним — 80—90°.

По отношению к залеганию слоев (слоистости осадочных или сланцеватости метаморфических пород) выделяют трещины (рис. 4.9): продольные, т.е. следующие параллельно простиранию породы; поперечные, рассекающие породу в направлении падения; косые, рассекающие породу в любом промежуточном направлении (относительно простирания и падения слоя); согласные, следующие параллельно слоистости и сланцеватости.

Несколько иная классификация трещин по их положению существует для массивных пород, обладающих внутренней ориентированностью минералов. Параллельными и поперечными трещинами в этих случаях называют соответственно трещины параллельные и нормальные по отношению к линейно-ориентированной текстуре. По отношению к внешней форме массива могут быть выделены: окаймляющие трещины, расположенные параллельно его краям; радиальные, направленные перпендикулярно к тем же краям; поверхностные, повторяющие в сглаженном виде рельеф поверхности Земли.

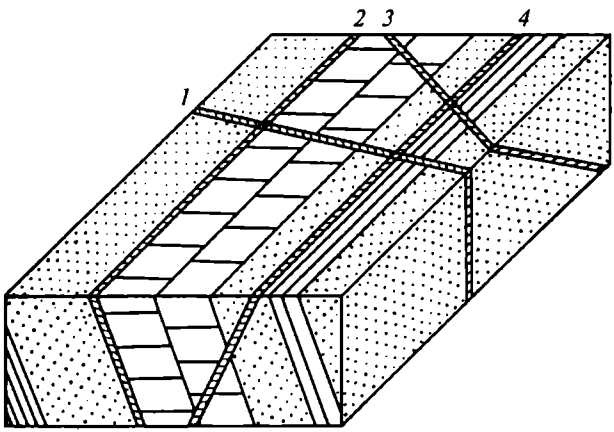


Рис. 4.9. Трещины в осадочных породах:
1 — поперечная; *2* — согласная; *3* — косая; *4* — продольная

Пересекающиеся системы трещин вырезают из пород блоки той или иной формы и того или иного размера. Блок, ограниченный трещинами и поверхностями напластования, называется **отдельностью горной породы.** Форма таких блоков зависит от направления системы трещин и залегания слоев, а также от частоты трещин и мощности слоев. В зависимости от формы и размера отдельностей они имеют различные названия (говорят об отдельностях кубических, глыбовых, плоских, столбчатых и т.д.), хотя установившейся терминологии нет.

Генезис трещин. По происхождению трещины подразделяют на **нетектонические и тектонические**. К нетектоническим относятся петрогенетические, или первичные трещины, и вторичные трещины.

Петрогенетические трещины образуются при формировании магматических и осадочных пород в связи с релаксацией полей механических напряжений, обусловленных остыванием интрузивных тел и лав или диагенезом осадка. Магматические (контракционные) трещины определяют отдельность пород и могут иметь большую протяженность. В осадочных отложениях в процессе преобразования осадка в породу (при усыхании, уплотнении, изменении объема и температуры) развиваются диагенетические трещины — трещины усыхания, первичной отдельности и др. Эти трещины обычно невелики по размерам и не выходят за пределы отдельных слоев.

Вторичные трещины формируются в поверхностных условиях в результате действия экзогенных процессов и силы тяжести пород. К ним относятся: трещины выветривания; оползневые трещины; трещины в бортах долин рек и оврагов, связанные с оседанием откосов; искусственные трещины, образующиеся при различного рода воздействиях человека на земную кору, в первую очередь, в связи с разработкой месторождений полезных ископаемых.

Тектонические трещины образуются в результате действия напряжений, обусловленных тектоническими движениями. Эти трещины обычно имеют большую протяженность, пересекают напластование осадочных пород и магматические тела, часто к

ним приурочена полезная минерализация. Тектонические трещины обычно группируются в системы, расположение которых отражает характер и направление тектонических напряжений. Например, при растягивающих напряжениях возникают трещины отрыва, часто образующие две взаимно перпендикулярные системы. **Трещины отрыва** обычно являются открытыми, имеют неровную поверхность, лишены следов смещений. При сжатии формируются **трещины скалывания**, пересекающиеся системы которых ориентированы под углом около 45° к оси сжатия. Трещины скалывания характеризуются значительной протяженностью, прямолинейностью, имеют гладкую поверхность; это закрытые трещины, вдоль которых могут происходить незначительные смещения отдельных блоков.

Разрывные (дизъюнктивные) нарушения

К данной группе нарушений относятся широко известные в горном деле сбросы и взбросы, сдвиги, сбросо-сдвиги и сложные сбросы.

Сброс — нарушение залегания пород, которое сопровождается образованием трещин и относительными смещениями соседних блоков в вертикальном или близком к нему направлении (рис. 4.10, *а*). Трещина, по которой происходит относительное перемещение пород, называется трещиной сброса, или сбрасывателем. При пересечении сбрасывателя с земной поверхностью образуется линия сброса. Она соответствует местам выхода сбрасывателя на поверхность.

По обе стороны от сбрасывателя располагаются крылья сброса; одно из них приподнято, другое опущено. При вертикальном положении сбрасывателя сброс называется вертикальным, при наклонном положении — наклонным. Различают также «висячий» и «лежачий» бока сброса. Висячим боком называют крыло сброса, которое лежит выше наклонного сбрасывателя.

Величину относительного перемещения пластов по сбрасывателю называют амплитудой сброса. В случае вертикального сброса амплитуда сбрасывателя равна вертикальной составляющей смещения: при этом горизонтальная составляющая смеще-

ния равна нулю. Вертикальную составляющую смещения называют высотой сброса, а горизонтальную — шириной сброса. Величину же смещения по плоскости сбрасывателя называют наклонной высотой сброса (рис. 4.11).

Взброс (иначе пересброс, или обращенный сброс) — частный случай наклонного сброса, когда пласты висячего бока расположены выше однозначных пластов в лежачем боку. При взбросе пласт разрывается на две части, контуры которых перекрывают друг друга (см. рис. 4.10, *б*); вследствие этого буровая скважина, заданная на участке такого перекрытия, пересечет один и тот же пласт два раза: в висячем и лежачем боках.

Надвиги — нарушения типа взбросов, обладающие пологим (менее 60°) сместителем (см. рис. 4.10, *в*). Очень пологие надвиги с волнистой поверхностью сместителя и значительным горизонтальным перемещением (на десятки и сотни километров) называют **марьяжами**, или тектоническими покровами.

Сдвиги — особый вид разрывных нарушений, когда перемещение блоков по обе стороны от плоскости разрыва происходит не в вертикальном, а в горизонтальном или близком к нему направлении (см. рис. 4.10, *г*). Чаще всего при сдвигах происходит перемещение не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Тогда говорят о сбросо-сдвигах.

Сложные сбросы. Одиночные сбросы распространены редко. Они обычно встречаются группами, образуя сложные сбросы. К числу их относятся: ступенчатые сбросы, грабены и горсты.

Ступенчатые сбросы — система сбросов, когда каждое последующее крыло опущено относительно предыдущего (см. рис. 4.10, *д*).

Грабены — система двух ступенчатых сбросов, в котором центральная часть оказывается опущенной, а по обе стороны от нее располагаются ступенчатые сбросы, в каждом из которых последующее крыло приподнято относительно предыдущего (см. рис. 4.10, *е*).

Горсты — группа сбросов, в которой центральная часть приподнята, а периферийные — опущены (см. рис. 4.10, *ж*).

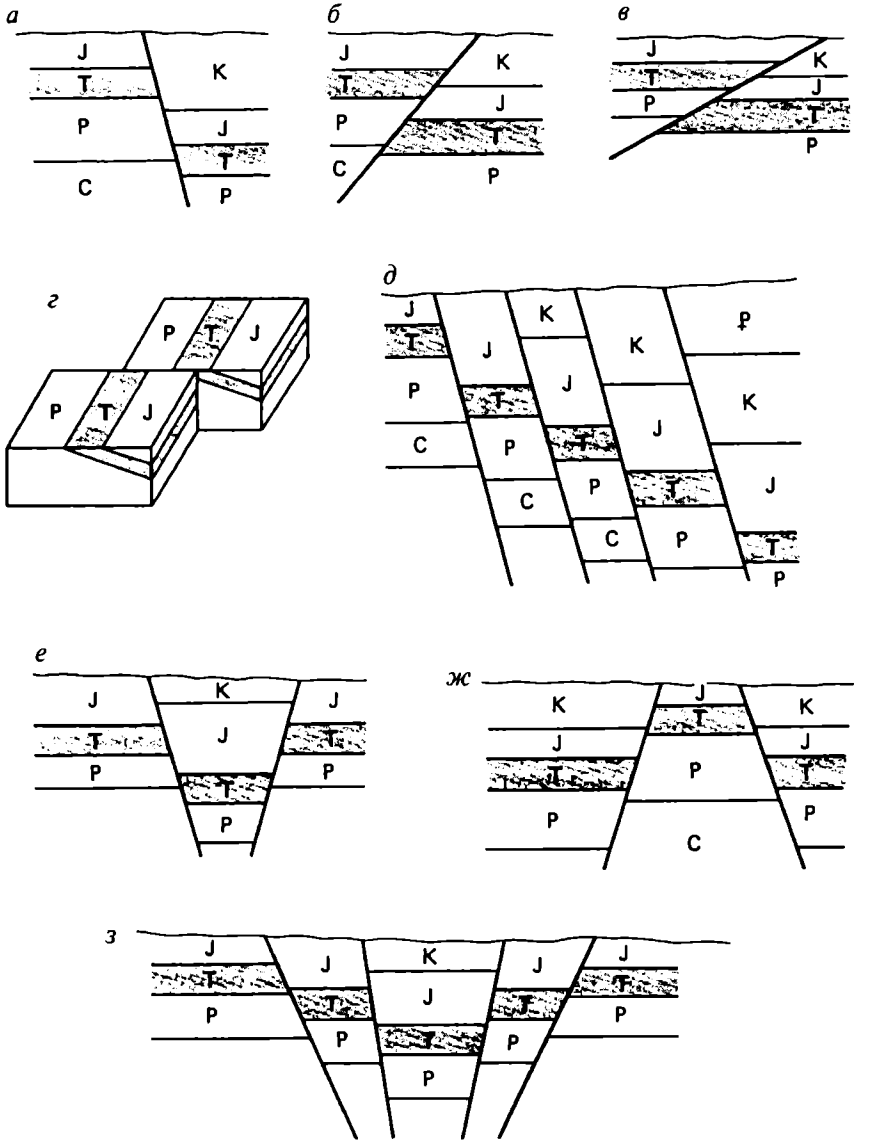


Рис. 4.10. Основные виды разрывных тектонических нарушений со смещением:

а — сброс; *б* — взброс; *в* — надвиг; *г* — сдвиг; *д* — ступенчатый сброс; *е* — грабен; *ж* — горст; *з* — сложный грабен

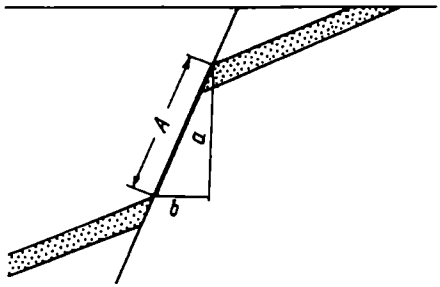


Рис. 4.11. Амплитуды сброса: *А* — наклонная; *а* — вертикальная; *в* — горизонтальная

Выделяют также сложные грабены (см. рис. 4.10, *з*) и сложные горсты.

Особый тип разрывных нарушений представляют собой **глубинные разломы** — долгоживущие разломы глубокого заложения (до 700 км), пересекающие земную кору и углубляющиеся в мантию. По таким разломам обычно перемещаются очень крупные блоки земной коры. Примерами могут служить Талассо-Ферганский разлом, протягивающийся через весь Тянь-Шань, Курило-Камчатский разлом, разломы Рудного Алтая и др.

Складчатые (пликативные) нарушения

Основной формой складчатых нарушений является полная складка, которая состоит из вогнутой — **синклинальной** и выпуклой — **антиклинальной** частей. Обычно говорят о синклинали и антиклинали как о самостоятельных складках. На рис. 4.12 изображены складчатые деформации осадочных горных пород.

Геометрические элементы складок. В обеих формах складок различают отдельные элементы (рис. 4.13), среди которых важнейшими являются: крылья, замок (или свод), угол, шарнир, осевая поверхность, ось, ядро.

Крылья складки представляют собой боковые части складки, в пределах которых слои обычно имеют односторонний наклон. В упрощенном геометрическом изображении крылья складки представляют собой плоские поверхности.

Замок, или **свод складки**, — зона встречи крыльев и замыкания слоев складки. Он характеризуется наибольшим изгибом

слоев. В результате разрушения, например, размыва складки, замок может быть уничтожен. Представление о полной складке в этом случае может быть получено путем графического построения «воздушными» пунктирными линиями.

Угол складки — это угол между касательными, проведенными к крыльям складки до их пересечения. Чаще всего угол складки может быть измерен путем геометрических построений на поперечном сечении (профиле) складки.

Осевая поверхность — это плоскость, разделяющая синклиналь или антиклиналь на симметричные части. В общем случае, это — воображаемая поверхность, соединяющая замки изгибов всех слоев, образующих складку.

Ось складки — линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью на уровне земной поверхности. Часто эту линию наносят на геологические карты. По положению оси ориентируют складку в пространстве.

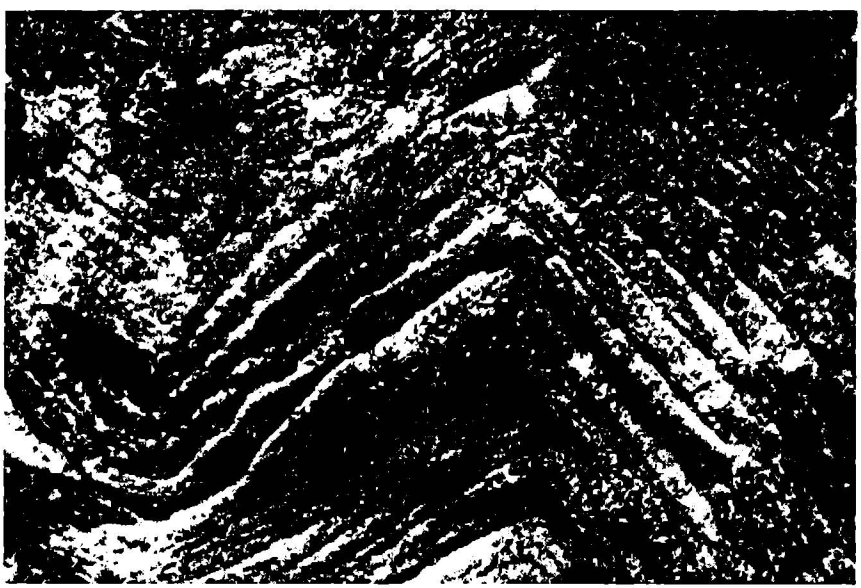


Рис. 4.12. Складчатые деформации осадочных горных пород

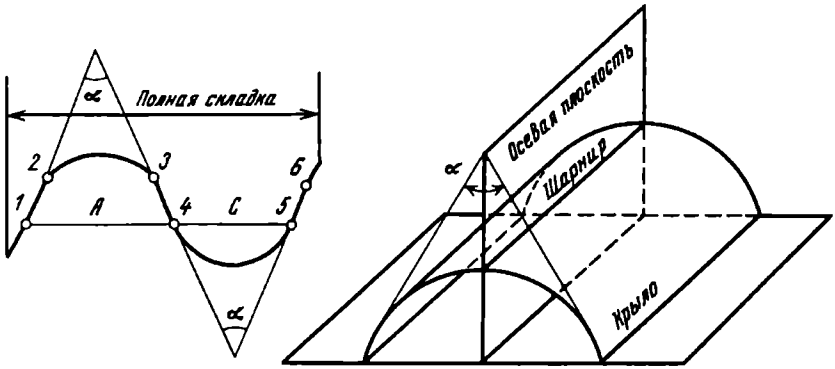


Рис. 4.13. Геометрические элементы складок:
2—3 — замок антиклинали *A*; *4—5* — замок синклинали *C*; *1—2*, *3—4*, *5—6* — крылья складок; α — угол складки

Шарнир складки — линия, получающаяся от пересечения осевой поверхности с поверхностью любого из пластов, собранных в складку. Эта линия изгибается в вертикальной плоскости по мере воздымания или погружения замка. Шарнир может изгибаться также в горизонтальной плоскости, повторяя изгибы складки в плане. Шарнирных линий в складке можно провести столько, сколько слоев участвует в построении складки. По шарниру определяют положение в пространстве замков различных по глубине залегания слоев, образующих складку.

Ядро складки — внутренняя часть складки, заключенная между крыльями и замком. Ядро синклинали сложено наиболее молодыми слоями; у антиклинали ядро складки располагается на глубине и выполнено более древними породами.

Классификация складок. Форма складок бывает весьма различной; существует их подробная морфологическая классификация, в основу которой положен принцип разделения складок по взаимоположению в пространстве осевой поверхности и крыльев, а также по форме замка складки (рис. 4.14).

В зависимости от наклона осевой поверхности и крыльев (рис. 4.14, *I*) складки подразделяются на прямые, или стоячие (*а*), когда осевая поверхность располагается вертикально и крылья

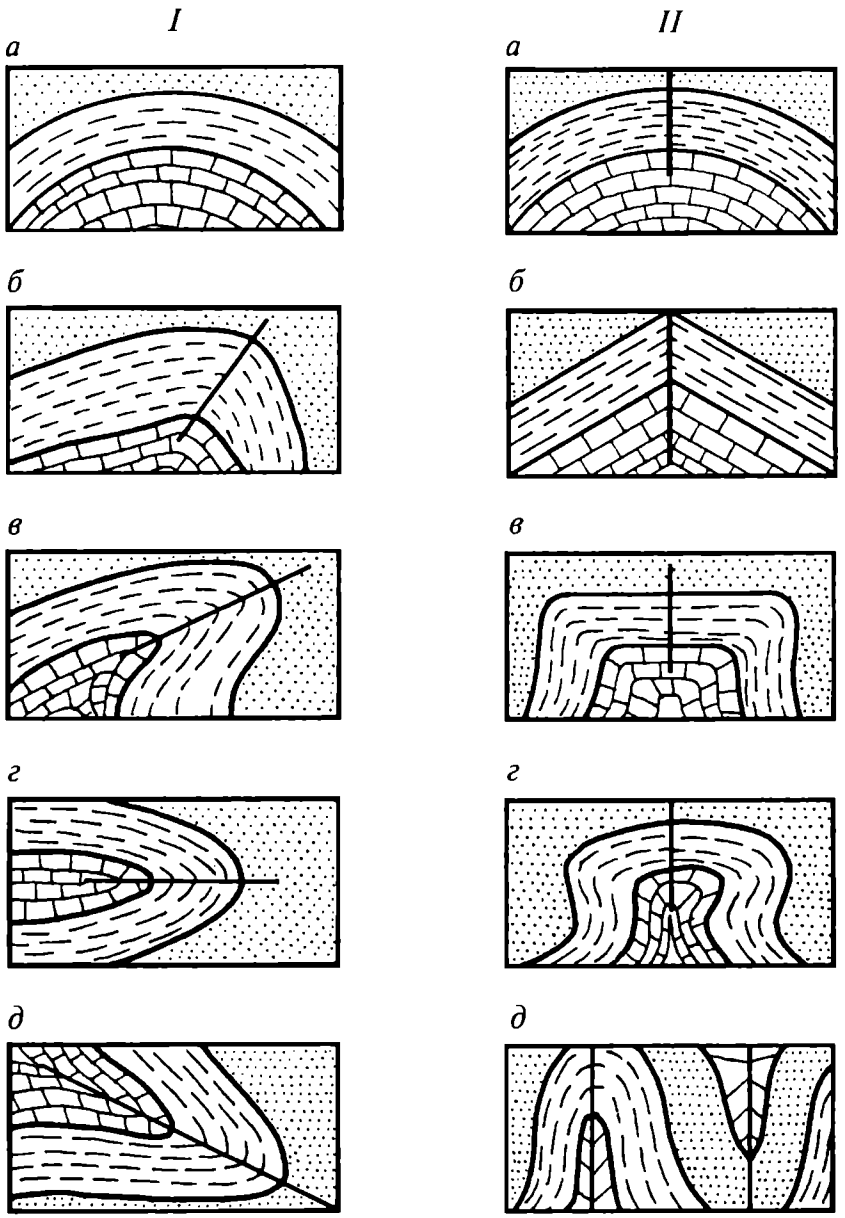


Рис. 4.14. Формы складок по положению осевой плоскости (*I*) и форме замка (*II*)

падают симметрично от нее (у антиклинали) или к ней (у синклинали); **косые** (*б*) — осевая поверхность наклонена, а крылья падают в различных направлениях и под разными углами; **опрокинутые** (*в*) — осевая поверхность также наклонена, крылья падают в одном направлении, но под разными углами; **лежачие** (*г*) — осевая поверхность располагается в направлении, близком к горизонтальному, и крылья почти параллельны друг другу; **перевернутые** (*д*) — осевая поверхность наклонена больше, чем на 90°, считая от вертикали, а крылья почти параллельны. Перевернутая антиклинальная складка по внешнему виду напоминает синклинальную, но в центре ее располагаются более древние, «нижние» пласты; соответственно у опрокинутой синклинальной складки, внешне напоминающей антиклинальную, в ядре располагаются наиболее молодые пласты.

В природе наблюдается также неполная складка в форме перегиба горизонтально лежащих слоев. Это — однокрылая складка, или **флексура** (рис. 4.15). Наконец, часто наблюдаются толщи одинаково наклонных пластов, которые образуют **моноклиналь**.

По форме замка и соотношению между крыльями (см. рис. 4.14, *II*) выделяют нормальные (округлые или острые), сундучные, веерообразные, изоклинальные складки. В **нормальных** складках замок имеет округлую (*а*) и остроугольную (*б*) формы. **Сундучные** (коробчатые) складки (*в*) отличаются широким уплотненным замком и крутыми крыльями. Для **веерообразных** складок (*г*) характерен широкий замок и веерообразно расходящиеся крылья. **Изоклинальные** складки (*д*) имеют узкий замок и приблизительно параллельные крылья.

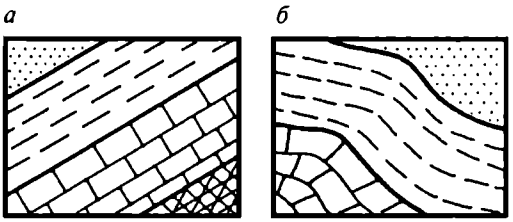


Рис. 4.15. Формы залегания пород:
а — моноклинальное; *б* — флексура

По соотношению основных размеров складок — длины и ширины — различают (рис. 4.16) линейные складки, брахискладки и купола. Линейные (*1*) складки имеют в плане узкую сильно вытянутую форму и образуются при интенсивном смятии горных пород. Их длина значительно превышает ширину. В **брахискладках**, или укороченных складках (*2*), длина больше ширины в 2—5 раз. Среди них выделяют брахисинклинали и брахиантиклинали. **Куполами** называют антиклинальные складки, имеющие в плане изометричные очертания (*3*). Их длина может превышать ширину не более чем в 2 раза. Синклинальные аналоги куполов называют **мульдами.** Своеобразным видом куполов являются **диапировые складки** (купола с ядром протыкания). Они образуются, когда высокопластичные породы (соли, глины, гипсы и др.) выдавливаются вверх, формируя ядро складки.

В горно-складчатых районах складки образуют сложные системы, среди которых наиболее типичными являются: изоклинальные и веерообразные складки, синклинории и антиклинории. Они нередко прослеживаются на многие десятки и даже сотни километров.

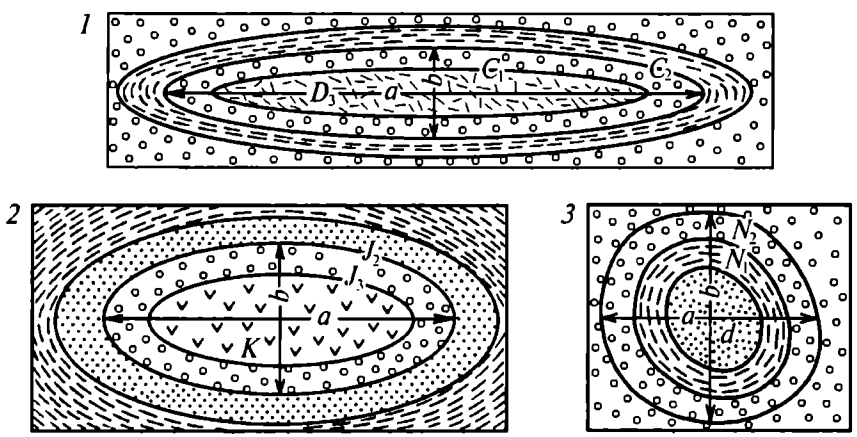


Рис. 4.16. Формы складок по соотношению размеров:
1 — линейные; *2* — брахискладки; *3* — купола; *a* — длина складки; *b* — ширина складки

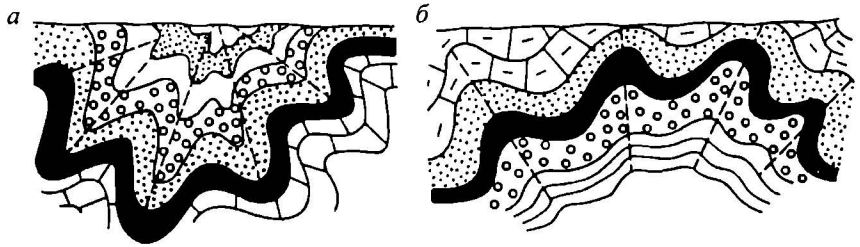


Рис. 4.17. Складчатые деформации:
а — синклинорий; *б* — антиклинорий

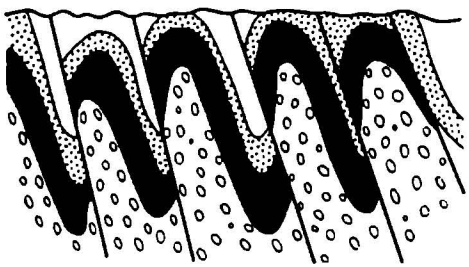


Рис. 4.18. Чешуйчатые складки

Изоклинальные складки — система складок с параллельными осевыми поверхностями и параллельным расположением слоев на крыльях. Когда слои на крыльях крупной складки имеют дополнительную складчатость, то структура называется **антиклинорием** или **синклинорием** (рис. 4.17).

Совокупность складок, проявляющуюся в определенных участках земной коры, называют **складчатостью.**

Складчато-разрывные нарушения. К этой группе относятся чешуйчатые складки и складчато-надвиговые структуры, которые характеризуются смятием и разрывами слоев.

Чешуйчатые складки представляют собой серию разорванных на крыльях складок и сдвинутых одна на другую по плоскостям, более или менее параллельным осевым плоскостям отдельных складок (рис. 4.18).

Генезис складчатых нарушений является весьма сложным, поскольку складки в земной коре могут образовываться под влиянием различных причин. Большинство складок связано с напряжениями, возникающими внутри земной коры или в верхней мантии. Такие складки называются **эндогенными**. **Экзо-**

генные складки обязаны своим происхождением экзогенным процессам, возникающим в поверхностных частях земной коры.

Эндогенные складки. В соответствии с генетической классификацией акад. В.Е. Хаина к эндогенным относятся: складки сжатия; складки свободного скольжения под влиянием силы тяжести (гравитационные); складки раздавливания; диапировые складки; отраженные складки; складки, связанные с подъемом магмы (магматогенные); складки, связанные с метаморфизмом пород (метаморфогенные) (рис. 4.19).

Складки сжатия (см. рис. 4.19, *1—3*) образовались вследствие сокращения размера данного отрезка земной коры и объясняются в большинстве случаев горизонтальным или наклонным движением отдельных блоков земной коры (согласно теории В.Е. Хаина). В.А. Матицкий и Ю.А. Косыгин считают, что складки сжатия могут проявляться при прогибании земной коры, в результате которого часть пласта, занимая положение хорды, сокращает свою длину, что и вызывает «коробление» пласта, т.е. смятие складки.

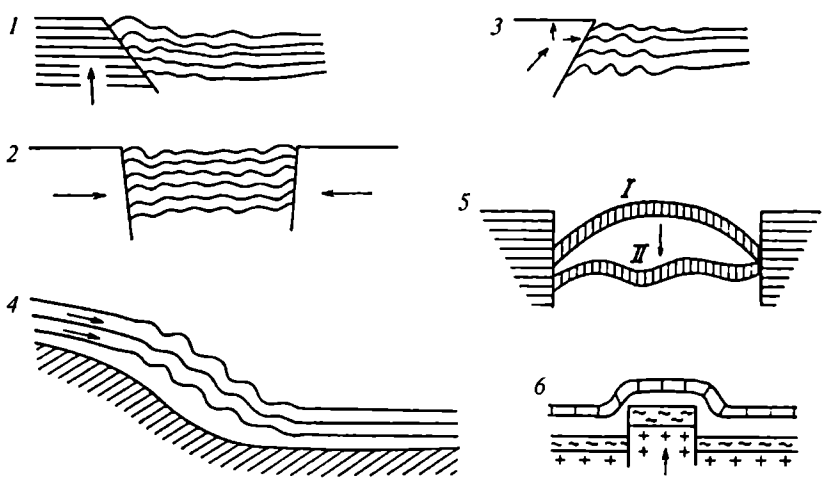


Рис. 4.19. Типы эндогенных складок:
1—3 — складки сжатия; *4* — складки свободного скольжения; *5* — складки раздавливания — *I* — положение до смятия, *II* — положение после смятия; *6* — отраженная складка

Складки свободного скольжения (см. рис. 4.19, *4*) под влиянием силы тяжести образуются следующим образом. На каком-то поднятии, возникшем вследствие колебательных движений, пласты осадочных пород начинают под влиянием силы тяжести соскальзывать от центра поднятия в сторону прогиба. Встречая сопротивление пластов, залегающих в осевой части прогиба, они сминаются в складки.

Складки раздавливания возникают под влиянием вертикальных сил, идущих снизу (рис. 4.19, *5*). На участках максимального приложения этих сил создается поднятие, в сдвиговых частях которого происходит раздавливание пород и растекание их от центра поднятия к периферии. Это растекание, как и в случае свободного скольжения, вызывает на склонах поднятия образование складок.

Диапировые складки (складка, у которой в сводовую часть внедрилось снизу какое-либо пластичное вещество, например, соль, и оно прорывает покрывающие пласты горных пород) формируются следующим образом: пласты, в составе которых участвует пластичное вещество, сминаются в пологие складки; своды антиклинальных складок размываются, а в синклиналях накапливается осадочный материал, снесенный со свода антиклинали.

В связи с этим над пластом соли возникает разность нагрузок, а следовательно, и различное давление, вследствие которого соль в области синклиналей начинает раздавливаться и перетекать в своды антиклиналей. Здесь она приподнимает пласты, иногда создавая в них дополнительно более мелкие складки, а затем устремляется по какой-либо трещине, обычно характерной для сводов антиклиналей, расширяет ее и образует штокообразное тело, которое нередко выходит на поверхность земли.

Отраженные складки возникают в осадочном чехле при неравномерном движении отдельных блоков фундамента (см. рис. 4.19, *6*). Эти складки имеют широкое распространение и преобладают на платформах.

Магматогенные складки образуются вследствие давления магмы на осадочные породы при ее внедрении в земную кору.

Эти складки бывают обычно локальными, одиночными, и в зависимости от размеров интрузивного тела занимают ограниченную площадь.

Метаморфогенные складки образуются как в самой метаморфизующейся толще, так и в окружающих ее породах вследствие увеличения объема метаморфизующейся породы от нагревания или за счет химических реакций, также приводящих к увеличению объема.

Экзогенные складки. Складки этого типа часто называются **атектоническими** (рис. 4.20), что подчеркивает их не тектоническое происхождение, хотя морфологически они нередко бывают неотличимы от тектонических складок. В.Е. Хаин выделяет следующие виды экзогенных складок: облекания, уплотнения, выпирания, разбухания, обрушения, оползания и ледниковые.

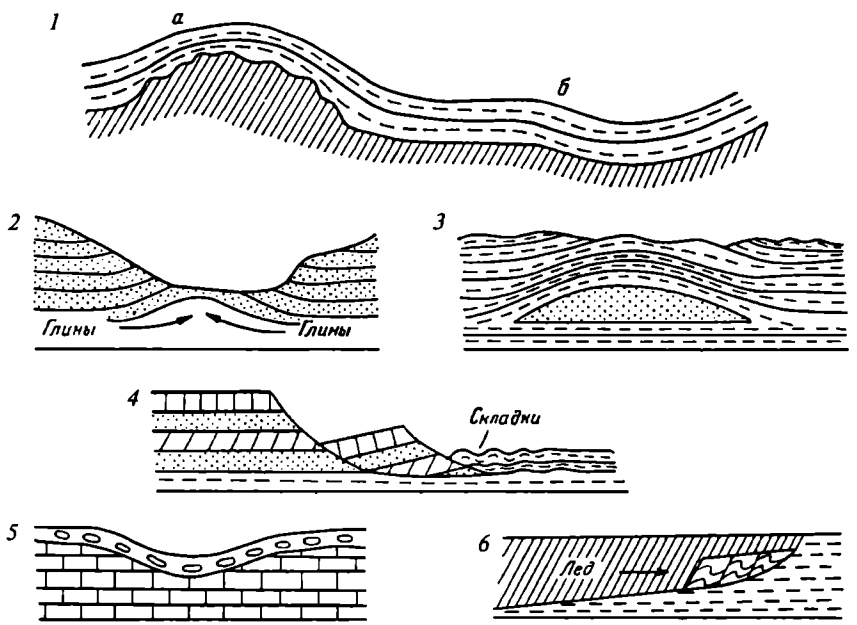


Рис. 4.20. Атектонические складки:
1 — складки облекания: антиклинальная (*а*), синклинальная (*б*); *2* — складки выпирания; *3* — складки уплотнения; *4* — складки оползневые; *5* — складки обрушения; *6* — ледниковые складки в карстовой воронке

Антиклинальные складки облекания появляются вследствие того, что осадок, накапливающийся в море на поверхности какого-либо резкого выступа морского дна, образует изогнутый пласт куполовидной формы. Соответственно осадок, выполняющий впадину в нижних частях, создает синклинальную складку облекания (см. рис. 4.20, *1*).

Складки выпирания (см. рис. 4.20, *2*) образуются на дне долин или котловин, так как глинистые пласты могут выдавливаться по типу диапировых складок на дно, где они ничем не перекрыты и давление на них поэтому равно нулю. Такие складки описаны, например, в долине р. Волги.

Складки разбухания (уплотнения), наоборот, формируются в связи с расширением некоторых минералов при перекристаллизации. Например, ангидрит, переходя в гипс, увеличивается в объеме, при этом он давит на окружающие породы и в последних могут появиться мелкие складки (см. рис. 4.20, *3*).

Складки оползневые (см. рис. 4.20, *4*) выявляются наиболее отчетливо. Оползень, сползая по склону, давит своей массой на породы, расположенные в нижней части склона. В этих породах образуются мелкие, очень часто косые или опрокинутые складочки. Особенно интенсивно выражены складки при подводных оползнях, в морских или речных осадках, еще не утративших своей пластичности. Подобные складки характерны для флишевых отложений Кавказа, Карпат и других регионов, а также для современных оползневых районов.

Складки обрушения (см. рис. 4.20, *5*) образуются на дне карстовых воронок, пещер и других полостей в земной коре. Они повторяют форму поверхности дна указанной полости.

Ледниковые складки (гляциодислокации) являются наиболее крупными дислокациями экзогенного происхождения. Они создаются ледниками, которые, сползая с гор, сдавливают рыхлые отложения, в результате чего последние могут приобретать складчатые формы. Так, на правом берегу Днепра, в районе г. Канева на площади 20 × 5 км наблюдаются косые и опрокинутые складки. Во многих местах они разорваны и надвинуты (см. рис. 4.20, *6*) друг на друга.

Складки экзогенного происхождения, в целом, занимают небольшую площадь, не распространяются на глубину и по сравнению со складками эндогенного происхождения играют незначительную роль в структуре земной коры. Однако, при строительстве инженерных сооружений их недооценка может сказаться на долговечности тех или иных сооружений.

4.1.3. Значение тектонических движений

Тектонические движения препятствуют выравниванию рельефа земной поверхности, постоянно порождая различия гипсометрических уровней отдельных участков земной коры — основное условие для развития экзогенных геологических процессов. В этом проявляется неразрывное диалектическое единство эндогенных и экзогенных процессов. Прямым следствием тектонических движений являются изменения очертаний континентов и океанов, трансгрессия и регрессия морей.

Действующие на протяжении всей геологической истории тектонические движения — основной фактор формирования современной структуры земной коры. Нарушения в залегании горных пород, образующиеся при тектонических движениях, повышают проницаемость земной коры, создают области пониженного давления, способствуя зарождению магматических очагов, перемещению (миграции) магматических расплавов и отделяющихся от них растворов, нередко рудоносных. Наконец, тектоническими движениями различного характера в значительной мере обусловлены процессы метаморфизма горных пород.

Изучение современных и новейших колебательных движений имеет не только научное, но и важное прикладное значение. Особенно необходимо учитывать их при постройке долговременных инженерных сооружений — портов, каналов, гидростанций, горных предприятий и др. Недостаточное геологическое обоснование инженерных сооружений в районах активного проявления современных и новейших движений может привести к нежелательным последствиям. Так, сооруженная в годы Вто-

рой мировой войны в Калифорнии верфь через несколько лет оказалась под угрозой затопления, и для ее сохранения пришлось сооружать защитную дамбу. Неравномерные интенсивные поднятия и опускания земной коры могут нарушать работу систем водоснабжения, подземных газо- и нефтепроводов.

Невозможно себе представить поиски и разведку, а также эксплуатацию полезных ископаемых без знания закономерностей проявления тектонических нарушений. Допустим, происходит разработка угольного пласта. Пласт идет почти горизонтально и вдруг исчезает. Можно было бы прекратить работу на данном участке, но оказывается, что данный пласт угля исчез не бесследно, а переместился по сбросу на определенное количество метров. Изучив характер нарушения и его амплитуду, можно предсказать, где обнаружится продолжение разрабатываемого пласта.

Многие руды приурочены к трещинам, поэтому определение системы расположения трещин в данном районе позволяет выявить рудные залежи. Скопление нефти обычно бывает приурочено к сводам антиклинальных складок, поэтому первоочередная задача геолога, ищущего месторождение нефти, — выявление антиклинальных складок в земной коре. При поисках месторождений артезианской воды приходится, наоборот, выявлять и изучать синклинальные складки. Таким образом, выявление и изучение тектонических нарушений необходимы при поисках и разведке различных полезных ископаемых.

4.2. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясения — сравнительно кратковременные и внезапные колебания земной коры. Они изучаются специальной наукой — **сейсмологией**. Все явления, обусловленные землетрясениями, называются сейсмическими.

Землетрясения относятся к одним из наиболее впечатляющих и часто катастрофических по своим последствиям современных геологических процессов. Вместе с тем, они происхо-

дили и в прошлые геологические эпохи. Следы древних землетрясений фиксируются подводно-оползневыми деформациями осадков, отложениями мутьевых потоков и нептуническими дайками (трещинами, заполненными осадочным материалом).

В зависимости от причин, вызывающих землетрясения, выделяют три их основных типа: денудационные, вулканические и тектонические.

Денудационные (обвальные) землетрясения происходят вследствие крупных обвалов пород в горных районах и подземных обвалов (преимущественно в кровле карстовых пещер). Денудационные землетрясения немногочисленные (около 1 % всех зарегистрированных) и относительно слабые. Строго говоря, по генезису их следует относить к экзогенным явлениям.

Вулканические землетрясения возникают в непосредственной близости от действующих вулканов в момент усиления их активности, предшествуя или сопровождая извержения вулканов. Наиболее вероятные причины таких землетрясений — взрывы вулканических газов, гидравлические удары магмы, движущейся по каналу сложной формы.

Тектонические землетрясения связаны со скачкообразной разгрузкой длительно накапливающихся напряжений в земной коре. Медленные тектонические движения приводят к нарастанию напряжений в горных породах, и при переходе их через предел прочности породы разрушаются. Это происходит практически мгновенно с относительным перемещением блоков пород по глубоким разломам (существующим и вновь образованным) и с выделением огромной энергии. Тектонические землетрясения наиболее многочисленные (95 % всех зарегистрированных) и разрушительные.

Тектонические землетрясения иногда провоцируются техногенными причинами. В этих случаях землетрясения называются **наведенными.**

Приведем основные факторы, которые играют роль спускового механизма для наведенных землетрясений:

♦ давление толщи воды в связи с заполнениями крупных водохранилищ;

♦ нейтрализация геостатической нагрузки, уменьшение трения и прочности пород в зонах разрывных нарушений вследствие закачки под давлением жидкости в скважины;

♦ подземные ядерные взрывы;

♦ перераспределение напряжений в массивах горных пород при подземной разработке месторождений полезных ископаемых.

Известно большое число наведенных землетрясений, связанных с заполнением водохранилищ (Гувер, США, 1935 г.; Синьфынцзян, Китай, 1962 г.; Кремаста, Греция, 1965 г. и др.). Сильные землетрясения, вызванные подземными горными работами, зарегистрированы в нашей стране — на Втором Соликамском руднике (Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей в Пермской области, 1995 г.) и руднике «Умбозеро» (Лавозерское месторождение редких металлов в Мурманской области, 1999 г.). Эти землетрясения сопровождались разрушением горных выработок на большом протяжении и обрушением выработанного пространства.

Изменение локальной сейсмичности выявлено при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений. По мнению многих специалистов, сильнейшие землетрясения, происшедшие в районе газового месторождения Газли (Узбекистан) в 1976 и 1984 гг., обусловлены большими объемами пластовых вод, поступивших в газоносную структуру на место добытого газа.

4.2.1 Механизм землетрясений и их регистрация

Энергия, освободившаяся при взрывах, ударах или быстротечных тектонических движениях, вызывающих землетрясения, распространяется в массиве горных пород в виде упругих колебаний (сейсмических волн), которые и являются главным разрушающим фактором. Различают три основных вида сейсмических волн: продольные, поперечные и поверхностные.

Продольные волны *P* — элементарные колебания объема в земной коре. Они представляют собой колебательные движения частиц вещества (твердого, жидкого или газообразного) в направ-

лении распространения волны. Их можно уподобить натягиванию и ослаблению резиновой ленты. Скорость распространения продольных волн в массивах горных пород достигает 5—6 км/с.

Поперечные волны *S* — колебания частиц среды в плоскостях, перпендикулярных направлению движения волны. Их можно сравнить с колебаниями струны. Поперечные волны являются реакцией среды на изменение формы, поэтому они возникают только в твердых телах. Жидкости и газы не сопротивляются изменению формы, и в них поперечные волны не образуются. Скорость распространения поперечных волн в одних и тех же горных породах обычно в 1,7 раза меньше скорости распространения продольных волн.

Поверхностные волны *L* — возникают только на границе раздела двух сред, различающихся агрегатным строением (на земной или водной поверхности). Их возбуждают продольные волны, которые первыми достигают этих поверхностей. По характеру колебаний среди поверхностных волн выделяют **волны Лява** (поперечные колебания частиц в горизонтальной плоскости) и **волны Релея** (колебания частиц в вертикальной плоскости по сложной эллипсовидной траектории). Поверхностные волны длиннопериодные. Длина их достигает сотен километров при амплитуде до нескольких сантиметров, а скорость распространения почти в два раза меньше, чем у обычных поперечных волн.

Объемный участок земной коры или верхней мантии, в котором произошло освобождение энергии и разрушение массива горных пород, называют очагом землетрясения (рис. 4.21). Он обычно имеет десятки километров в поперечнике. Различают глубинный центр очага (гипоцентр, или фокус) и его проекцию на дневную поверхность (эпицентр). Деформации, вызванные сейсмическими волнами, распространяются от гипоцентра во все стороны по радиусам (сейсмическим лучам), образуя ряд последовательных положений фронта деформации (волнового фронта). Область наибольшего проявления разрушений на поверхности Земли вокруг **эпицентра** называется **эпицентральной**, или **плейстосейстовой**. Поверхности, во всех точках кото-

рых сила землетрясения одинакова, получили название **изосейсмических поверхностей**, а линии их пересечения с поверхностью Земли — **изосейстами.**

В зависимости от глубины гипоцентра землетрясения делятся на поверхностные (до 10 км), нормальные (10—60 км), промежуточные (60—300 км) и глубокофокусные (более 300 км). Денудационные, вулканические и значительная часть тектонических землетрясений, в том числе все наведенные, относятся к поверхностным. Среди тектонических землетрясений на территории нашей страны преобладают нормальные (46 %) и поверхностные (36 %). В меньшей степени проявлены промежуточные (18 %). Немногочисленные глубокофокусные землетрясения отмечаются, главным образом, на Дальнем Востоке.

Продолжительность (период) землетрясения — от нескольких минут до нескольких месяцев и даже лет. Обычно за первыми слабыми толчками (форшоками) быстро следует крупный толчок (главная фаза землетрясения), а завершает период землетрясения цепь более мелких толчков (афтершоков), которые с убывающей частотой могут продолжаться довольно долго.

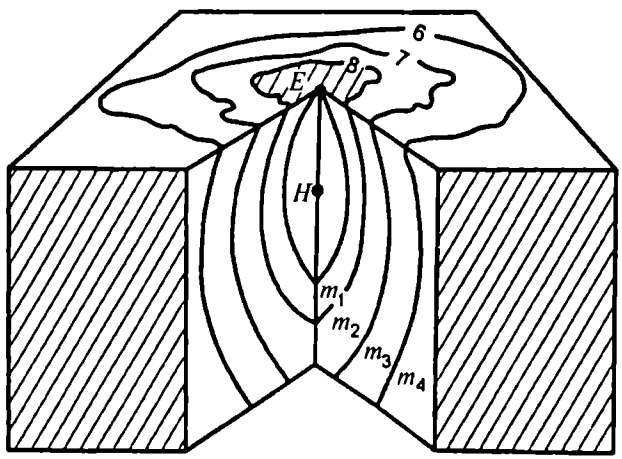


Рис. 4.21. Схема очага землетрясения:
H — гипоцентр; *E* — эпицентр; m_1—m_4 — последовательные положения волнового фронта; *6*, *7*, *8* — изосейсты; заштрихована плейстосейстовая область

Землетрясения сопровождаются звуками низких тонов (подземным гулом), световыми явлениями, возникновением в массиве горных пород трещин (одиночных и групповых) (рис. 4.22) и крупных разрывных нарушений (сбросов, реже взбросов и сдвигов) длиной от нескольких до сотен километров. При Гоби-Алтайском землетрясении (1957 г.) образовалась серия разрывов в зоне протяженностью около 700 км. По разрывным нарушениям происходят перемещения блоков пород с образованием опусканий (провалов) и поднятий. Впечатляют масштабы отдельных сейсмогенных провалов. Например, в Японии после землетрясения 1923 г. дно залива Сагами опустилось на 300—400 м.

В обводненных на глубине рыхлых породах наблюдаются выбросы на поверхность воды и грязи с последующим образованием воронок оседания. Постоянными следствиями землетрясений в горных районах являются обвалы, оползни и оплывины (сели) часто огромной разрушительной силы. Все перечисленные явления существенно изменяют рельеф местности, приводят к подпруживанию рек и образованию озер.

Если гипоцентр землетрясения расположен под дном моря или вблизи береговой линии на суше, то возникает моретрясение, с которым нередко связаны цунами — длиннопериодные волны, концентрически распространяющиеся со скоростью до 800 км/ч. В открытом море высота этих волн не превышает 2 м, что при большой длине волн делает их малозаметными. Однако, вблизи берега на мелководье волна цунами тормозит, вырастает до 20—40 м и с огромной силой обрушивается на побережье. Наиболее катастрофическими были последствия цунами, вызванные землетрясениями вблизи о. Хонсю (1896 г.), Лиссабонским (1750 г.) и при взрыве вулкана Кракатау (1893 г.), а в России — цунами Курильского землетрясения в 1952 г., разрушившего г. Северо-Курильск на о. Парамушир. В небольших водоемах во время землетрясения возникают сейши (стоячие волны) с периодом появления от нескольких минут до нескольких часов.

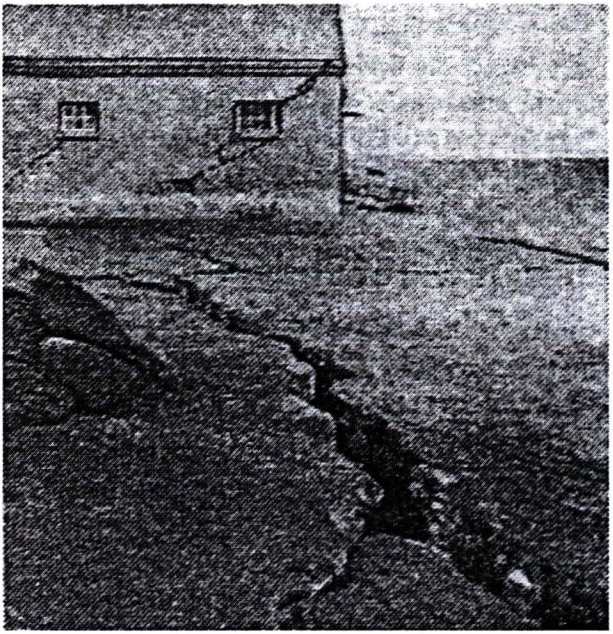


Рис. 4.22. Трещины в грунте и повреждение здания, вызванные смещением грунта при Ляопинском землетрясении в Китае (по Дж. А. Эйби)

В целом, разрушительная сила землетрясений больше в рыхлых и слабосцементированных породах, чем в плотных скальных. Нередко при землетрясениях здания и сооружения, построенные на коренных породах, особенно магматических и метаморфических, почти не подвергались деформациям, а такие же постройки на рыхлых породах разрушались. Наиболее сильные сотрясения наблюдаются там, где рыхлый материал залегает на скальных прочных породах сравнительно тонким слоем. По этой причине во время землетрясений возникают волнообразные изгибы, проседания, разрывы и смещения шоссейных и железных дорог (рис. 4.23), построенных на насыпях.

Землетрясения регистрируются сетью сейсмических станций с помощью специальных приборов — сейсмографов, фиксирующих с высокой точностью время прихода волн и их амплитуду. Обычно на сейсмической станции производится реги-

страция волн тремя сейсмографами: один регистрирует вертикальные колебания, а два других — горизонтальные, ориентированные в широтном и меридиональном направлениях. Сейсмографы записывают колебания Земли в виде сейсмограммы (рис. 4.24). Первыми фиксируются продольные волны *P*, имеющие максимальную скорость распространения, затем — поперечные *S*, а последними — поверхностные волны *L*, для которых характерны колебания большой амплитуды и периода.

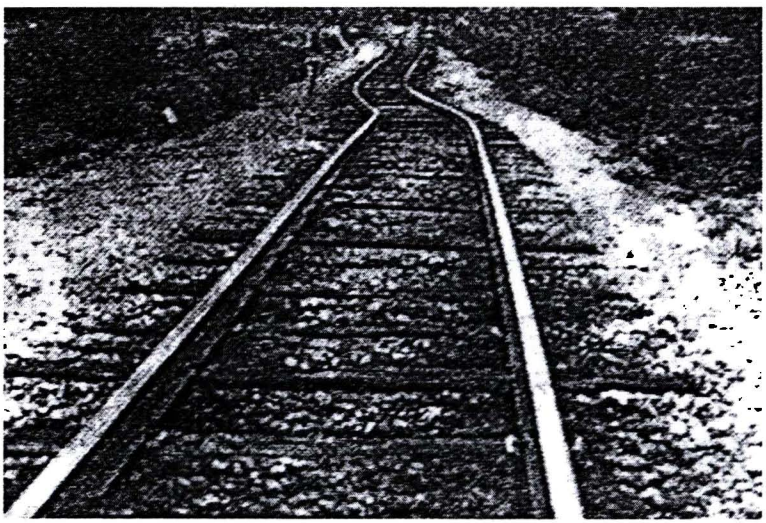


Рис. 4.23. Железная дорога, разрушенная землетрясением (по Дж. А. Эйби)

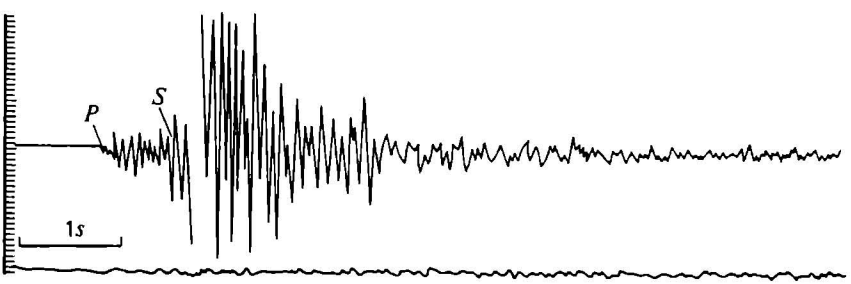


Рис. 4.24. Сейсмограмма:
P — момент поступления продольных волн; *S* — то же, поперечных

Специалисты-сейсмологи на основании изучения сейсмограмм определяют расстояние от станции до эпицентра землетрясения, длительность, местоположение эпицентра, глубину гипоцентра и ряд других параметров землетрясения. Точное положение эпицентра землетрясения устанавливают методом засечек с различных сейсмических станций.

4.2.2. Сила, энергии и магнитуда землетрясений

Сила (интенсивность) землетрясения обычно оценивается в баллах на основании записей сейсмографов (по величине колебаний при толчках), субъективных ощущений людей и наблюдаемых разрушений. В нашей стране действует принятая в 1952 г. 12-балльная шкала (ГОСТ 6249—52):

1, 2, 3 балла (незаметное, очень слабое) — регистрируется приборами и ощущается немногими людьми;

4 балла (умеренное) — отмечается многими людьми, возможно колебание окон и дверей;

5 баллов (довольно сильное) — просыпаются спящие, качаются висячие предметы, расплескивается вода в сосудах; здания не повреждаются;

6 баллов (сильное) — многие люди пугаются, шатаются здания, в них появляются трещины и легкие повреждения;

7 баллов (очень сильное) — колебания мешают стоять на ногах, значительные повреждения некоторых зданий, появление трещин в сырых грунтах;

8 баллов (разрушительное) — с трудом удается удержаться на ногах; разрушение зданий (крупные трещины, падение карнизов, дымовых труб); оползни и трещины на склонах гор;

9 баллов (опустошительное) — многих сбивает с ног; обвалы в некоторых зданиях, обрушения стен, перегородок, кровли; обвалы, оползни и осыпи в горах, трещины грунтах шириной 40 см и более;

10 баллов (уничтожающее) — обвалы и обрушения во многих зданиях; обвалы, оползни в горах, трещины в грунтах шириной до 1 м;

11 баллов (катастрофа) — многочисленные трещины на поверхности земли и вертикальные перемещения по ним, крупные обвалы в горах, общее разрушение зданий;

12 баллов (сильная катастрофа) — изменение рельефа в больших размерах, многочисленные трещины и перемещения по ним; огромные обвалы и оползни, изменение русел рек, образование озер; общее разрушение всех зданий и сооружений.

Сильные землетрясения ощущаются на расстоянии нескольких тысяч километров. Последствия таких землетрясений в густонаселенных районах катастрофические. Например, во время Токийского землетрясения 1923 г. было полностью уничтожено 128 тыс. домов, погибло и пропало без вести около 143 тыс. человек.

Механическая (упругая) энергия землетрясений определяется расчетными методами по параметрам зарегистрированных сейсмических волн. Она изменяется в широких пределах — от 10^{10} до 10^{25} эргов (1 эрг — количество энергии, способное перемещать массу 1 г на расстояние 1 см, сообщив ей при этом ускорение, равное 1 см/с^2). В целом, ее количество сопоставимо с энергией ядерных взрывов (энергия взрыва атомной бомбы средней мощности равна 10^{20} эргов), но сильные землетрясения с катастрофическими последствиями по энергии превышают ядерные взрывы в тысячи раз.

Непосредственное определение энергии вызывает большие затруднения. Вместо этого по предложению американского сейсмолога К.Рихтера для относительной энергетической характеристики землетрясений используют **магнитуду** (от лат. «магнитудо» — величина) — десятичный логарифм амплитуды наибольшей сейсмической волны (в микрометрах), записанной стандартным сейсмографом на фиксированном расстоянии от эпицентра землетрясения. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений характеризуются магнитудой, не превышающей 9 (примерно соответствует выделенной механической энергии, равной 10^{26} эргов).

Магнитуда M связана с выраженной в баллах силой землетрясения F приблизительным уравнением:

$M = 1{,}3 + 0{,}6\,F.$

Механическая энергия E землетрясения связана с его магнитудой эмпирической зависимостью

$$\lg E = 11 + 1{,}6\,M.$$

4.2.3. Географическая и геотектоническая приуроченность сейсмических областей

Эпицентры землетрясений расположены на поверхности Земли закономерно, образуя так называемые **сейсмические области** (зоны или пояса). Территории земного шара, где землетрясения происходят редко и имеют небольшую силу, называют **асейсмическими областями**.

Сейсмические области, как правило, пространственно совпадают с областями современного вулканизма, интенсивного рельефообразования (формирования поднятий в виде горно-складчатых сооружений, срединных океанических хребтов или опусканий типа глубоководных рвов и т.п.) и тектоно-магматической активизации платформ. Большинство очагов землетрясений (около 90 %) находится в двух узких зонах земной коры (поясах): Тихоокеанском и Средиземноморско-Индонезийском (рис. 4.25).

Тихоокеанский сейсмический пояс наиболее крупный. На его долю приходится около 70 % всех зарегистрированных землетрясений, причем большинство из них глубокофокусные. Этот пояс расположен по территории Тихого океана, вдоль глубоководных рвов и островных дуг.

Очаги землетрясений в Тихоокеанском поясе связывают с зонами Заварицкого — Беньофа, падающими в направлении континентов под углом примерно 45°. Указанные зоны фиксируют погружающуюся часть океанической плиты, испытывающей субдукцию (прерывистое поддвигание под другую плиту).

Средиземноморско-Индонезийский сейсмический пояс протягивается от Гибралтара через Средиземное море, Малую Азию, Ближний Восток и Гималаи к островам Индонезии, где он сочленяется с Тихоокеанским поясом. Со Средиземноморско-

Индонезийским поясом связано более 20 % землетрясений, большинство из которых мелкофокусные и промежуточные. В геотектоническом плане этот пояс соответствует гигантскому Альпийско-Гималайскому складчатому поясу, сформированному в мезокайнозойское время в зоне столкновения континентальных плит.

Остальные сейсмические области и пояса приурочены к срединным океаническим хребтам или к континентальным рифтам. Срединные океанические хребты образуют глобальную систему. Общая их длина достигает 60 тыс. км. Вдоль хребтов проходят рифты (глубокие впадины), ограниченные глубинными разломами. Срединные океанические хребты являются осевыми частями зоны спрединга — раздвигания океанических плит и наращивания океанической коры за счет излияния мантийных базальтов.

С зонами континентальных рифтов связаны сейсмические области района Великих озер в Африке, Прибайкалья (Россия), а также отдельных районов Монголии и Китая.

Асейсмические области занимают обширные равнинные пространства континентальных платформ и океанических плит.

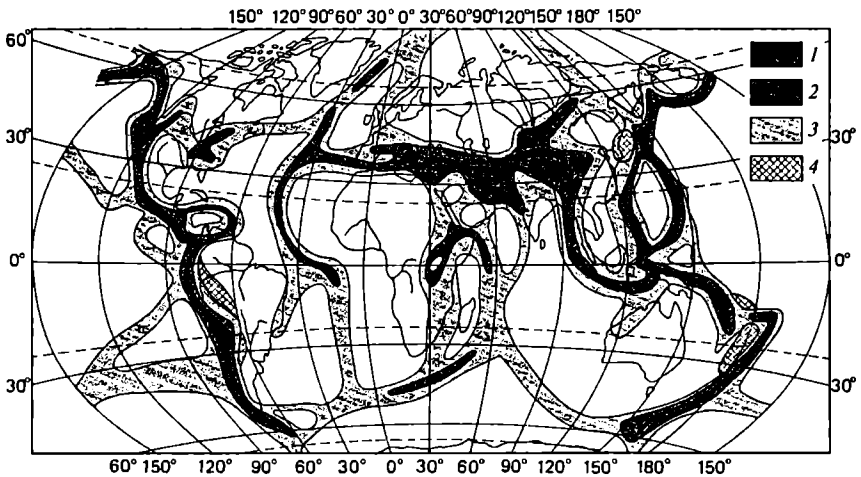


Рис. 4.25. Сейсмичность Земли (по Н.В. Шебалину):
зоны землетрясений: *1* — сильнейших, *2* — средней силы, 3 — слабых, *4* — глубинных (глубина гипоцентра более 100 км)

4.2.4. Прогноз землетрясений

Прогнозирование землетрясений заключается в научно обоснованном предсказании места, силы и времени проявления будущего землетрясения. Задача определения места и силы землетрясений частично решается путем составления карт сейсмического районирования (выделения районов сейсмической активности и их дифференцированной оценки по силе возможных землетрясений). Такие карты составляются на основе анализа сейсмического режима территории за длительный период времени с учетом особенностей ее геологического строения и развития. Пример такой карты для территории бывшего СССР дан на рис. 4.26. Анализ карты показывает, что на территории России сейсмоактивными являются районы Кавказа, Алтайского края, юга Восточной Сибири и Дальнего Востока, где возможны землетрясения силой до 6—8 баллов, а в Прибайкалье, на Камчатке и Курильских островах до 9—10 баллов.

Сейсмическое районирование позволяет учитывать сейсмические особенности тех или иных районов нашей страны при планировании и строительстве новых городов, железных дорог, электростанций и других крупных промышленных сооружений. На отдельных детально изученных участках можно определить вероятность возникновения землетрясений и дать сугубо приближенную оценку их параметров. Предсказание места и силы конкретного землетрясения остается нерешенной задачей, как и предсказание времени начала землетрясения.

Приводимые в этом направлении исследования базируются на изучении предвестников землетрясений. Можно выделить четыре группы таких предвестников.

1. Геофизические, выражающиеся в изменении соотношения скоростей распространения продольных и поперечных волн, характеристик электромагнитных и гравитационных полей, температуры и некоторых других физических параметров горных пород.

2. Геодинамические, связанные с накоплением механических напряжений в земной коре и изменением наклонов земной поверхности, которые фиксируются специальными приборами — наклономерами.

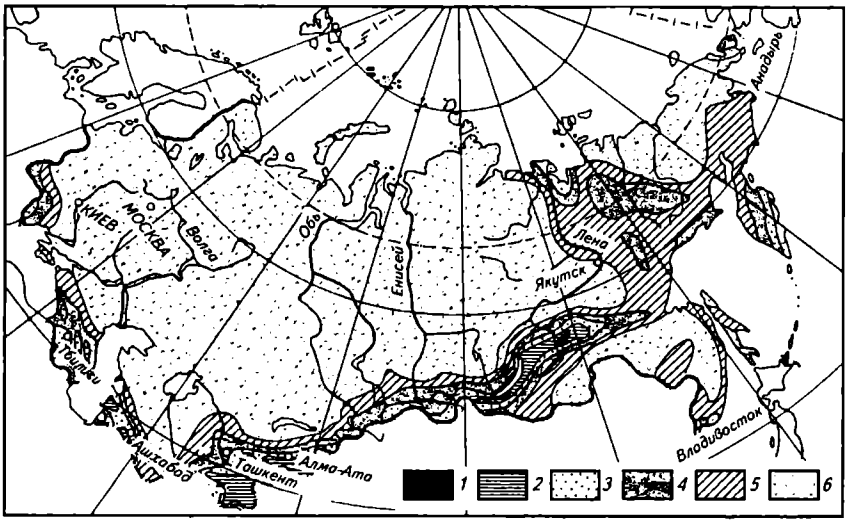


Рис. 4.26. Сейсмическое районирование территории России и стран СНГ (по данным Института физики Земли РАН).
Зоны: *1* — десятибалльная, *2* — девятибалльная, *3* — восьмибальная, *4* — семибальная, *5* — шестибалльная, *6* — асейсмическая (сила землетрясений менее шести баллов)

3. Гидрогеохимические, проявленные изменением уровней и дебита вод, нефти и газа в источниках и скважинах, а также концентрации газовых компонентов подземных вод (гелия, радона, диоксида углерода, сероводорода), вариациями изотопных соотношений отдельных элементов (гелия, углерода в диоксиде углерода и метане, кислорода в воде).

4. Зоологические, основанные на неадекватном поведении перед началом землетрясения многих животных, птиц и рыб.

Наиболее эффективным для прогнозирования землетрясений считается комплексное использование различных методов, основанных на применении перечисленных предвестников землетрясений. Прогнозы бывают долгосрочные (несколько лет), среднесрочные (месяцы) и краткосрочные (дни и часы). Краткосрочные прогнозы землетрясений в подземных условиях можно дать по систематическому повышению горного давления, усилению явлений отскакивания обломков горных пород от забоя, звуковым эффектам.

Борьба с сейсмоопасностью на той или иной территории ведется в двух направлениях. Одно из них — выбор для гражданского и промышленного строительства участков с минимальной вероятностью возникновения землетрясений, а в сейсмоактивных районах — с минимальным приращением сейсмического эффекта при землетрясениях. Второе направление — сейсмостойкое строительство. В зависимости от потенциальной сейсмической опасности применяют различные методы (специальные материалы, антисейсмические конструкции, облегчение кровли, уменьшение этажности и пр.). В нашей стране действуют официальные нормы сейсмостойкого строительства. При правильном их применении они обеспечивают сохранность зданий и сооружений даже при сильных землетрясениях.

4.2.5. Явления, связанные с землетрясениями

Следствием землетрясений могут быть нарушения магнитного и электрического поля Земли, световые и звуковые явления. Природа этих явлений еще окончательно не изучена.

В ряде случаев перед началом или во время землетрясения был виден желтовато-зеленый свет в отдельных участках атмосферы, часто над остроконечными горами, за высокими зданиями и т.п. Иногда это был мерцающий свет, иногда он напоминал вспышки молний или появлялись лучи, похожие на полярное сияние. Так, жители г. Ашхабада во время землетрясения 1948 г. наблюдали слабое сияние над Копет-Дагом. Молниеобразный эффект наблюдался в Германии при землетрясении 1911 г. Эти световые процессы связываются с явлениями атмосферного электричества или с изменением теплового режима (в результате трения отдельные частицы раскаляются до температуры свечения и вылетают в атмосферу в виде искр). В отдельных случаях наблюдатели фиксировали зарево от пожаров, возникающих при землетрясении, зарево от загоревшихся газов, угля и т.д.

Звуковые явления при землетрясениях выражаются гулом или шумом низкой частоты. Иногда гул предшествует землетрясению, иногда его сопровождает, но были случаи, когда гул был слышен, а землетрясения не происходило.

Причиной звуковых явлений, по-видимому, является возникновение в твердой земной коре волн с очень малым периодом и большой частотой колебаний. Подходя к поверхности Земли, эти звуковые волны распространяются в атмо- и гидросфере и дают звуковой эффект в земной коре и в атмосфере.

Изучение магнитных свойств Земли показывает их изменение в период землетрясения и, возможно, до его начала. Так, при землетрясении 1862 г. в г. Селенгинске произошло изменение магнитного склонения на 3,5°. Особенно сильные изменения магнитного поля наблюдались некоторыми обсерваториями в связи с землетрясением на юге Пиренейского п-ова в 1884 г., причем в районе г. Лиссабона эти магнитные возмущения начали отмечаться за два дня до землетрясения. Связь землетрясений и изменений магнитных свойств теоретически вполне объяснима: при землетрясении в Земле происходит перераспределение магнитных горных пород, что и вызывает изменение магнитного поля.

Физики экспериментально доказали, что магнитные свойства некоторых горных пород при сжатии изменяются; в земной же коре перед землетрясением, по-видимому, происходит процесс сильного сжатия.

В ряде случаев в районах, охваченных сильным землетрясением, наблюдалось аномально высокое напряжение электрического поля атмосферы вблизи земной поверхности. По мнению проф. Чернявского, это обусловлено тем, что во время землетрясения некоторые минералы разогреваются до красного или белого каления и в условиях большого давления способны выделять положительные заряды, в результате чего в нижних слоях атмосферы изменяется электрическое поле.

4.3. МАГМАТИЗМ

4.3.1. Общая характеристика магматизма. Причины зарождения и миграции магматических расплавов

Магматизм — сложный многостадийный процесс. Этим термином объединяют явления зарождения самой магмы, последующей ее миграции в земной коре и образования магматических горных пород.

Магма представляет собой огненно-жидкий расплав, состоящий из силикатов. Магматический расплав всегда содержит летучие вещества — газы и пары воды*.

Магма, перемещаясь в толще земной коры, воздействует на окружающие горные породы высокой температурой, газами и парами воды и частично переплавляет и ассимилирует вещества этих пород, тем самым изменяя свой первоначальный состав.

Согласно современным воззрениям, магматические очаги возникают путем периодического локального расплавления вещества земной коры или мантии, вызываемого изменением термодинамических условий — **давления и температуры.**

Каковы же основные причины, приводящие к изменению термодинамических условий? Как известно, температура Земли закономерно возрастает с глубиной. На глубине около 100 км она составляет 1300—1500 °С. Если бы давление было равно атмосферному, то при подобной температуре любая горная порода должна была бы перейти в расплавленное состояние. Однако господствующие на тех же глубинах давления, измеряемые тысячами мегапаскалей, значительно повышают температуру плавления горных пород, препятствуя переходу их в жидкую фазу. Нарушение этого равновесия на том или ином участке

* Вода является основным «плавнем», содействующим образованию гранитной магмы. В присутствии воды это происходит уже при температуре 600—700 °С, тогда как точка плавления «сухого» гранита превышает 1000 °С.

и, в первую очередь, понижение давления или повышение температуры вызывают локальный переход вещества в жидкую фазу и приводят к образованию **первичных магматических очагов**. Обычно первичные магматические очаги возникают в нижних горизонтах земной коры или в верхней мантии, чаще всего в астеносфере.

Вследствие перемещения магматических расплавов в более высокие горизонты земной коры могут образовываться **вторичные магматические очаги.**

По всей видимости, наиболее благоприятные условия для ослабления давления возникают при различных тектонических процессах, с которыми связано образование сложных и неоднородных полей тектонических напряжений, а в ряде случаев и нарушение сплошности земной коры. Поскольку наиболее интенсивные тектонические движения проявляются в пределах геосинклиналей, именно с этими структурными элементами земной коры связано широкое развитие процессов магматизма в настоящем и прошлом нашей планеты,

Повышение температуры, которое также может привести к локальному расплавлению горных пород и образованию магматических очагов, связывается с различного рода **физико-химическими процессами**, сопровождающимися выделением тепла. Важнейшими из них в настоящее время считаются процессы распада радиоактивных элементов, содержащихся в недрах Земли. Определенную роль в генерации тепла играют также гравитационные процессы дифференциации вещества и различного рода фазовые превращения, протекающие по **экзотермической схеме**, т.е. с выделением тепла.

Согласно взглядам некоторых исследователей, магматические очаги формируются постоянно. Они скапливаются в верхней части астеносферы в виде астенолитов, откуда затем поднимаются в верхние горизонты земной коры. Движение магмы к поверхности обусловлено, во-первых, гидростатическим давлением и, во-вторых, значительным увеличением объема, которым сопровождается переход твердых горных пород в состояние расплава.

Достигая поверхности Земли, магма теряет значительную часть растворенных газов, приобретает большую подвижность и таким образом превращается в **лаву**. Следовательно, магма при миграции непрерывно меняет свой состав.

Магматизм проявляется в двух основных формах: а) эффузивного магматизма и б) интрузивного магматизма.

При **эффузивном магматизме** магматические массы пробиваются через толщу земной коры и изливаются на поверхность (явления извержения вулканов). На поверхности они быстро застывают и превращаются в **эффузивные (излившиеся) магматические горные породы**. Главные отличительные их особенности — стекловатое или неполнокристаллическое строение и залегание в виде покровов и потоков.

При интрузивном магматизме магма лишь внедряется в толщу земной коры, но не пробивается на поверхность. Застывая на глубине, магма превращается в **интрузивные (глубинные) горные породы**. Главные отличительные признаки этих пород — полнокристаллическое строение и залегание в виде интрузивных тел — жил, даек, батолитов, лакколитов, силл и т.д.

4.3.2. Эффузивный магматизм

Эффузивный магматизм, или **вулканизм**, объединяет все процессы, связанные с излиянием магмы на земную поверхность. Летучие компоненты, которые на глубине, благодаря высокому давлению, удерживаются в магме в растворенном состоянии, выделяются из нее по мере продвижения к земной поверхности. Поэтому магма, излившаяся на поверхность, значительно обеднена летучими веществами по сравнению с родоначальной.

Типы вулканических аппаратов и продукты вулканической деятельности

В зависимости от характера каналов, по которым магматический расплав поднимается на дневную поверхность, различают два типа вулканических аппаратов — центральный и трещинный.

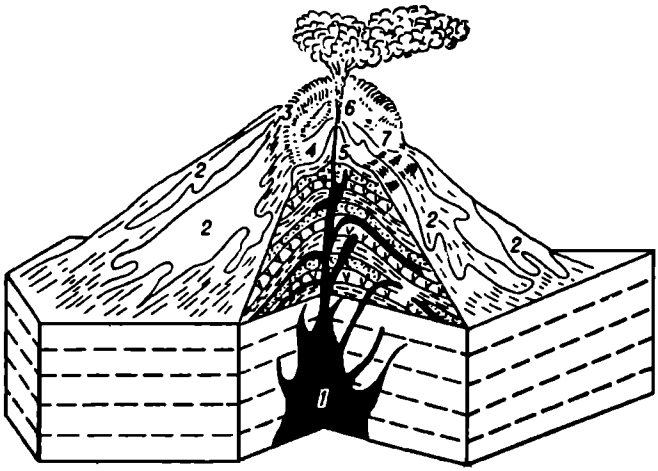


Рис. 4.27. Строение вулкана центрального типа:
1 — лавовый очаг; *2* — лавовый поток; *3* — сомма; *4* — конус; *5* — жерло; *6* — кратер; *7* — кальдера

Вулканы центрального типа (рис. 4.27) имеют форму усеченного конуса, сложенного продуктами извержения. В центре вулкана расположено жерло, соединяющееся непосредственно с вулканическим очагом. Через жерло извергаются магматические продукты. У поверхности Земли жерло переходит в чашеобразную воронку — **кратер**, который образуется при взрыве в верхней части вулкана. Нередко после извержения в верхней части вулкана образуется полость, в которую проваливается вершина, а иногда и прилегающие к ней участки земной поверхности. Такая впадина называется **кальдерой** (*рис. 48, цв. вкл.*), ее размеры могут достигать нескольких километров в поперечнике. Стенки древнего кратера представляют собой высокий вал, называемый **соммой**. При очередном извержении вулкана на дне кальдеры формируется новый конус, на вершине которого размещается новообразованный кратер. У многих крупных вулканов от основного жерла ответвляются побочные выводные отверстия, называемые **паразитическими вулканами**. Формы геологических тел, образуемых продуктами извержений вулканов центрального типа, представлены, главным образом, потоками, реже куполами.

В вулканах **трещинного типа** центральное выводное отверстие отсутствует и лава изливается на поверхность через глубокие протяженные трещины в земной коре. В результате образуются мощные лавовые покровы.

Большинство современных вулканов относится к вулканам центрального типа. Трещинные излияния в историческое время наблюдались в Исландии, где в 1873 г. при излиянии из трещины длиной 32 км образовался базальтовый покров площадью 557 км^2. Наиболее крупные трещинные излияния связаны с геологическим прошлым. Таковы покровы базальтов Восточной Сибири, образовавшиеся в раннем мезозое (так называемые траппы), базальтовые покровы Деканского плоскогорья в Индии, где наиболее сильные излияния происходили в конце мелового и в палеогеновое время, неогеновые и антропогеновые базальтовые покровы Армянского нагорья, занимающие площадь около 50 000 км^2.

Продукты вулканической деятельности принято делить на три группы: жидкие, твердые и газообразные.

К **жидким продуктам** относятся **лавы** разнообразного состава, которым и определяются ее свойства. Лавы основного состава жидкие и легкоподвижные. При застывании из такой лавы образуется порода, называемая базальтом, черного или темно-синего цвета. При остывании лав среднего состава образуются андезитовые породы. Лавы кислого состава обычно бывают менее подвижны и характеризуются большей густотой и вязкостью по сравнению с основными и средними. При застывании лавы кислого состава образуют дацитовые и риолитовые породы, имеющие более светлую окраску (часто белую), чем средние и основные породы.

При застывании жидкой (основной) лавы возникают покровы или потоки волнистой лавы. Из вязкой (средней) лавы образуется глыбовой лавовый покров, в котором глыбы нагромождаются друг на друга под напором новых порций лавовых излияний. При застывании лавы кислого состава образуют купола или толстые короткие покровы.

Количество лавы, изливающейся при извержении, бывает различным, особенно много изливается базальтовой лавы. Лавовые потоки достигают нескольких километров в длину при ширине в сотни метров.

Текучесть лавового потока, как уже отмечалось, зависит от состава лавы, температуры и наличия растворенных в ней газов. Лава растекается потоками при температуре выше 1050 °С, причем потоки основной лавы движутся со скоростью несколько километров в час.

Лавы, насыщенные газами, при застывании образуют пористые породы. В порах и пустотах могут возникать различные минералы, кристаллизующиеся как из газов, так и из водных растворов, проникающих в эти пустоты. В результате в лавовой породе возникают многочисленные шарики или бобовины кальцита, опала, агата, цеолитов и других минералов. Такая порода носит название **миндалевидного камня**, или **мандельштейна.**

Поверхность лавового потока бывает обычно двух типов: глыбовая и волнистая. **Глыбовая** поверхность образуется у более вязких лав; среди глыб иногда возвышаются утесы с весьма причудливыми очертаниями (рис. 4.28). **Волнистая**, плоскобугристая поверхность бывает у жидкой лавы (рис. 4.29). На такой поверхности хорошо видно, как одни порции уже загустевшей лавы наплывали на другие, а затем в таком виде застывали.

При подводном излиянии возникает подушечная лава, состоящая из округлых образований, похожих на подушки или валики.

Большинство вулканов одновременно с лавой выбрасывает огромное количество **твердых продуктов**. Некоторые исследователи, в частности, английский вулканолог Тиррель, считают, что количество твердых продуктов в десятки, а то и в тысячи раз превышает количество лавы. Твердые продукты представляют собой обломки самой различной величины — от долей миллиметра до нескольких метров в диаметре. Провести точную грань между жидкими и твердыми продуктами не всегда удается, так как жидкая капелька лавы быстро застывает в воздухе и падает на землю в виде твердого шарика.



Рис. 4.28. Обелиск на лавовом потоке паразитического вулкана Туйла на Камчатке

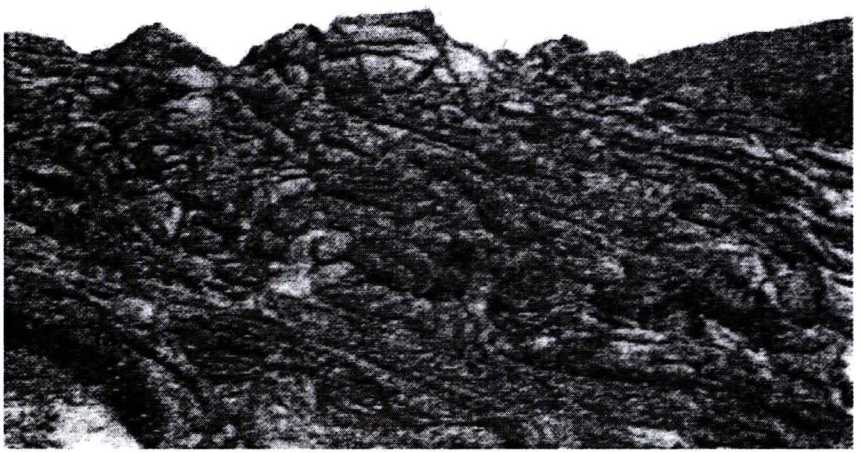


Рис. 4.29. Волнистая поверхность лавы Везувия

Твердые продукты вулканизма по величине обломков подразделяются на следующие типы: 1) пепел, пыль; 2) песок; 3) камешки (лапилли); 4) бомбы; 5) глыбы. Все эти продукты извержения образуются за счет раздробления при взрывах застывшей лавы прежних извержений, а также осадочных и магматических пород, слагающих жерло вулкана. Чем больше взрывная волна, тем больше твердых продуктов извержения.

Вулканический пепел представляет собой мельчайшие (от долей миллиметра до миллиметра) остроугольные обломки пемзы, стекла, различных минералов, видимые только под микроскопом. Цвет вулканического пепла самый разнообразный. Из камчатского вулкана Ксудач в 1907 г. был выброшен пепел желтого цвета, часть пепла вулкана Кракатау имела красный цвет. Вулканический пепел выбрасывается иногда в огромных количествах. При извержении вулкана Ксудач его было выброшено около 3 км^3. Еще большее количество пепла (около 20 км^3) было выброшено при извержении вулкана Катмай (1912 г.).

Пепел может распространяться на очень большие расстояния от кратера вулкана, так как при взрыве он выбрасывается в высокие слои атмосферы, откуда разносится воздушными течениями. Имеются данные, что вулканический пепел из вулкана Кракатау дважды облетел земной шар, в связи с чем в Европе в последующие годы выпадали дожди красного цвета.

Скорость перелета пепла достаточно большая: во время извержения вулкана Аски в Исландии через 12 ч после извержения пепел оказался на западном берегу Норвегии, а еще через 10 ч долетел до Стокгольма, т.е. скорость переноса достигала 80—100 км/ч.

Пласты пепловых пород, накопившиеся в результате прошлой деятельности ныне потухших вулканов, встречаются очень часто, причем иногда на значительном удалении от вулкана. Например, пеплы вулканов, извергавшихся в Закарпатье, были встречены к северу от Карпат, в Подолии, а пеплы кавказских вулканов встречаются в Воронежской области. Толщина пластов этих пород достигает иногда нескольких метров.

Вулканический песок содержит зерна, более крупные, чем пепел (от 1—5 мм до горошины); состоит он также из мелких перетертых частиц раздробленной лавы и боковых пород; при осаждении обычно бывает перемешан с пеплом.

Из кратера вулкана в большом количестве выбрасываются и более крупные, чем песок и пепел, обломки самых различных размеров — вулканические бомбы. Все они, как правило, угловаты и очень различны по составу.

Во время извержения горы Вулкано была выброшена глыба объемом 25 $м^3$ и массой 68 т. В большом количестве обломки выделяются обычно в первую фазу извержения, когда происходит прорыв основного жерла, затем к ним примешиваются во все возрастающем количестве лапилли и лавовые бомбы. Обломки вместе с вулканическим песком и пеплом скапливаются на склонах вулкана, у его подножия, главным образом, в рытвинах и канавах, бороздящих склон.

Весь обломочный материал, выбрасываемый из вулкана, получил название **вулканокластического** (от греч. «клястикос» — раздробленный). При осаждении, уплотнении и затвердевании этого обломочного материала образуются вулканические породы, которые по способу образования, количеству, размеру обломков и характеру цемента разделяются на **туффиты** и **туфы**.

Газообразные продукты выделяются из жерла, побочных кратеров и многочисленных трещин на различных стадиях вулканической деятельности. Примерно на 60—90 % они состоят из водяного пара, при конденсации которого в атмосфере нередко возникают сильные ливни, сопровождающие извержения вулканов. Кроме водяных паров, в их состав входят: H_2S, SO_2, CO, CO_2, HCl, HF, NH_4Cl, NH_3, H_2, H_2BO_3 и другие газы.

Состав газовых выделений зависит от температуры. При температурах выше 180 °С выделяются так называемые **фумарольные газы** (от лат. «фума» — дым), характеризующиеся сложным хлористо-сернисто-углекислым составом с преобладанием хлористых соединений. В дальнейшем они сменяются

сольфатарными газами с температурами 180—100 °С, в составе которых преобладают сернистые соединения. При температурах ниже 100 °С выделяются существенно углекислые газы, называемые **мофетными**. При сублимации вулканических газов нередко возникают минеральные образования, являющиеся объектами добычи. Так, в Италии, вблизи г. Лордорело ежегодно добывают тысячи тонн борной кислоты, буры, аммиачной соли и других продуктов возгона, а перегретый пар широко используется для выработки электроэнергии.

Деятельность вулканов

В жизни вулканов выделяют сменяющие друг друга **периоды вулканических извержений**, или активной эруптивной деятельности, и разделяющие их гораздо более продолжительные **периоды покоя**, когда проявляются различного рода поствулканические процессы. Причем в чередовании периодов покоя и активной деятельности не найдено определенной закономерности. Интервалы между извержениями могут быть самыми различными — от нескольких лет до десятков, сотен и даже тысяч лет.

Вулканы, в историческое время не проявившие активной деятельности, считаются потухшими, примерами могут служить кавказские вулканы Казбек и Эльбрус.

Однако, деление вулканов на действующие и потухшие весьма условно, так как никогда нет уверенности, что вулканы, считающиеся потухшими, не возобновят свою деятельность. Вот что писал о них известный французский исследователь вулканов Г. Тазиев: "Они отнюдь не мертвые, какими кажутся тем, кто не может или не хочет познать их нрав. Вулкан может «спать» век, два, даже тысячелетие, и люди совсем перестанут думать или вспоминать о нем. А между тем, геологическая жизнь вулканов не замирает: она измеряется не годами, а тысячелетиями и десятками тысячелетий. Могут пройти века, сотни веков — и над окрестностями «потухшего» вулкана вновь нависнет смертельная опасность".

И таких примеров история знает немало. Вулкан Везувий ничем не проявлял себя до 79 г. н.э. На его склонах спокойно жили люди. Извержение 79 г. — одно из сильнейших и известнейших в истории — привело к гибели городов Геркуланума, Стабии и Помпеи, погибло около 24 тыс. человек. Впоследствии Везувий бурно извергался в 1631, 1794, 1872, 1906 и 1944 гг. Примером грандиозной катастрофы является также извержение вулкана Кракатау в Зондском проливе в 1883 г., произошедшее после двухсотлетнего перерыва. Извержение продолжалось несколько месяцев. В результате вулканических взрывов две трети острова, на котором располагался вулкан (площадью около 75 км^2), были взорваны и на этом месте возник морской залив глубиной 300 м. Пепел, выброшенный вулканом, осел на площади 800 000 км^2, в Зондском проливе он мешал плыть кораблям. Взрывы повлекли за собой возникновение гигантских волн высотой 35—36 м. Прокатившись по всему Индийскому, Тихому и части Атлантического океана, эти волны унесли 37 тыс. человеческих жизней.

Активная деятельность вулканов проявляется по-разному, главным образом, в зависимости от химического состава изливающихся лав и содержания в них летучих компонентов.

По характеру извержений вулканы разделяют на ряд категорий и типов.

Категории и типы вулканов

Характер извержений зависит, в основном, от состава лавы, количества и активности газов, от глубины расположения лавового очага и высоты поднятия лавы вдоль жерла или трещины.

Магма основного состава содержит меньшее количество газов, является более жидкой и излияние ее происходит, как правило, весьма спокойно. Извержения кислой магмы сопровождаются выделением огромного количества газов, которые почти всегда производят большие разрушения, разрыхляют и выбрасывают в атмосферу твердые горные породы, встречающиеся на

пути их прорыва. Магма, поднимаясь в поверхностные части Земли, уже на глубине испытывает большие преобразования. Газы, содержащиеся в ней и вновь возникающие при химических реакциях, скапливаются в верхней части внедряющейся магмы, поэтому при каждом извержении вначале вырываются газы, а уже позднее происходят внедрение или излияние лавы.

На характер выделения газов влияют состав и структура пород, через которые они проходят. В случае пористых или трещиноватых пород, заполняющих канал, по которому движутся газы, а также открытом канале они выходят с меньшими взрывами. Если же этот канал закупорен пробкой из более твердых пород, то они выбрасывают ее с большей силой.

Вулканы по **характеру извержений** разделяют на три категории: **лавовую, смешенную и газово-взрывную**. В каждой категории выделяются отдельные типы вулканов (рис. 4.30), чаще всего называемые по наиболее характерному вулкану, извержение которого явилось образцом для данного типа (табл. 4.1).

Лавовая категория вулканов. Извержения вулканов лавовой категории были многочисленны в прошлые геологические периоды. **Площадной тип** вулканов в настоящее время неизвестен. В древние периоды извержения этого типа, по-видимому, совершались следующим образом: магма подходила к поверхности Земли, переплавляла и поглощала твердые горные породы, постепенно просачивалась через них к поверхности и образовывала огромные по площади лавовые озера. Площадные извержения были очень своеобразны, они происходили без взрывов и выброса твердых продуктов. Конусы вулканов были очень плоскими и представляли собой пологие возвышенности. Подобным образом изливалась, по-видимому, лава в пермском и триасовом периодах на обширных пространствах современного Красноярского края (Сибирские траппы), в мелу и палеогене на Деканском плоскогорье в Индии, а также в Южной Америке и Африке.

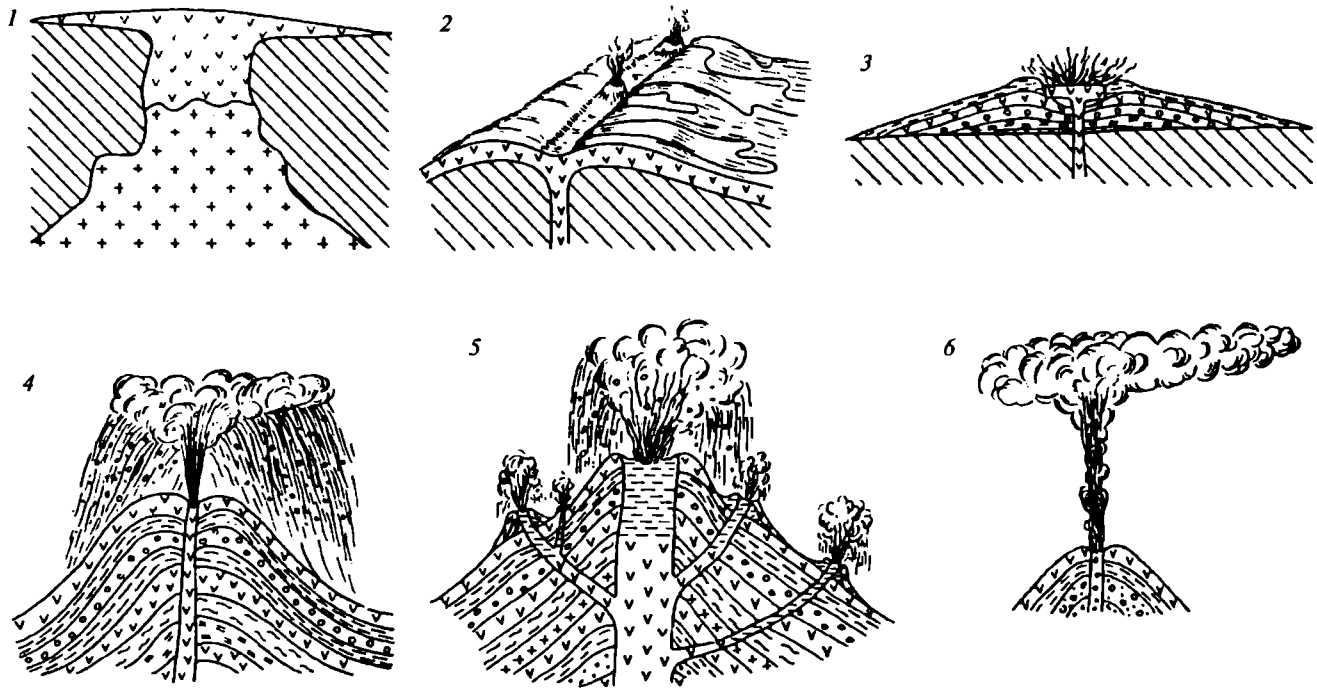


Рис. 4.30. Типы вулканов:
1 — площадной; *2* — трещинный; *3* — гавайский; *4* — стромболианский; *5* — этно-везувианский; *6* — плинианский

Таблица 4.1

Классификация вулканов по характеру извержений

Категория вулкана	Тип вулкана	Типовой вулкан
Лавовый	Площадной	В настоящее время отсутствует
	Трещинный	Трещина Скантор (Исландия)
	Гавайский	Килауэа (Гавайские острова)
Смешанный	Стромболианский	Стромболи (Италия)
	Вульканский	Вулькано (Италия)
	Этно-везувианский	Этна и Везувий (Италия)
Газово-взрывный	Мерапийский	Мерапи (Индонезия)
	Пелейский	Мон-Пеле (Малые Антильские острова)
	Катмайский	Катмай (Аляска)
	Кракатауский	Кракатау (Зондские острова)
	Газово-взрывные воронки (маары)	Маары
	Бандайсанский	Бандай-Сан (Япония)

Трещинный (исландский) тип вулканов несколько напоминает площадной по масштабу излияний лавы на поверхность, но магма в них подходит к поверхности через узкие каналы-трещины. Перед прорывом земной коры лава скапливается в лавовом очаге, причем происходит выделение газов, хотя и в малом количестве. Извержение начинается выходом газа по уже ранее существовавшей трещине, поэтому особенно сильных взрывов не происходит; затем начинается излияние лавы. В стадии наиболее сильного извержения лава вытекает сразу из всей трещины, образуя широкие лавовые потоки. Так как лава, выливающаяся из трещинных вулканов, обычно очень жидкая, то она растекается на большие расстояния. Вулканы трещинного типа, помимо Исландии, встречаются на Гавайских островах. На юго-восточной стороне вулкана Килауэа известна трещина длиной 9 км, из которой вылился поток лавы длиной 6,5 км и толщиной всего несколько сантиметров.

Гавайский тип вулканов по характеру извержения и вулканическим продуктам близок к трещинным, но извержение лавы происходят у них через трубообразный канал. Кратер вулканов гавайского типа очень плоский, тарелкообразный. В него открывается один или несколько широких круглых или овальных в сечении каналов (жерло). Конус вулкана плоский и обычно огромных размеров. Склоны конуса наклонены под углом 7—10°, в верхней части — до 15°. По своей форме вулканический конус этого типа напоминает щит, в связи с чем подобные вулканические горы получили название **щитовидных**. Кроме Гавайских островов, вулканы этого типа имеются в Исландии, на о-вах Самоа, к северо-востоку от Австралии, а также в восточной части Африки.

Вулканы смешанной категории характеризуются выбросами лавы, а также твердых и газообразных продуктов. Вулканы этой категории имеют конусы правильной формы и отличаются наибольшей красотой, например, Фудзияма в Японии, Кроноцкий и Корякский на Камчатке. Конусы этих вулканов состоят в большинстве случаев из переслаивания лавы и твердых продуктов извержения (бомбы, пепел, вулканический песок и т.д.), в связи с чем их называют **слоистыми**, или **стратовулканами**.

Стромболианский тип вулканов получил название по вулкану Стромболи, находящемуся на Липарских островах в Средиземном море. Вулкан Стромболи часто называют маяком, так как почти все время из его кратера выделяются газы и выбрасываются комки еще пластичной раскаленной лавы, которые ночью светятся. Лава в этом вулкане почти всегда стоит в жерле и дает (особенно ночью) красноватый свет. Вулканы данного типа характеризуются извержениями лав основного (базальтового) состава (с температурами около 1000—1200 °С), которые, периодически переваливаясь через края кратера, стекают по склонам со скоростью 8—10 м/с, образуя лавовые потоки длиной 40—50), иногда 80 км. Лава сравнительно бедна газами, взрывов почти не наблюдается. Помимо вулкана Стромболи (Италия), к данному типу относится вулкан Ицалько в Центральной Америке. По стромболианскому типу происходили также некоторые

извержения Ключевского вулкана и вулкана Плоский Толбачек на Камчатке (Россия).

Вульканский тип вулканов назван по имени горы на о. Вулькано, относящегося к архипелагу Липарских островов. Лава вулканов этого типа более вязкая, чем у ранее описанных, чаще всего андезитового, трахитового или дацитового состава, быстро застывающая. После извержения она плотно закупоривает центральный кратер. Магматический очаг, как и в вулканах стромболианского типа, располагается близко к поверхности, но газы в отличие от последних не имеют возможности непрерывно и свободно выходить. Они скапливаются под пробкой из лавы предыдущего извержения и затем вырываются с большой силой, выбрасывая пробку вверх.

Вулканы вульканского типа имеют форму конуса с довольно крутыми стенками и глубоким кратером на вершине, жерло их обычно бывает заполнено или лавой, или обломками твердых продуктов извержения.

Этно-везувианский тип вулканов очень сходен с вульканским. Периоды извержения здесь реже, чем в вульканском типе, а количество газов, вырывающихся при извержениях, значительно больше. После длительного периода спокойствия или умеренной деятельности вулкана лава с большой силой начинает выбрасываться высоко вверх, разбрызгиваясь и превращаясь в вулканический туф, пепел и шлак. При первичном сильном взрыве на конусе вулкана обычно появляются трещины и ослабленные зоны. В последующий период извержения лава и газы, будучи не в состоянии подняться до вершины центрального канала, используют эти боковые трещины для извержения, образуя жерла на склонах, отверстия в которых называются «бокки». Над этими бокковыми жерлами часто возникают паразитические, или побочные конусы.

Главная масса лавы изливается через паразитические конусы. Так, во время извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. из главного кратера вылилось 14 млн $м^3$ лавы, а из расположенного на склоне кратера Билюкай — 240 млн $м^3$ лавы, образовавшей сначала один 16-километровый поток лавы, а затем четыре потока.

Деятельность паразитических вулканов Камчатки была изучена в связи с извержением 1938 г. Ночью с 6 на 7 февраля на восточном склоне Ключевского вулкана на одной прямой линии на высоте 1000—1900 м прорвалось пять побочных зулканов, что явилось доказательством их образования на протяжении определенной трещины.

Особенно интенсивной была деятельность наиболее низко расположенного вулкана Билюкай, извержения которого продолжались 390 дней. На конусе Билюкая имелось три жерла. Из основного жерла происходили взрывы, реже фонтанировала лава. Из боковых жерл вырывалась лава и стремительно выбрасывались громадные черные столбы газа, насыщенного глыбами, обломками и песком. При этом было выброшено вулканического песка и пыли около 25 млн $м^3$, паров воды 6 млн т и около 100 тыс. т хлористого водорода и других газов. На склонах Ключевского вулкана наблюдается до 60 побочных кратеров.

На склонах вулкана Этна, расположенного в Средиземном море, на о. Сицилия, и являющегося типичным вулканом этой группы, имеется 800 бокк и свыше 200 паразитических конусов.

Кратер у вулканов этно-везувианского типа глубокий, часто весьма сложного строения (см. рис. 4.27). Современный кратер иногда располагается на вершине относительно небольшого конуса, находящегося внутри огромной чаши древнего кратера. Стенки древнего кратера представляют собой высокий вал, в большинстве случаев сильно разрушенный в процессе более поздних извержений.

Как уже отмечалось, вал этот получил название **сомма** — по имени горы Сомма на конусе Везувия. Особенно хорошо он выражен у Везувия, у вулканов Авачинского и Крашенинникова на Камчатке. Современная форма древнего большого кратера образовалась, по-видимому, в несколько приемов. После извержения древнего вулкана в связи с возникшими под кратером пустотами он мог провалиться и превратиться в огромную воронку. Такой обвалившийся кратер носит название кальдеры. У некоторых вулканов образование кальдеры связывается с мощным взрывом, выбросом обломков, в результате чего и образуется обширная впадина.

Вулканы этно-везувианского типа распространены очень широко. К ним относится большинство вулканов Средиземного моря, многие вулканы Южной Америки, Японии, Курильских островов и Камчатки.

Газово-взрывная категория вулканов. Вулканы этой категории извергают огромное количество газов и пара и очень небольшой объем лавы, последняя иногда полностью отсутствует. Извержения связываются с кислой или средней магмой. Магматические очаги, питающие эти вулканы, располагаются на значительной глубине, магма из них часто не достигает поверхности Земли.

Мерапийский тип выделен по характеру извержений вулкана Мерапи на о. Ява. Извержения сопровождаются выделением большого количества газов. Лава имеет андезитовый или дацитовый состав (54—55 % SiO_2). Извержение сопровождается **лахарами** — горячими каменно-грязевыми потоками. Длина такого потока у Мерапи достигла 40 км, у вулкана Агунг на о. Бали — 25 км. В конце извержения в центральном кратере или на склонах выдавливаются купола вязкой андезитовой или дацитовой лавы. Соотношение твердых и жидких продуктов при извержениях этого типа, т.е. **коэффициент эксплозивности,** 90—95 в пользу первых. По мерапийскому типу извергаются многие вулканы Индонезии, а на Камчатке к этому типу относится извержение вулкана Безымянного в 1956 г.

Пелейский тип. Лавы этих вулканов — андезитовые, характеризующиеся исключительно высокой вязкостью и температурами порядка 800 °С. Застывая еще в кратере, лава медленно выдавливается из него под давлением скапливающихся газов. Извержения сводятся к крупным газовым взрывам, выбрасывающим огромное количество твердых продуктов и раскаленных газов. Застывшая лава образует своеобразные купола-обелиски.

Катмайский тип вулканов характеризуется извержением кислой лавы, содержащей огромное количество газа. Газ и пары воды вырываются с большой силой, а так как готового жерла нет или оно плотно закупорено лавой предыдущих извержений,

то, вырываясь, они производят большие разрушения, дробят породы и поднимают в воздух огромное количество пепла и пыли. Кислая лава в катмайском типе может подниматься по жерлу, образуя вязкие пробки и невысокие купола. Заканчивается извержение часто вновь сильным взрывом, во время которого конус может быть сильно поврежден, а кратер очищен от лавы. После главной фазы извержения у вулканов катмайского типа еще долгое время в кратере и на склонах действуют газовые струи с температурой до 650 °С.

Кракатауский тип вулканов характеризуется необычайно сильным взрывом с выходом огромного количества газов. Лава в отличие от катмайского типа на поверхности не появляется. Тип назван так по имени вулкана Кракатау, расположенного на одноименном острове в Зондском проливе, между о-вами Суматра и Ява. Извержение этого вулкана началось 26 августа 1883 г. частыми сильными взрывами через каждые 10 минут. Из кратера и боковых трещин вырывались тучи пепла и пыли, достигающие высоты 16 км. 27 августа утром произошло четыре необыкновенных по силе взрыва, которые были слышны на расстоянии 4800 км, и огромная туча из пемзы, пепла и пыли поднялась на высоту 80 км. После того, как рассеялся пепел, окутавший гору, обнаружилось, что 2/3 острова бесследно исчезли. На месте горы образовалась глубокая подводная впадина (кальдера) площадью 20 км^2. В 1928 г. во время извержения со дна впадины вырос вулканический о. Анаи-Кракатау (Дитя Кракатау).

Взрывные извержения кракатауского типа наблюдались на о-ве Сумбава (Малые Зондские острова), где в 1815 г. взорвался вулкан Тамборо, и на о-ве Ява, где в 1772 г. при взрыве горы Папандаян был разрушен ее конус высотой 1220 м.

Извержения вулканов кракатауского типа связываются с кислой лавой, располагающейся на большой глубине. При извержении вулкана Кракатау, судя по пемзе и пеплу, эта была дацитовая лава, содержащая до 65 % кремнезема. Основную роль при извержениях кракатауского типа играют газы, скапливающиеся в огромном количестве.

Газово-взрывные воронки (маары) представляют собой своеобразный тип вулканов газово-взрывной категории. Это — плоские блюдцеобразные впадины, по краям которых имеются невысокие валы, сложенные шлаком и обломками горных пород, выброшенных из впадины. Часто такая впадина заполняется водой и образует небольшое озерцо, иногда она бывает заполнена продуктами разрушения горных пород. Маар представляет собой кратер потухшего вулкана, извержение которого состояло из одного взрыва и выброса газов. Ко дну маара подходит вулканический канал, или трубка взрыва, по которой газы магматического очага вырываются на поверхность. Эти вулканические каналы хорошо изучены на юге Германии, в горах Швабского Альба, где имеются свыше 120 маар. При изучении их выяснено, что на глубине 400—500 м трубки взрыва заполнены основной базальтовой лавой. Выше лавы располагаются перетертые и перемятые обломки горных пород, представляющие собой своеобразную брекчию, возникшую под действием взрыва.

Подобные трубки взрывов (без озера на поверхности), часто называемые диатремами, встречаются также в Шотландии, но особенно большую известность они получили в Южной Африке. Южноафриканские диатремы, встречающиеся в районе г. Кимберли, представляют собой широкие каналы диаметром от 100 до 600 м. Они заполнены вулканической брекчией, именуемой кимберлитом и состоящей из синей глины, обломков туфа и другого обломочного материала. Газы, способствующие образованию брекчии, связаны с ультраосновной магмой, продукты которой иногда находятся в кимберлите. В кимберлитах в большом количестве встречаются алмазы. Характер породы свидетельствует об очень больших давлениях и температуре, имевших место в диатреме в период взрыва. Гигантские трубки взрывов диаметром в несколько километров имеются в области Сибирской платформы (Якутия и другие места). Сибирские трубки взрыва образовались очень давно, в конце палеозоя или в начале мезозоя, с ними, как и с африканскими, связаны знаменитые сибирские месторождения алмазов.

Образование маар и диатрем обусловлено основной и ультраосновной магмой, располагающейся на очень большой глуби-

не. Газы из этих магматических очагов, как правило, выходят по глубоким трещинам, не производя катастрофических взрывов. Все рассмотренное маары и диатремы являются следами вулканической деятельности. Современные маары и трубки взрывов встречаются на Гавайских островах, в Исландии и вблизи некоторых вулканов Камчатки.

Бандайсанский тип вулканов по характеру процесса извержения напоминает газово-взрывные извержения, он также характеризуется частыми взрывами, достигающими огромной силы. Деятельность вулканов этого типа несомненно связана с водяными парами и газами, образующимися при проникновении воды в области больших температур, которые, скапливаясь, дают взрыв.

Этот тип извержения назван по имени вулкана Бандай-Сан, расположенного на о-ве Хонсю в Японии. Катастрофическое извержение этого вулкана (1883 г.) проявилось в виде взрыва колоссальной силы, в результате которого была разрушена значительная часть горы и выброшено вверх свыше 1,2 км^3 обломочного материала. Среди последнего отсутствовали свежие вулканические продукты: лава, бомбы и т.п.

Отличить извержение данного типа от извержений кракатауского типа часто очень трудно, так как среди выбросов встречаются обломки вулканического материала прежних стенок кратера. Взрывные извержения бандайсанского типа известны у ряда вулканов Зондских островов.

На о-ве Суматра в 1933 г. во время землетрясения образовались трещины, в них проникла вода, и на глубине произошел взрыв. Было выброшено 210 млн м^3 грязи. Из нее образовался конус с двумя кратерами. По мнению В.И. Влодавца, по бандайсанскому типу в России извергались вулканы Ильинский и Малый Семячек на Камчатке.

Географическое распространение вулканов

В настоящее время на земном шаре насчитывается около 800 действующих вулканов и несколько тысяч потухших, действовавших в прошлые геологические эпохи. Распределены

вулканы на поверхности Земли весьма неравномерно: имеются обширные пространства, совершенно лишенные следов проявления вулканической деятельности (например, вся Европейская часть России и Западная Сибирь), и области, богатые вулканами (побережье Тихого океана). В настоящее время на земном шаре выделяется несколько зон развития вулканизма. Рассмотрим важнейшие из них (рис. 4.31).

Тихоокеанская зона, или так называемое «Тихоокеанское огненное кольцо», — наиболее крупная. В нее входит около 60 % всех действующих вулканов (326 вулканов) и большое количество недавно потухших. Вулканы Тихоокеанской зоны расположены: на Алеутских островах, Камчатском полуострове, Курильских, Филиппинских, Молуккских и Малайских островах, в Новой Гвинее, Новой Зеландии, Антарктиде, в горных цепях Тихоокеанского побережья Южной, Центральной и Северной Америки. Линейно-кольцевое расположение вулканов в данной зоне не случайно: здесь проходит величайшая зона разлома земной коры, отделяющая впадину Тихого океана от окружающих ее континентальных массивов земной коры. Крупнейшие действующие вулканы России приурочены именно к этой зоне. К ним относятся вулканы Ключевской, Безымянный, Толбачинский, Авачинский, Корымский, Шивелуч на Камчатке, Алаид, Пик Сарычева — на Курильских островах.

Средиземноморско-индонезийская зона протягивается от Альп через Апеннины, Кавказ, горы Малой Азии и о-ва Малайского архипелага. К этой зоне относятся крупнейшие вулканы Европы — Везувий в Италии, Этна на Сицилии, Вулькано, Стромболи на Липарских островах и др. Наибольшее количество действующих вулканов данной зоны сосредоточено в ее восточной части — на Яве, Суматре, Малых Зондских и Южно-Молуккских островах.

Атлантическая зона приурочена к приподнятой части и сопровождающим ее зонам разлома дна Атлантического океана. Сюда относятся вулканы Исландии, Азорских и Канарских островов, Зеленого мыса, о-вов Вознесения, Святой Елены и др. Всего в эту зону входит 60 действующих вулканов.

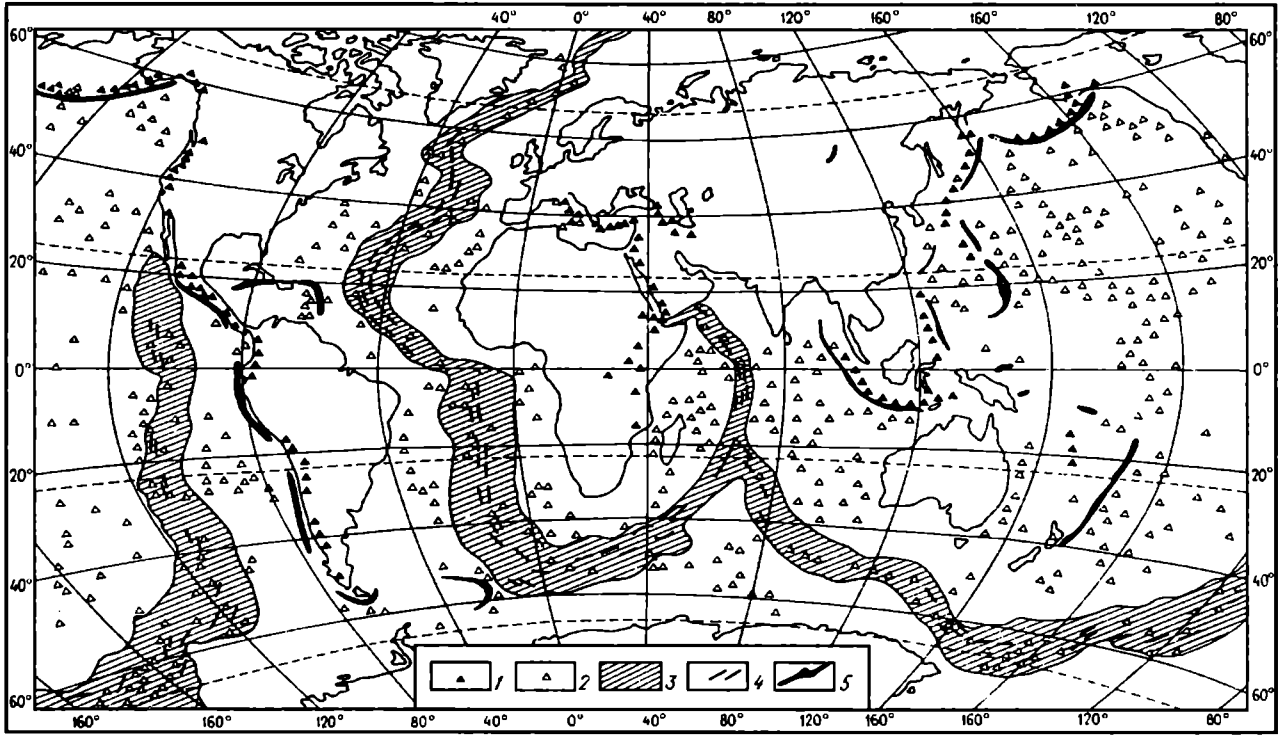


Рис. 4.31. Географическое распространение вулканов:
1 — вулканы суши и островов; *2* — вулканы подводные; *3* — срединно-океанические хребты; *4* — рифтовые вулканические гряды; *5* — глубоководные желоба

Индийско-Африканская зона характеризуется, в основном, вулканами, представленными на островах Индийского океана — Коморских, Маврикия, Реюньон, св. Павла и др. Вулканы этой зоны является надводными частями срединно-океанического хребта. Сюда же относятся довольно редкие вулканы внутренних частей континентов, наиболее известными из которых являются африканские вулканы г. Кения и г. Килиманджаро.

Таким образом, закономерности географического распространения вулканов сводятся к следующему. Все зоны современного вулканизма приурочены только к определенным, тектонически подвижным участкам земной коры, в пределах которых их расположение контролируется глубинными разломами. На материках такими участками являются зоны молодых горно-складчатых сооружений, переходные зоны материков к океаническим впадинам, островные дуги. В океанах — это подводные срединно-океанические хребты с их рифтовыми зонами. Отмечено, что 77 % ныне действующих вулканов приурочено к переходной зоне. Аналогичная закономерность справедлива и для геологического прошлого нашей планеты. Так, российскими вулканологами установлено, что на Кольском полуострове и в Карелии вулканизм активно проявлялся в архее и протерозое, т.е. в эпохи геосинклинального развития этих регионов, на Урале — в палеозое, в Крыму — в мезозое и т.д.

4.3.3. Интрузивный магматизм

Интрузивный магматизм (плутонизм) проявляется в том случае, когда поднимающаяся магма медленно остывает и кристаллизуется на той или иной глубине, образуя различные по форме магматические тела, называемые **интрузивами.** Впоследствии, благодаря различным геологическим процессам, многие из них оказываются выведенными на дневную поверхность (обнаженными), и изучение их позволяет судить о процессе интрузивного магматизма.

Дифференциация магмы. О свойствах и составе магмы судят по лаве и тем магматическим горным породам, которые образовались в результате остывания магмы. Эти породы по составу весьма разнообразны. Крайними членами ряда магматических пород являются, с одной стороны, кислые породы, с другой — ультраосновные. Между этими группами магматических пород существует большое количество переходных пород. В связи с этим возникает вопрос, была ли родоначальная магма столь же разнообразной, как и кристаллизовавшиеся из нее породы.

Единой точки зрения по этому поводу в геологической науке не существует. Одни исследователи (В.Н. Лодочников) считают, что различным по химизму группам магматических горных пород отвечают магмы соответствующего состава. Согласно представлениям других (Н. Боуэн, А.Н. Заварицкий и др.), в природе существует единая родоначальная магма основного состава (базальтовая).

Большинство же геологов в настоящее время вслед за Ф.Ю. Левинсон-Лессингом придерживается мнения о существовании двух родоначальных магм — основной (базальтовой), очаги которой формируются в пределах верхней мантии, и кислой (гранитной), имеющей внутрикоровое происхождение.

Подтверждением этой точки зрения является резкое преобладание в составе земной коры пород гранитного и базальтового состава, а также повторение определенных ассоциаций магматических пород в различных частях земного шара, свидетельствующее об их родстве и образовании из единого очага.

Однако родоначальная магма в течение всего периода жизни магматического очага испытывает сложнейшие физико-химические превращения, называемые процессами дифференциации. **Дифференциация магмы может быть определена как совокупность физико-химических процессов, приводящих к образованию из единого магматического расплава горных пород различного состава.** Она может происходить как в **жидком** магматическом расплаве, так и в процессе его **кристаллизации**. В связи с этим выделяют два главных типа дифференциации — магматическую (ликвацию) и кристаллизационную.

Ликвация, или расщепление, магмы представляет собой образование двух различных по составу и плотности жидкостей. Этот процесс напоминает разделение смеси воды и эфира. Его можно сравнить также с процессом остывания металлического расплава в домне, при котором происходит распад на два слоя: верхний — шлак и нижний — штейн, не смешивающихся при дальнейшем остывании. Опытным путем Д.П. Григорьевым показано, что силикатный расплав при участии фтористого кальция, являющегося минерализатором, расщепляется на два слоя. Возможно, что непосредственной причиной ликвации является влияние слабых электрических токов, возникающих в магме.

Ассимиляция — процесс расплавления или растворения постороннего материала, захватываемого магмой при соприкосновении с боковыми породами. Последние растворяются, образуя новую, иную по составу магму, и при кристаллизации обусловливают разделение магмы по составу.

Глыбы и участки чуждых магме пород, наблюдаемые в застывших горных породах, получили название **ксенолитов.** По мнению некоторых ученых, ассимиляция осадочных или изверженных пород, богатых кремнеземом, приводит к образованию гранитов по периферии очагов основной магмы.

По мере охлаждения магматического очага возникает движение магмы, связанное с неравномерным охлаждением отдельных участков. В очаге возникают термотоки, которые увлекают некоторые составные части магмы и переносят их из центра к более охлажденной периферии, где происходит концентрация раствора определенного состава. Из этих концентрированных растворов при полном остывании магмы образуются **краевые фации пород интрузивного массива.**

Кристаллизационная дифференциация также связана с охлаждением массива интрузивных пород. Когда магма достигает определенной температуры, в ней возникают центры кристаллизации отдельных минералов. Это основано на том, что различные минералы кристаллизуется при разной температуре.

Так, из силикатного расплава первыми (при более высоких температурах) выделяются кристаллы оливина, затем происходит кристаллизация пироксена и основного плагиоклаза. Кристаллы оливина обладают наибольшей плотностью и под влиянием силы тяжести опускаются на дно магматического очага. Расплав, оставшийся после их выделения, делается более кислым, в нем возможно даже появление избыточной по сравнению с нормальным состоянием кремнекислоты. Таким образом, при очень интенсивном выделении оливина в конечной стадии остывания базальтовой магмы могут образоваться даже кислые породы гранитного ряда.

В некоторых случаях происходит не погружение ранее выделившихся минералов, а, наоборот, их всплывание. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг проводил опыты по расплавлению лавы Везувия, богатой кристаллами лейцита. Все они всплыли на поверхность, так как плотность лейцита (2,6 г/см^3) значительно отличается от плотности базальта (3,0 г/см^3).

Явления дифференциации магмы в магматическом очаге подтверждаются также и вулканическими извержениями. При извержении вулкана Гекла вначале изливалась лава, отвечающая по составу дациту (с содержанием 62 % SiO_2), а затем появилась базальтовая лава (с содержанием 54 % SiO_2). Это свидетельствует о дифференциации лавы в очаге: сверху находилась кислая лава, после того, как она была исчерпана, началось излияние нижнего слоя основной лавы.

Кроме последовательности выделения минералов, в процессе кристаллизационной дифференциации значительную роль играют **гравитационные явления.**

Ярким доказательством этого природного процесса служат дифференцированные (расслоенные) интрузии, описанные во многих частях земного шара. В России интрузии основного и ультраосновного состава широко распространены на северо-западе Сибирской платформы и на Кольском полуострове, где с ними связаны месторождения сульфидных медно-никелевых руд. На этом не заканчивается эволюция магматического очага. С конечными стадиями кристаллизации магмы связано образо-

вание **пегматитов** (от греч. «пэгматос» — крепкая связь). Согласно представлениям А.Е. Ферсмана, пегматиты образуются из остаточных силикатных расплавов, обогащенных летучими компонентами. **Летучие делают эти расплавы более подвижными,** поэтому пегматиты обычно залегают в верхних (апикальных) частях материнских интрузивов или вблизи них, в породах кровли, куда пегматитовые расплавы проникают по тектоническим трещинам. Существуют и другие взгляды на образование пегматитов. Так, А.Н. Заварицкий объясняет их формирование изменением и перекристаллизацией горных пород под воздействием газовых растворов. Пегматиты могут быть связаны с магмами любого состава, но наибольшее распространение и практическое значение имеют пегматиты кислых магм, или гранитные пегматиты.

В период охлаждения и кристаллизации магмы, а также после вокруг интрузива развиваются связанные с ним геологические процессы, называемые **постмагматическими.**

На определенной стадии эволюции магматического расплава, когда наступает предел растворимости в нем летучих компонентов, от него отделяются в виде самостоятельной фазы **газовые (пневматолитовые) растворы**, основную роль в которых играют **водяные пары**. При снижении температуры растворов до 450—400 °С они превращаются в жидкие, или **гидротермальные (горячие водные) растворы**. Пневматолитовые и гидротермальные растворы нередко выносят значительные количества цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов, содержащихся в исходном магматическом расплаве, образуя месторождения полезных ископаемых.

На всех этапах развития магматических процессов формируются определенные ассоциации минералов, соответствующие конкретным условиям. Связанные с магмой процессы образования минералов классифицируются в соответствии с основными стадиями эволюции магматических расплавов.

Анализ табл. 4.2 позволяет сделать вывод, что продуктивность процессов магматизма в образовании минералов (отношение количества образованных в данном процессе минералов к общему числу минеральных видов в земной коре, выраженное в

процентах) достаточно велика. Около 46 % встречающихся в земной коре минеральных видов обязано своим происхождением именно этим процессам.

В результате сложных процессов дифференциации магмы после ее окончательного охлаждения образуются **гипабиссальные и абиссальные магматические интрузии**, представленные горными породами различного состава.

Гипабиссальная стадия интрузивного магматизма непосредственно следует за эффузивным магматизмом или протекает одновременно с ним. На этой стадии образуются гипабиссальные магматические тела типа некков, жил, даек, интрузивных залежей (силл) и лакколитов (см. рис. 3.4). Они возникают путем выполнения магмой выводных каналов и трещин, по которым она прорывается из магматического очага на поверхность Земли.

Таблица 4.2

Классификация магматогенных процессов минералообразования

Процесс	Способ и среда минералообразования	Продуктивность, %	Примеры минералов
Собственно магматический	Минералы кристаллизуются непосредственно из магмы	8	Оливин, пироксены, роговая обманка, плагиоклазы, нефелин, апатит, хромит, магнетит, пентландит
Пегматитовый	Минералы кристаллизуются из остаточных магматических расплавов, обогащенных летучими компонентами	10	Калиевые полевые шпаты, кварц, мусковит, лепидолит, топаз, берилл
Пневматолит-гидротермальный	Минералы кристаллизуются из газовых и жидких растворов, отделяющихся от магмы	28	Вольфрамит, касситерит, молибденит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, киноварь, антимонит, борнит, барит, кальцит, доломит, флюорит

Некк представляет собой неправильное цилиндрическое тело, образовавшееся путем затвердения лавы в выводном канале вулкана. Жилы образуются путем выполнения магмой трещин неправильных очертаний и самой различной ориентировки. Они обычно встречаются не поодиночке, а образуют жильное поле. Дайки отличаются от жил более правильной плитообразной формой и вертикальной или почти вертикальной ориентировкой.

Интрузивные залежи (силлы), иначе пластовые жилы, возникают в горизонтально залегающих толщах путем внедрения магмы между слоями (пластами). Они часто образуют серии пластовых залежей, чередующихся со слоями осадочных горных пород. Если мощность интрузивной залежи сильно увеличивается, а протяжение ее сокращается, то возникает лакколит — грибо- или караваеобразное тело. К абиссальным магматическим телам относятся батолиты и их ответвления — штоки.

Батолиты («глубинные каменные массы») являются самыми большими магматическими телами. Полагают, что они распространяются на очень большую глубину и своими корнями уходят в магматические очаги. В теле батолитов (обычно у их поверхности) содержатся обломки окружающих горных пород — ксенолиты. Частично они переплавлены и ассимилированы.

Распространенность магматических горных пород и причины их разнообразия. В настоящее время отсутствуют полные данные о распространенности различных типов магматических пород в пределах всего земного шара. Однако, на территории двух крупнейших стран произведен подсчет площадей, занятых различными магматическими породами (табл. 4.3).

По данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского, граниты занимают 10,4 % объема земной коры, гранодиориты и диориты — 11,2, базальты, габбро и другие породы основного состава — 42,5, сиениты и нефелиновые сиениты 0,4, дуниты и перидотиты — 0,2 %. Приведенные данные позволят сделать вывод о наибольшей распространенности магматических пород кислого и основного состава. При этом среди кислых пород наиболее развиты интрузивные разности (граниты и гранодиориты), а среди основных — эффузивные (базальты).

Таблица 4.3

Распространенность (%) главнейших типов изверженных пород на территории России, стран СНГ и США (по А.Н. Заварицкому)

Типы пород	Россия и страны СНГ	США
Кислые интрузии	48,7	35,0
Основные интрузии	2,3	5,0
Кислые эффузии	13,5	12,5
Основные эффузии	35,1	45,0
Щелочные породы	0,4	—

Приведем основные причины разнообразия магматических горных пород:

1. Магматическая дифференциация родоначальной магмы. Магматическая и кристаллизационная дифференциация приводят к разделению исходного расплава на фракции, отличающиеся друг от друга по химическому составу, что делает принципиально возможным формирование различных по химизму пород из единого магматического очага.

2. Различия в начальном химическом составе магматического расплава. Эти различия могут быть обусловлены тем, что магматический очаг образуется на разных глубинах за счет переплавления гранитной, базальтовой и даже мантийной (перидотитовой) оболочки. В результате могут возникнуть кислые магмы (с содержанием SiO_2 более 65 %), основные (с содержанием SiO_2 от 52 до 40 %) и ультраосновные (с содержанием SiO_2 менее 40 %).

3. Гибридизация (смешение) магматических расплавов различного состава, в результате чего образуются магмы, например, средней кислотности, содержщие SiO_2 от 52 до 65 %.

4. Ассимиляция — расплавление и растворение магмой боковых горных пород. При этом изменяются первоначальный химический и газовый состав магмы.

5. Различные условия затвердевания магматического расплава При остывании его на поверхности Земли образуется большая группа эффузивных неполнокристаллических горных

пород. Затвердевание магмы в недрах Земли приводит к образованию интрузивных горных пород, отличающихся полнокристаллическим строением.

Значение магматизма в образовании месторождений полезных ископаемых. С вулканической деятельностью тесно связаны проявления различных полезных ископаемых. Например, выделяющиеся при извержении вулканов газообразные и жидкие продукты способствуют накоплению повышенных концентраций серы, борной кислоты, хлоридов натрия, железа, меди, цинка, оксидов железа и меди, сернистого мышьяка, киновари и других минеральных образований. Примером могут служить месторождения самородной серы на Камчатке, Курильских островах, в Японии, Чили. Большое значение имеют и твердые продукты извержения вулканов. Так, вулканическая брекчия (кимберлиты) содержит алмазы, а туфы применяются в строительстве.

Интрузии кислого и среднего состава нередко сопровождаются сложно переплетающимися жилами, в которых содержатся сульфиды свинца, меди, цинка, молибдена, мышьяка, оксиды кремния, олова, урана, а также минералы вольфрама, золота, серебра и другие ценные полезные ископаемые. Образуются они при выносе с парами и газами из магматического очага во вмещающие породы различных соединений металлов. В том случае, когда при образовании минералов участвуют исключительно газы, их называют **пневматолитовыми**. Магматические пары, охлажденные до температуры окружающих пород (400—450 °С), в условиях высоких давлений конденсируются и превращаются в горячие водные растворы — гидротермы, которые и способствуют образованию ряда гидротермальных минералов и гидротермальных месторождений полезных ископаемых.

Полезные ископаемые, связанные с породами основного и ультраосновного состава, могут локализоваться в пределах самих интрузивных тел или вблизи них, так как эти магмы бедны газами, способствующими выносу и транспортировке рудных элементов. С габбро, дунитами, пироксенитами и перидотитами связаны месторождения железных руд, титана, никеля, меди, платины, алмазов, а со щелочными магмами — месторождения апатита, нефелина, корунда, редкоземельных элементов.

Все месторождения, образование которых обусловлено деятельностью магмы, называются **магматогенными**. Месторождения полезных ископаемых могут формироваться практически на всех стадиях эволюции магматических расплавов. Так, на стадии кристаллизации самого магматического расплава образуются **собственно магматические месторождения**, связанные обычно с магмами, а соответственно и с горными породами ультраосновного, основного и щелочного составов. Примерами могут служить месторождения алмазов, сульфидных медно-никелевых руд, хромитов, металлов группы платины, нефелиновых сиенитов, а также месторождения апатитов.

На стадии кристаллизации остаточных магматических расплавов, богатых летучими компонентами, образуются **пегматитовые месторождения** слюд, драгоценных камней, олова, вольфрама, молибдена, лития, берилла, урана и др. При процессах, развивающихся в приконтактовых зонах интрузивов, формируются месторождения железных, медных, свинцово-цинковых и вольфрам-молибденовых руд.

Формы и внутреннее строение тел магматогенных месторождений весьма разнообразны, сложны и нередко изменчивы. Это — жильные тела, гнезда, штоки, штокверки, реже плито- и линзообразные залежи, а также тела трубообразной формы. Многие магматогенные месторождения по составу руд являются комплексными и характеризуются сложным химическим и минеральным составом. Все эти особенности магматогенных месторождений следует учитывать при выборе технологических схем разработки и переработке минерального сырья.

4.4. МЕТАМОРФИЗМ

4.4.1. Общая характеристика процессов метаморфизма, факторы метаморфизма

Под метаморфизмом понимают изменение и преобразование горных пород под влиянием различных эндогенных геологических процессов (тектонические движения земной коры,

землетрясения, глубинный и поверхностный вулканизм), вызывающих значительные изменения термодинамических условий (прежде всего, температуры и давления). Иначе говоря, сущность процесса метаморфизма состоит в приспособлении горных пород к термодинамическим условиям среды, отличным от условий их образования. Термин «метаморфизм» впервые был введен в геологическую литературу Ч. Ляйеллем в 1825 г.

При метаморфизме коренные изменения горных пород происходят в **твердом состоянии (без переплавления)**, в основном, под действием высоких давлений и температур. В частных случаях эти изменения могут быть чисто механическими. Так обстоит дело при раздроблении или, как говорят, при **катаклазе горных пород** вдоль трещин тектонических смещений отдельных блоков земной коры. Сильно раздробленные в этих условиях горные породы, состоящие из крупных обломков, называются **тектоническими брекчиями**, а тонкозернистые, распыленные и развальцованные их разности — **милонитами**. Вся эта группа пород, своим происхождением связанная с тектоническими перемещениями, получила наименование **тектонитов.**

Обычно при метаморфизме происходит перекристаллизация вещества горной породы, при которой изменяются не только строение, но и сложение горной породы, и ее минеральный состав. Причиной этого являются изменения внешних условий, в первую очередь, температуры и давления, т.е. **термодинамических параметров**.

Метаморфизм может происходить с минералообразованием без привноса (и выноса) вещества, только за счет распада старых минералов и образования более устойчивых минералов в новых термодинамических условиях, или же с минералообразованием в условиях привноса (и выноса) вещества. В первом случае валовой химический состав горной породы не изменяется (метаморфизм без привноса вещества), во втором случае — изменяется (метаморфизм с привносом вещества), главным образом, в результате пневматолит-гидротермальных процессов метасоматоза.

Метасоматические изменения совершаются путем взаимодействия минеральных составляющих горной породы **с газами и парами воды**, выделяющимися из магмы, или с продуктами их сжижения — горячими водными растворами, выполняющими поры горной породы.

Метаморфизму могут подвергаться горные породы любого происхождения — осадочные, магматические и ранее существовавшие метаморфические. Легче метаморфизуются горные породы, условия образования которых наиболее отличны от физико-химической обстановки, создавшейся при метаморфизме. Степень изменения первичных горных пород, т.е. степень метаморфизма, может быть самой различной — от незначительных преобразований до полного изменения состава и облика пород.

Основные факторы метаморфизма. Главными причинами, или факторами метаморфизма горных пород, являются температура, давление и химически активные вещества — растворы и летучие соединения.

Температура — важнейший фактор метаморфизма, влияющий на процессы минералообразования, резко увеличивающий скорости протекания химических реакций (повышение температуры всего на 10° вдвое увеличивает скорость реакций, а на 100° — примерно в 1000 раз), степень перекристаллизации породы и в значительной мере контролирующий возникновение тех или иных парагенетических ассоциаций минералов.

В условиях земной коры повышение температуры, в основном, обусловлено: 1) погружением горных пород на большие глубины, что ведет к возрастанию температуры благодаря геотермическому градиенту (в среднем 1° на 33 м); 2) тепловым воздействием магматических расплавов, внедряющихся в земную кору. Процессы метаморфизма, по мнению большинства исследователей, совершаются в интервале температур от 250—300 до 800 °С.

В условиях растущей температуры происходят важные для минералообразования **эндотермические реакции**, сопровождающиеся процессами дегидратации гидроксилсодержащих ми-

нералов и декарбонатизации карбонатов. Например, в результате дегидратации каолин превращается в андалузит

$$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \leftrightarrows 2Al_2O[SiO]_4 + 4H_2O + 2SiO_2,$$

а кальцит в процессе декарбонатизации превращается в волластонит

$$CaCO_3 + SiO_2 \leftrightarrows CaSiO_3 + CO_2.$$

Повышение температуры ведет к образованию более высокотемпературных минеральных видов, лишенных воды, и сопровождается изменением структуры породы в направлении появления более крупнозернистых разностей.

Давление. Увеличение давления способствует разрушению (распаду) неустойчивых минералов и появлению новых минералов и их ассоциаций, устойчивых в условиях повышенных давлений. Повышение давления — основная причина метаморфизма горных пород без привноса вещества. Деформирующее горную породу давление служит причиной возникновения системы параллельных трещин, по которым порода легко раскалывается. Такие трещины, как известно, называют кливажем. Одна из систем трещин кливажа создает **сланцеватость**. Она выражается в способности горной породы легко распадаться на тонкие листоватые пластины.

Различают всестороннее давление (петростатическое) и направленное боковое (одностороннее), или стресс.

Петростатическое давление является функцией глубины, и возрастание его обычно связано с погружением горных пород в глубь литосферы. Соотношение между глубиной и давлением приблизительно оценивается следующими цифрами: увеличение глубины на каждые 3 км соответствует росту давления на 100 МПа. Если принять во внимание, что процессы метаморфизма наиболее энергично развиваются на глубинах от 10 до 50 км, то петростатическое давление в этих условиях должно составлять 400—1500 МПа. Возрастание петростатического давления ведет преимущественно к изменению объема пород и способствует образованию минералов с большими плотностями

и меньшими удельными объемами. Так, например, форстерит (мол. объем 43,9) + анортит (мол. объем 101,1) = гроссуляр (мол. объем 121). Увеличение давления повышает температуру плавления минералов, что очень важно при метаморфических преобразованиях. В условиях высокого петростатического давления формируются породы с однородной массивной текстурой.

Боковое давление (стресс) вызывается тектоническими причинами. Его величина зависит от интенсивности тектонических процессов, трудно поддается учету и в каждом конкретном случае оценивается по степени преобразования породы. Действие направленного давления с глубиной ослабевает и на глубинах, превышающих 10 км, как считает ряд исследователей, оно не проявляется. Объясняется это тем, что при условии высокого направленного давления происходят усадка породы, уменьшение общего объема пор и, как следствие, пересыщение породы растворами, что приводит, в конечном счете, к преобразованию направленного давления в гидростатическое с присущими последнему свойствами.

Вопрос о влиянии направленного давления на процессы минералообразования остается дискуссионным. Однако каталитическая роль его несомненна. Стресс увеличивает растворимость минералов, вызывает дробление породы, что облегчает циркуляцию метаморфизующих растворов и, следовательно, способствует процессу перекристаллизации минералов. Велика роль направленного давления при формировании структурно-текстурных особенностей породы. В условиях стресса при наличии температурного фактора образуются специфические текстуры с характерной закономерной ориентировкой минералов. Это, как предполагают, обусловливает увеличение оси минералов (амфиболов, силлиманита, дистена и др.) или плоскости спайности (слюд, хлоритов и др.), располагающихся перпендикулярно к направлению давления.

Главные причины переориентировки минералов, как предполагают, увеличение их растворимости в направлении давления и соответственно переотложение вещества в перпендикулярном направлении. Возникающая таким образом специфиче-

ская сланцеватая текстура — весьма существенный признак для обширной группы метаморфических пород, получивших название «сланцы».

Химически активные вещества. К химически активным веществам прежде всего относится вода, а затем углекислота, которые находятся в том или ином количестве почти во всех горных породах в виде «поровых» или «межзерновых» метаморфогенных растворов и газов. Иногда существенное значение приобретают соединения водорода, азота, хлора, фтора, серы, бора, фосфора, калия, натрия и других элементов. Средние содержания наиболее распространенных компонентов поровых растворов (в молярных долях) характеризуются следующими данными: H_2O — 84,4; CO_2 — 10,1; H_2S — 1,9; HF — 1,8; HCl — 1,4; N_2 — 0,4.

Источники воды при метаморфизме многообразны. Ими могут быть глубинные процессы дифференциации и дегазации вещества мантии, охлаждающиеся магматические расплавы и гидроксилсодержащие минералы, выделяющие группу OH в процессе дегидратации. В верхних горизонтах литосферы существенное значение приобретает остаточная влага, возникающая в процессе уплотнения осадочных пород.

Углекислота образуется как продукт декарбонатизации минералов, что объясняет высокую степень насыщения этим компонентом водных растворов, локализующихся в карбонатных отложениях. Однако, указанная закономерность нередко нарушается, что, по мнению акад. Д.С. Коржинского и других, свидетельствует о большом значении магматогенных источников углекислых растворов.

Все остальные химические вещества либо мобилизуются из пород, слагающих литосферу, либо поступают с газовыми и водными эманациями из магматических расплавов или даже из подкоровых частей земного шара.

Тем или иным источникам растворов придается различное значение. Н.Г. Судовиков большую роль отводит летучим компонентам, мобилизованным из осадочных пород в процессе их изменения. Д.С. Коржинский решающую роль при метаморфиз-

ме отводит восходящим термальным растворам глубинного происхождения, которые он называет «сквозьмагматическими». Поступая из недр Земли, эти растворы способны диффундировать через магматические расплавы и, обогащаясь минерализаторами, превращаться в активные агенты метаморфизма.

Независимо от природы метаморфогенных растворов, перемещаясь из областей высоких давлений в зоны низких давлений (обычно снизу вверх), такие растворы активно участвуют в преобразовании минералов и пород, являясь переносчиками химических элементов и тепла и обусловливая высокое поровое давление газов, понижающее растворимость минералов.

В общем случае химически активные вещества служат катализаторами, облегчающими реакции между кристаллами, участвуют в образовании новых минералов, входя в их структуру и производя замещение старых минеральных ассоциаций новыми.

Существенная роль при метаморфизме принадлежит **фактору времени**, ибо все это очень длительные процессы, осуществляющиеся в масштабах геологического времени. Однако ошибочно думать, что, чем древнее породы, тем сильнее они метаморфизованы. Все определяет конкретная геологическая обстановка. Дело в том, что проявления внутренней энергии Земли (магматизм, значительные прогибания земной коры, сопровождающиеся мощным осадконакоплением, складчатые и разрывные нарушения), порождающие основные причины метаморфизма, приурочены к подвижным зонам земной коры — геосинклинальным областям. Поэтому вполне естественно, что и явления метаморфизма пространственно связаны, в основном, с этими областями. В спокойной геологической обстановке, в пределах платформ, практически не затронуты процессами метаморфизма даже очень древние породы.

Характер преобразования горных пород при метаморфизме может быть различным. Если не происходит привноса и выноса компонентов, то химический состав горных пород практически не изменяется (например, преобразование известняка в мрамор). Такой метаморфизм называют **нормальным**, или **изохимическим**. Если же метаморфические преобразования сопровожда-

ются значительным привносом и выносом веществ, то происходит замещение одних минеральных ассоциаций другими, изменяется химический состав горных пород. Такой метаморфизм называют **метасоматическим.**

4.4.2. Типы метаморфизма

В сложных природных условиях, как правило, каждая конкретная метаморфическая порода формируется под влиянием нескольких факторов. Роль этих факторов и их абсолютные величины определяются той геологической обстановкой, в которой протекал процесс. С учетом геологических условий, господствующих факторов метаморфизма и характера возникающих пород выделяются следующие основные типы метаморфизма: региональный, контактовый и динамометаморфизм.

Региональный метаморфизм охватывает огромные площади земной коры. Метаморфические породы располагаются под очень тонким слоем молодых осадочных отложений в Финляндии, Карелии, на Кольском полуострове, слагая Балтийский щит, на правобережье Днепра, образуя Украинский щит, а также в Сибири — на Алдане и в верховьях Анабары. На огромных просторах Русской низменности, а также между Енисеем и Леной метаморфические породы слагают основание платформ — Русской и Сибирской. Они были обнаружены при бурении скважины в Москве на глубине свыше 1500 м.

Метаморфические породы, залегающие в основании древних платформ, датируют археем или протерозоем. В геосинклинальных складчатых областях толщи метаморфических пород могут быть более молодыми, чем на платформах, но, как правило, они древнее периода проявления главной складчатости в этом районе.

Таким образом, в любой части коры земного шара на определенной глубине под толщей неметаморфизованных отложений можно встретить метаморфические породы. Их происхождение объясняется теорией **регионального метаморфизма, под которым понимается метаморфизм на обшир-**

ных площадях и определенных глубинах, связанный с общими физико-химическими условиями, господствующими на этих глубинах.

Основоположники теории регионального метаморфизма объясняли наличие таких условий исключительно большими глубинами. Исходя из среднего геотермического градиента (1° при углублении на 33 м), на глубине 33 км температура должна быть равна 1000 °С, что вполне достаточно для глубокого метаморфизма. Вместе с тем, такие глубины характеризуются весьма большим давлением, которое повышается (прогрессивно) на каждые 100 м на 2,7 кг/см^2.

Итак, региональный метаморфизм возникает не вследствие каких-то спорадически действующих причин, а в связи с процессами, типичными для глубоких частей земного шара. Вещество горной породы, попадая в иные условия, выходит из устойчивого равновесия и начинает приспосабливаться к новым условиям — происходит процесс перекристаллизации.

Если при постоянной температуре изменяется давление, то минералы, появляющиеся вновь в процессе перекристаллизации, обладают большей плотностью и более плотной структурой элементарной ячейки. Так, из оливина и анортита на значительной глубине образуется гранат:

$$Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 \leftrightarrows Ca, Mg_2\,Al_2Si_3O_{12}.$$
оливин анортит гранат

Суммарный молекулярный объем двух первых минералов равен 145, а граната — 121. При повышении температуры происходят перекристаллизация и образование новых минералов. Этот процесс сопровождается поглощением тепла.

Все реакции, связанные с перекристаллизацией на глубине, происходят в условиях борьбы двух сил — расширения при нагревании и сжатия при сдавливании. Чем сильнее изменилась среда, тем более глубокие изменения происходят в породе. На основании этого выделены три зоны метаморфизма: **верхняя — эпизона, средняя — мезозона и нижняя — катазона**. В каждой из этих зон степень метаморфизма различна, и она повыша-

ется с глубиной. Такое понимание зон метаморфизма долгое время было господствующим. Земная кора разделялась во степени метаморфизма как бы на дополнительные оболочки.

По мере накопления фактического материала выяснилось, что правило зависимости степени метаморфизма от глубины имеет много исключений. На одних участках земной коры регионально метаморфизованные породы встречаются на сравнительно меньших глубинах, чем в других областях. Это объясняется тем, что геотермическая ступень непостоянна, в геосинклиналях она намного больше, чем на платформах. Одни и те же температурные условия (например, 1000 °С) на золоторудном месторождении Витватерсранд (Южная Африка) могут быть на глубине 172 км, а в Бонанце (США) — на глубине 67 км (геотермическая ступень здесь 67 м).

Кроме того, существуют условия, которые резко изменяют ход и степень метаморфизма. К таким условиями относятся процессы складчатости, вызывающие в земной коре повышение бокового давления и увеличение температуры. Вот почему в период складкообразования в геосинклинальных областях региональный метаморфизм протекает на глубинах, значительно меньших, чем это должно было бы быть при нормальном распределении зон метаморфизма.

П. Ниггли и другие исследователи понятие о зонах метаморфизма не связывают тесно с глубиной, и их зоны эпи-, мезо- и катаметаморфизма служат показателем не столько глубины, сколько условий, господствующих на этой глубине.

Зона эпиметаморфизма отличается умеренной температурой и относительно низким давлением. Здесь обычно действует одностороннее боковое давление — **стресс.** Породы здесь разбиты трещинами, иногда катаклазированы, имеют брекчиевидную и сланцеватую текстуры. Температуры в этой зоне не превышают 365 °С, т.е. критической температуры воды, поэтому здесь образуются минералы, содержащие гидроксильную группу ОН, водные силикаты и т.п. В этой зоне **глины превращаются в филлиты, песчаники — в кварциты, известняки — в мрамор**. Отмечаются хлоритовые, серицитовые, тальковые и слю-

дистые сланцы, часто образующиеся при метаморфизме глинистых и вулканогенных пород.

Для зоны эпиметаморфизма характерно возникновение таких минералов, как хлорит, кварц, серицит, цеолиты, карбонаты; при тех же температурах, но при несколько большем давлении образуются мусковит, эпидот, альбит, роговая обманка, биотит, актинолит, кварц, микроклин и др.

Зона мезометаморфизма характеризуется более высокими температурами, иногда исключительно сильным боковым и гидростатическим давлением. Текстура метаморфических пород этой зоны сланцеватая и гнейсовая. Образуются здесь, главным образом, безводные минералы — в большом количестве силикаты; оксид кремния (SiO_2) в условиях этой зоны очень активен и входит в состав многих вновь образующихся минералов. В кремнистых известняках возникает характерный для зоны минерал волластонит:

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightarrow CaSiO_3 + CO_2.$$

Зоне мезометаморфизма свойственны гранат-слюдистые, роговообманковые сланцы, кварц-полевошпатовые гнейсы, графиты. Из минеральных ассоциаций характерны: 1) гранат, диопсид, эпидот, кварц, актинолит, силлиманит; плагиоклазы; 2) гранат, роговая обманка, волластонит; 3) плагиоклазы, мусковит, диопсид, актинолит и др.

Глинистые и кварцевые породы в этой зоне превращаются в слюдяные сланцы и гнейсы, кислые интрузивные породы — в гнейсы, основные породы — в амфиболиты.

Зона катаметаморфизма характеризуется высокой температурой (более 3000 °С) и большим гидростатическим давлением; боковое давление отсутствует. Степень изменения пород настолько велика, что распознать исходный материал часто не удается. При этом изменяются текстура, структура и состав пород. Очень характерны для этой зоны кристаллические сланцы и гнейсы, например, гиперстен-плагиоклазовые, а также **эклогиты** — породы, состоящие из оливина, граната, небольшого количества кварца и других минералов. Эти породы образовались, по-видимому, при метаморфизме пород основной магмы.

Из минеральных ассоциаций для зоны катаметаморфизма характерны ассоциации высокотемпературных минералов: гиперстен, плагиоклаз, оливин, гранат, кварц, силлиманит; присутствуют кордиерит, волластонит, корунд и др. Образование алмазов происходит, по-видимому, также в условиях зоны катаметаморфизма.

Таким образом, каждая зона метаморфизма характеризуется наличием определенных ассоциаций минералов, образование которых обусловлено наличием определенной температуры и давления.

Ультраметаморфизм — высшая степень метаморфизма, связанная с глубокими частями земной коры и представленная явлениями метасоматоза, гранитизации, мигматизации и палингенезиса. Здесь же, на больших глубинах, в самых нижних частях земной коры, по мнению некоторых ученых, происходит расплавление вещества земной коры. Если оно частичное, то носит название **палингенезиса**, а если полное — **анатексиса**. Расплавлению подвергаются уже сильнометаморфизованные породы, т.е. гнейсы.

Расплавляясь, вещество земной коры превращается в магматический расплав, причем при частичном расплавлении, т.е. палингенезисе, всегда образуется расплав кислого состава, сходный с гранитной магмой. При последующем застывании этого расплава возникают вторичные граниты.

По мнению некоторых ученых, такой процесс развит исключительно широко и многие или даже все из известных гранитов образовались именно таким путем, т.е. в результате переплавления метаморфических пород. В доказательство этой теории приводится тот факт, что у таких вторичных гранитов иногда удается распознать первичную гнейсовую текстуру.

Вновь сформировавшиеся при палингенезисе граниты вследствие увеличившегося давления (в связи с расширением при разогреве) отжимаются в боковые, еще не переплавленные породы (обычно гнейсы), пронизывают их и получается тонкое переслаивание гнейсов и гранитов. Такая порода именуется **мигматитом**, а процесс ее образования — мигматитизацией.

Толщина отдельных слоев гранита и гнейса в мигматите измеряется миллиметрами или сантиметрами. Мигматиты широко развиты в древних архейских образованиях, например на Балтийском и Украинском щитах.

Контактовый метаморфизм связан с интрузиями, которые, внедряясь в осадочные или ранее существующие изверженные породы, вносят в земную кору избыточное тепло (термометаморфизм). При этом интрузии раздвигают, сдавливают и уплотняют вмещающие породы (**динамометаморфизм**).

Выделяющиеся из магмы газы и пары, вступая в реакции с боковыми породами, способствуют образованию новых минералов (**пневматолитовый метаморфизм**), а гидротермальные растворы обусловливают явление **метасоматоза**. Таким образом, при внедрении магмы действуют все факторы метаморфизма.

Вблизи контакта магмы и вмещающей породы образуется пояс (ореол), сложенный метаморфическими породами. Чем сильнее воздействие магмы, тем шире этот ореол (рис. 4.32). Контактовый метаморфизм распространяется не только на вмещающие породы, его воздействие захватывает и краевую часть магматического тела. Это явление называется **автометаморфизмом**, термин в данном случае показывает, что магма сама испытывает метаморфизм. Происходит это в связи с тем, что давление и явления, связанные с трением при внедрении магматического тела, распространяются в равной мере как на боковые породы, так и на магматическое тело.

Газы и пары изменяют также магматическую и вмещающую породу вблизи их контакта. Метаморфизм вмещающих пород получил название **аллометаморфизма**. Таким образом, контактовый метаморфизм совершается по обе стороны от контакта — на внешней (экзоконтактовый метаморфизм) и на внутренней (эндоконтактовый метаморфизм) стороне. Ширина зоны контактового метаморфизма очень различна. У интрузивных тел типа даек она измеряется миллиметрами и сантиметрами, у крупных тел батолитового типа — сотнями метров и даже километрами. Так, зона метаморфизма у одной гранодиоритовой интрузии в

Банате (Румыния) достигает 2 км, а у гранитного массива в Эльзасе — 1,2 км. Интрузии основного состава образуют меньший ореол метаморфизма, чем кислые интрузии, так как в меньшем количестве содержат летучие компоненты и, по-видимому, обладают меньшей энергией при внедрении.

Степень изменения пород при контактовом метаморфизме неодинакова: вблизи контакта породы, естественно, изменены сильнее, чем на периферии зоны. Таким образом, создаются полосы различной степени метаморфизма — так называемые **метаморфические фации.** Характер метаморфической фации зависит не только от положения магматического очага, но и от состава и физического состояния вмещающих пород. Например, метаморфизм песчаников протекает по-иному, чем метаморфизм известняков. В то же время, породы пористые и трещиноватые метаморфизуются сильнее, чем плотные.

Иногда можно обнаружить участки более метаморфизованных пород среди поля менее измененных пород. По-видимому, это связано с особым составом первоначальных пород на данном участке или с какими-то более благоприятными условиями проникновения газов и паров и т.д. Способность некоторых пород метаморфизоваться более других носит название **выборочного метаморфизма.**

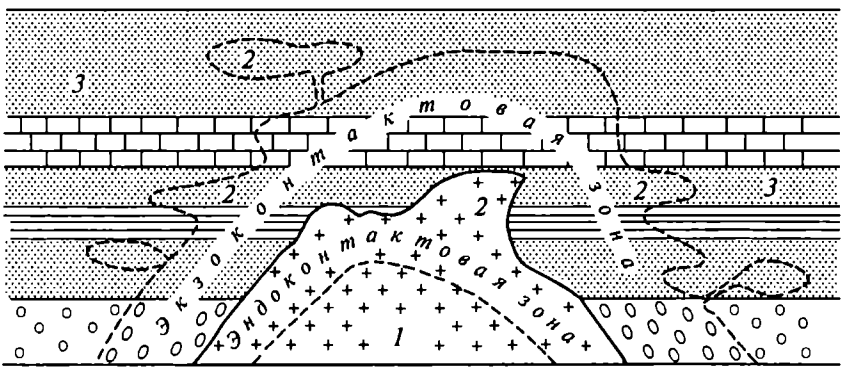


Рис. 4.32. Зоны контактового метаморфизма:
1 — неизмененный гранит; *2* — метаморфизованные породы; *3* — неизмененные осадочные породы; пунктир — граница метаморфизованных пород

В результате контактового метаморфизма образуются своеобразные горные породы — **роговики**. Это обычно мелко- или среднезернистые плотные неслоистые породы, состав которых в значительной степени зависит от первичного состава породы. По данным В.М. Гольдшмидта, при метаморфизме глинисто-мергелистых пород в зависимости от количества карбоната может образоваться десять типов роговиков. В роговиках появляются новые минералы, отсутствовавшие в первичных породах: андалузит, кордиерит, плагиоклаз, биотит, гиперстен, диопсид, гранат, волластонит. Роговики называются по наличию преобладающих минералов, например: плагиоклаз-гиперстеновый, гранат-волластонитовый и т.д.

Главную роль в образовании роговиков играет температура. Наблюдения и теоретические вычисления показали, что большие интрузивные массы в краевых частях имеют температуру до 1000 °С, причем остывание интрузии на глубине происходит медленно.

Термоконтактовый метаморфизм чаще всего сопровождается **пневматолитовым метаморфизмом**, т.е. явлением изменения горных пород под влиянием циркуляции газов и паров. Среди легкоподвижных летучих компонентов в основном присутствуют галогены, связанные с кремнеземом, железом и алюминием, сульфиды различных металлов и т.п.

При пневматолит-контактовом метаморфизме карбонатных пород образуются породы особого типа — **скарны**, состоящие из известково-силикатных минералов: диопсида, волластонита, гроссуляра, авгита, эпидота, анортита; нередко присутствуют флюорит и апатит. Со скарнами связаны также железные руды и ряд редких и рассеянных элементов, благодаря чему они часто являются объектом эксплуатации как полезные ископаемые.

Породы, образованные при пневматолит-контактовом метаморфизме, отличаются друг от друга по составу вновь образованных минералов. Вблизи контакта появляются высокотемпературные минералы (кристаллизующиеся при высокой температуре), по мере удаления от контакта возникают все более и

более низкотемпературные. Так, во внутренних частях зоны контактового метаморфизма появляются пироксен-амфиболовые и гранатовые породы, которые затем сменяются актинолит-эпидотовыми и цоизитовыми. Другим становится состав рудных минералов. С пироксен-гранатовыми породами связаны магнетитовые и гематитовые железные руды, а с актинолит-эпидотовыми — сульфидные руды меди, свинца и цинка.

Пары и газы, охлаждаясь, образуют горячие растворы, которые метаморфизуют породу, — происходит **гидротермальный метаморфизм**. Вступая в реакции с боковыми породами, гидротермальные растворы изменяют их; очень часто при этом безводные минералы боковых пород переходят в водные соединения.

Гидротермальному метаморфизму подвергаются осадочные породы, вмещающие интрузии и сами интрузивные породы. Ультраосновные породы подвергаются процессу **серпентинизации** (озмеевикования), при котором оливин — $(Mg, Fe)_3SiO_4$ и пироксены — $Mg_2(Si_2O_6)$ переходят в серпентин — $Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8$, в результате чего образуется **змеевик** — плотная темно-зеленая, иногда желтоватая порода. Вследствие бокового давления она часто бывает трещиновата, с зеркалами скольжения по поверхностям трещин.

Под влиянием углекислых термальных растворов происходят оталькование и лиственитизация ультраосновных пород. При отальковании из оливина образуется тальк по следующей схеме:

$$4(Mg,Fe)_2SiO_4 + H_2O + 3CO_2 \rightarrow$$
оливин

$$\rightarrow Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2 + 3MgCO_3 + Fe_2O_3.$$
тальк магнезит

Тальк — минерал листоватый, чешуйчатый и под влиянием динамометаморфизма часто превращается в тальковые сланцы. Процесс лиственитизации состоит в замещении змеевиков карбонатами при выделении свободного кремнезема. Лиственитты

представляют собой массивные светло-желтые или зеленые породы, состоящие из крупных зерен кварца и карбоната с тонкими чешуйками мусковита.

Под воздействием гидротермальных растворов плагиоклазы и амфиболы в основных породах преобразуются в минералы группы эпидота.Здесь же происходит процесс хлоритизации, т.е. возникновения зеленых листоватых слюдоподобных минералов группы хлоритов из класса силикатов.

В результате метаморфизма основных и средних пород в большом количестве образуются зеленые листоватые минералы, способствующие появлению зеленых сланцев.

Гидротермальный (совместно с пневматолитовым) метаморфизм кислых пород — гранитов и их аналогов — приводит к образованию **грейзенов.** Процесс грейзенизации заключается в разложении полевых шпатов на кварц и слюды под действием перегретых растворов, богатых газами. Грейзен обычно состоит из крупных блестящих листочков слюды и зерен кварца, среди которых часто отмечается кристаллы пирита, арсенопирита, молибденита, вольфрамита, флюорита, топаза, образовавшихся за счет газовых компонентов. Грейзены имеют большой промышленный интерес, так как с ним связаны руды олова, вольфрама и молибдена. Одним из наиболее распространенных процессов при гидротермальном метаморфизме является процесс **серицитизации,** т.е. возникновение скрыточешуйчатой разности белой слюды — серицита.

В осадочных породах под влиянием гидротермальных растворов также развиваются процессы гидротермального метаморфизма. Глинистые породы, как и магматические, могут хлоритизироваться и серицитизироваться; доломиты способны отальковываться.

Очень характерны для осадочных и туфогенных пород процессы окварцевания, сульфидизации, а также алунитизации с образованием алунита — $KAl_3(SiO_4)_2(OH)_6$. Процесс алунитизации происходит обычно в средних и кислых туфах под влиянием сернокислых фумарол — таково, например, происхождение алунитизированных пород в Заглике на Малом Кавказе, в районе Берегова в Закарпатье и т.д.

Процессы контактового метаморфизма очень разнообразны, и возникающие в связи с ними породы весьма многочисленны. Контактовый метаморфизм в областях развития интрузивных пород очень широко распространен, но площади, занятые метаморфизованными породами, все же относительно невелики, так как они располагаются только в виде узких полос вблизи интрузий и связанных с ними гидротермальных жильных образований.

Динамометаморфизм. При динамометаморфизме все округлые части породы (например, гальки в конгломератах) сдавливаются и превращаются в линзообразные включения, зерна породы также раздавливаются в направлении, перпендикулярном к направлению давления, происходит переориентировка всех вытянутых и плоских минералов длинными осями в одном направлении, перпендикулярном давлению. При этом порода как бы разделяется на множество тонких чешуек или пластинок, которые часто скользят друг по другу; плоскости их вследствие трения пришлифовываются и индивидуальность чешуек выступает еще более отчетливо. Так возникает сланцеватая текстура, и вся порода превращается в сланец. Давление, переориентировка минералов и трение вызывают повышение температуры, происходят частичная перекристаллизация минералов, изменение их формы и размеров.

Практическое значение метаморфизма. Изучение метаморфических пород вызывает большой практический интерес, так как с этими породами связано огромное количество важнейших полезных ископаемых. Крупнейшие месторождения железа (Криворожское, Курская магнитная аномалия и др.) локализованы в регионально метаморфизованных породах. Многочисленные месторождения руд железа (магнетит и гематит), полиметаллов (меди, свинца и цинка), редких металлов (шеелита, молибденита, олова) тяготеют к зонам контактово-пневматолитового метаморфизма. Таковы многие месторождения Урала, Алтая и др. Крупнейшие месторождения меди во вторичных кварцитах (Казахстан) также обязаны своим происхождением контактовому метаморфизму.

Особенно большое число месторождений, связанных с гидротермальным метаморфизмом (полиметаллы, золото и т.п.). Многие метаморфические породы сами по себе являются полезными ископаемыми и используются как строительный и декоративный камень. Например, стены Московского метрополитена облицованы различными метаморфическими породами: мраморами Урала, Кавказа и Алтая, гнейсами, яшмами и др. Широко применяются метаморфические породы для сооружения памятников, пьедесталов, колонн и т.п.

ГЛАВА 5

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Экзогенные процессы в отличие от эндогенных протекают в приповерхностных частях земной коры на границе ее с внешними геосферами Земли — атмо-, гидро- и биосферой. Они обеспечиваются энергией, главным образом, за счет внешних источников — лучистой энергии Солнца и за счет сил гравитации. Протекают экзогенные процессы при нормальных значениях температуры и давления по эндотермической схеме, т.е. с поглощением тепла.

В процессе экзогенных геологических процессов происходят дифференциация вещества земной коры по физической и химической схемам, изменение минерального и химического состава земной коры. Основными же результатами экзогенных геологических процессов следует считать создание форм рельефа земной поверхности и формирование осадочных горных пород, многие из которых являются полезными ископаемыми и не могут образовываться иным путем.

Характерная особенность экзогенных геологических процессов состоит в том, что, в отличие от большинства эндогенных процессов, они могут подвергаться непосредственному изучению, так как протекают с достаточно высокой скоростью, измеряемой по человеческой, а не по геологической шкале времени. Данная особенность экзогенных геологических процессов чрезвычайно важна, ибо изучение их позволяет понять механизмы их протекания в прошлые геологические эпохи. Это необходимо для историко-геологических реконструкций, которые дают возможность вести поиски и оценивать месторождения полезных ископаемых экзогенного генезиса, значение которых для обеспечения человеческих потребностей трудно переоценить. В качестве примера можно упомянуть твердые горючие ископаемые, минеральные соли, бокситовые руды, россыпи драгоценных металлов и многое другое, необыкновенно важное для человека.

Экзогенные геологические процессы с определенной долей условности делят на четыре большие группы: выветривание, денудация, аккумуляция и диагенез.

Выветривание — процесс разрушения и глубокого изменения любых горных пород и большинства слагающих их минералов, оказавшихся неустойчивыми в условиях земной поверхности. Эти изменения происходят на месте залегания горных пород под действием солнечной радиации, погодных условий, а также в результате физического, химического и биологического воздействия воды, кислорода, углекислого газа, минеральных и органических кислот, а также микро- и макроорганизмов и растений.

Денудация — совокупность процессов сноса и переноса продуктов выветривания с места разрушения и преобразования горных пород под воздействием ряда факторов (сил гравитации, вод суши, морей и океанов, ветра и движения ледников), которые часто принято называть агентами денудации. Денудация является весьма активным фактором преобразования Земли, мобилизующим и приводящим в движение огромные массы вещества, способствующим разрушению земной поверхности, сглаживанию и образованию выровненных форм рельефа.

Аккумуляция — совокупность процессов накопления рыхлых продуктов разрушения первичных горных пород в понижениях рельефа — морях, океанах, долинах рек, озерах, болотах и т.п. Иными словами, она называется «осадконакоплением» и является, по сути, первой стадией образования новых осадочных пород за счет принесенных в процессе денудации продуктов выветривания.

Диагенез — совокупность процессов преобразования (перерождения) осадков, накопленных в процессе аккумуляции, в собственно осадочные (литифицированные) горные породы под влиянием физико-химических условий и под воздействием сил гравитации в приповерхностных частях земной коры.

Следует помнить, что экзогенные процессы тесно связаны между собой и развиваются последовательно. Выветривание само по себе подготавливает материал для денудации. Денудация

же является одним из важнейших экзогенных геологических процессов, приводящих в движение гигантские массы вещества — продукты выветривания.

Аккумуляция, в свою очередь, представляет собой дальнейшее звено в цепи экзогенных процессов, способствующее тому, что продукты выветривания, теряя свою подвижность, закладывают основу осадочных горных пород, формируя различные осадки, которые преобразуются в осадочные горные породы в процессе диагенеза. Интенсивность и характер экзогенных геологических процессов зависят от множества физико-географических и геологических факторов — рельефа, климата, геологического строения района, интенсивности тектонических движений, времени и т.д.

Не следует забывать, что именно современные экзогенные геологические процессы, благодаря высокой скорости их протекания, могут наносить значительный ущерб человечеству, ибо обвалы, оползни, селевые потоки, снежные лавины, рост оврагов, размыв берегов рек, озер и морей, заболачивание территорий и многое другое — это зримые результаты современной экзогенной геологической деятельности.

5.1. ВЫВЕТРИВАНИЕ

Выветривание горных пород — сложный процесс, в котором принято выделять несколько форм его проявления. Это — физический и химический типы выветривания, которые часто тесно взаимосвязаны и происходят, главным образом, на суше, но могут протекать и на дне водных бассейнов. В понятие выветривание не входят процессы разрушения горных пород под действием ветра, ибо этот термин происходит от немецкого слова «веттер», что означает погода. Не входят в понятие выветривание и разрушительная работа подземных и поверхностных текучих вод, льда, вод озер, морей и океанов, являющихся агентами денудации, о чем говорилось ранее.

5.1.1. Физическое выветривание

Процессы физического выветривания приводят к механическому разрушению горных пород — превращению их в разного размера фрагменты, распад на минеральные зерна и их фрагменты под воздействием, главным образом, физических процессов. Следует подчеркнуть, что в процессе физического выветривания химический состав разрушаемых субстанций существенно не изменяется, а происходит измельчение и превращение скальных массивов в глыбы, щебень, дресву, песок и более мелкие по размеру частицы. При этом состав конечных продуктов разрушения целиком зависит от минерального состава, структурных и текстурных особенностей и генезиса горной породы, подвергшейся разрушению.

Основными факторами, приводящими к механическому разрушению горных пород в зоне действия физического выветривания, являются колебание температуры, связанное с изменением режима солнечной активности, расклинивающее воздействие замерзающей в трещинах и порах горных пород воды, а также механическое воздействие кристаллизующихся из нее солей. Кроме того, следует упомянуть разрушительное воздействие на горные породы корневой системы растений и жизнедеятельности разного рода роющих макро- и микроорганизмов. В этой связи, с определенной долей условности, выделяют температурное, морозное и биологическое выветривание, которые неодинаково проявлены в различных регионах Земли.

Одним из важнейших видов физического выветривания является **температурное выветривание (инсоляция)**, связанное с неравномерным нагревом поверхности горных пород солнечными лучами. Вследствие переменного нагрева и остывания горных пород возникает периодическое изменение (увеличение при нагреве и уменьшение при остывании) объема как горной породы в целом, так и отдельных минералов, слагающих ее. Все это приводит к растрескиванию породы на фрагменты, нарушению связей между минеральными зернами, слагающими эту породу, а также к нарушению сплошности самих минералов. Об-

разование и рост трещин, раскалывающих породу, а также нарушение связей между минеральными зернами в ней идут тем интенсивнее, чем больше суточная амплитуда колебаний температуры, достигающая весьма значительных величин (до 40 °С и более) в пустынных и высокогорных областях с резко континентальным климатом.

Образование трещин в горных породах в значительной мере зависит от их текстурных особенностей — слоистости, сланцеватости и наличия спайности у породообразующих минералов. Следует отметить, что на скорость физического выветривания влияет наличие в породах петрогенетических трещин, иногда именуемых также трещинами первичной отдельности. Эти трещины образуются в результате уменьшения объема магмы при остывании магматических тел и характерны для определенных видов магматических пород. Также отмечаются они и в некоторых видах осадочных пород, возникая в процессе диагенеза при обезвоживании осадков. Как правило, в не затронутых выветриванием скальных массивах трещины отдельности могут быть практически не видимы невооруженным глазом. Однако, при выветривании породы эти трещины легко расширяются, увеличиваются в размерах и способствуют разрушению скального массива, создавая весьма экзотические по форме обломки в виде столбов, шаров, подушек и т.д. Примером может служить столбчатая отдельность базальтов, матрацевидная отдельность гранитов, шаровая отдельность песчаников и др. (рис. 5.1—5.3).

Метаморфические породы слоистой и сланцеватой текстур под влиянием температурного выветривания распадаются по плоскостям на плитки, и, в конечном итоге, происходит их расслаивание и разлистовывание.

Слоистые толщи обломочных осадочных и пирокластических пород, имеющих различную степень цементации, подвергаются выветриванию неравномерно. Одни слои в них легко разрушаются, превращаясь в щебень и песок, а другие долго сохраняют свою монолитность. Легкоразрушающиеся участки скальных

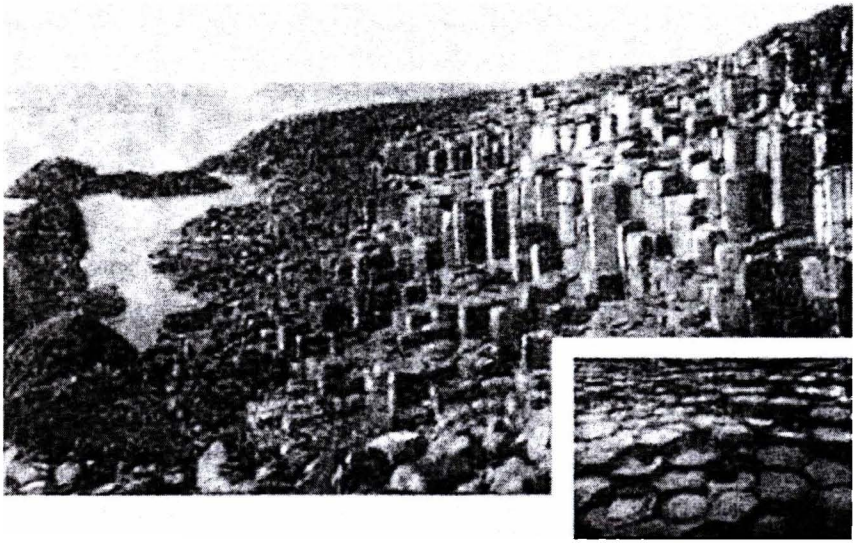


Рис. 5.1. Столбчатая отдельность базальтов, возникшая при физическом выветривании. Курильские острова (по М.М. Жукову и др., 1961)

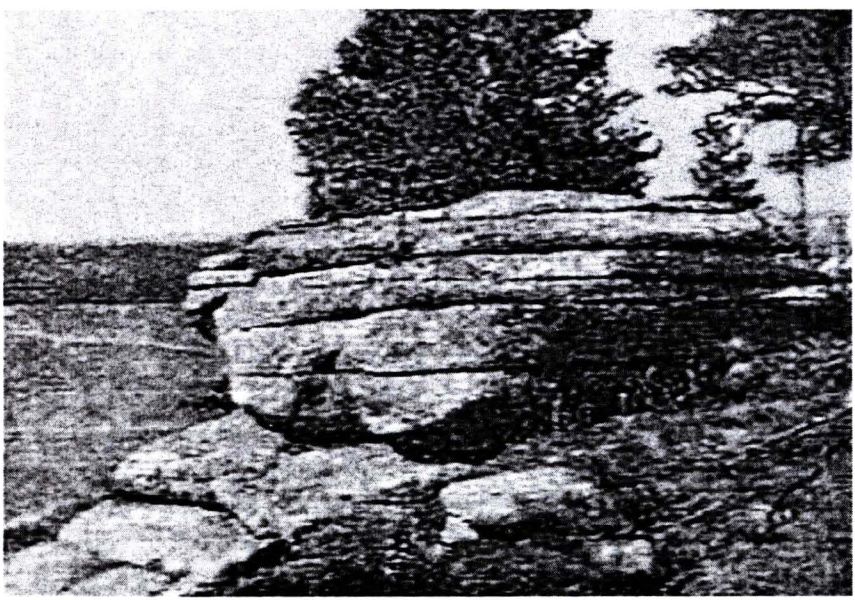


Рис. 5.2. Матрацевидная отдельность в гранитах, проявившаяся в результате физического выветривания. Южный Урал (по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу, 1955)



Рис. 5.3. Шаровая отдельность в песчаниках таврической серии, проявившаяся в результате физического выветривания. Крым (фото В.И. Славина, 1961)

массивов этих пород быстро осыпаются, продукты выветривания выносятся агентами денудации — ветром, текучей водой, а поверхность выхода приобретает неровную, причудливую форму. Такие скульптурные поверхности выходов горных пород получили название **форм выветривания**. Среди них — различные столбы, останцы грибовидной формы, выступы и карнизы, очень часто развитые в районах интенсивного проявления процессов физического выветривания.

Породы массивной текстуры, прогреваясь и остывая за день на относительно небольшую глубину, растрескиваются и отслаиваются по плоскостям, параллельным поверхности выхода породы на дневную поверхность. В результате от скального массива отделяются чешуеподобные фрагменты. Этот процесс получил название десквамации, или шелушения (рис. 5.4).

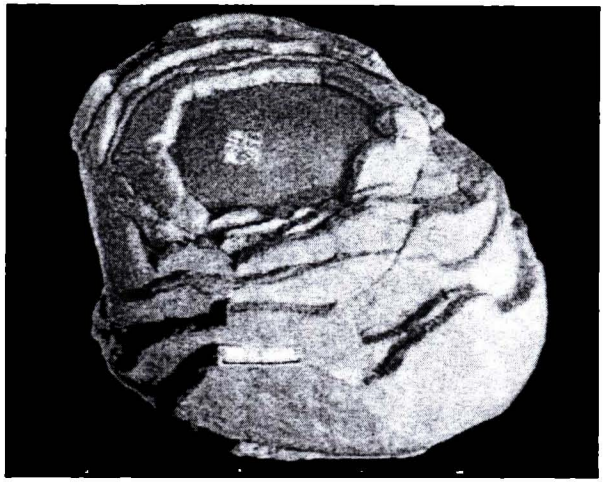


Рис. 5.4. Десквамационное (концентрически-скорлуповатое) выветривание траппов. Восточная Сибирь (по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу, 1955)

Интенсивность температурного выветривания зависит не только от температурного режима и текстурно-структурных характеристик пород, но и от их минерального состава. Минералы, как известно, обладают различной теплоемкостью, теплопроводностью и различными коэффициентами теплового расширения. В результате многократной смены режима нагрева — остывания полиминеральные породы интенсивнее разрушаются на составляющие их минеральные зерна, чем мономинеральные породы, которые, по большому счету, более устойчивы.

Кроме того, для температурного выветривания большое значение имеет цвет породы, ибо темные предметы нагреваются значительнее, чем светлые. В результате меланократовые горные породы, состоящие из темноокрашенных минералов, нагреваются интенсивнее, чем лейкократовые, состоящие из минералов светлой окраски. В то же время, мезократовые горные породы, состоящие из темно- и светлоокрашенных минералов, которые нагреваются неравномерно, также весьма сильно подвержены температурному выветриванию. В конечном итоге, наиболее подвержены температурному выветриванию полнокристаллические полиминеральные мезократовые горные поро-

ды (граниты, сиениты, гнейсы, габброиды и т.п.) вследствии различия теплофизических свойств слагающих их минералов и неравномерности нагрева.

Мономинеральные горные породы (кварциты, амфиболиты, мраморы и т.п.) также не застрахованы от воздействия температурного выветривания, ибо большинство минералов обладает анизотропией, в том числе и в плане теплофизических свойств, так как степень их расширения при нагреве зависит от направления в кристалле. Принимая во внимание, что любая горная порода представляет собой сообщество разноориентированных кристаллов, даже в мономинеральных породах будет наблюдаться различная степень их расширения по различным направлениям. Это приведет к возникновению местной разницы давления и будет способствовать нарушению связей между минеральными зернами и разрушению горных пород.

Наиболее интенсивно температурное выветривание протекает в регионах, где происходят частые и контрастные смены температур, как суточных, так и сезонных. Такими областями являются области пустынь, в которых суточная амплитуда колебания температур достигает 50—60 °С, а сезонная может приближаться к 100 °С. Кроме того, интенсивность температурного выветривания возрастает в высокогорных областях, в которых интенсивность солнечной радиации значительно выше, чем на равнинах в тех же широтах.

Морозное выветривание происходит под действием циклического замерзания и оттаивания воды, находящейся в трещинах и поровых пространствах горных пород при колебаниях температуры около точки замерзания воды, т.е. 0 °С. Увеличение объема воды при ее замерзании — факт, известный любому человеку. Он может приводить к катастрофическим последствиям в быту и на производстве — разрыв водопроводных труб, трескание стеклянной тары и т.п. В горных же породах вода, замерзая и увеличиваясь на 1/11 часть своего объема оказывает давление на стенки трещин с силой до 900 кг/см^2, разрывая даже весьма прочные, твердые породы. Интенсивность морозного выветривания, с одной стороны, зависит от наличия в горных

породах воды, а с другой стороны — от особенностей климата — частого колебания температуры около 0 °С.

Наиболее подвержены морозному выветриванию влагоемкие горные породы, обладающие значительным поровым пространством. Это — песчаники, глины, глинисто-терригенные, карбонатно-глинистые породы, а также интенсивно трещиноватые горные породы. Невлагоемкие, массивные, слаботрещиноватые горные породы незначительно подвержены морозному выветриванию. Способность горных пород во влажном состоянии выдерживать многократное замораживание и оттаивание без существенного изменения механической прочности именуется морозостойкостью и является одним из важных показателей качества естественных каменных строительных и облицовочных материалов.

Как правило, морозоустойчивость магматических и метаморфических пород выше, чем аналогичный показатель осадочных горных пород. Морозное выветривание наиболее интенсивно проявляется в тех климатических областях, где большую часть года сохраняются температуры, близкие к нулю. Такими областями являются субполярные и полярно-арктические регионы и гольцовые части высокогорных систем.

Аналогично раскалывающему воздействию замерзающей воды горные породы могут разрушаться вследствие воздействия растущих кристаллов минералов, кристаллизующихся из минерализованных растворов, содержащихся в горных породах. Следует не забывать, что большинство природных вод являются раствором различных минеральных веществ в воде. Кристаллизуясь из растворов, выполняющих трещины, капилляры, пустоты и поры в горных породах, кристаллы минералов (галит, гипс, кальцит и др.) оказывают давление на стенки этих полостей и разрушают горную породу. Процессы разрушения горных пород в результате **кристаллизационного выветривания** наиболее характерны для регионов с аридным климатом, т.е. для сухих и жарких областей планеты. В этих регионах в связи с интенсивным испарением минеральные растворы, заполняющие пустоты в горных породах, концентрируются, становятся перенасыщен-

ными и из них происходит интенсивная кристаллизация растворенных веществ, что влечет за собой нарушение сплошности вмещающих горных пород, т.е. их разрушение. Конечно, следует сознавать, что масштабы описанного вида кристаллизационного выветривания несравненно менее значительны, чем проявление температурного и морозного выветривания.

В заключение отметим, что механическое разрушение горных пород может протекать и под воздействием органической жизни на Земле, в результате чего возникает **органогенное выветривание**. Разного рода растения, сначала низшие (мох, лишайники и т.п.), а потом и высшие (кустарники, деревья), в процессе своей жизнедеятельности активно разрушают горные породы. Особенно значительна в этом плане роль корневых систем древесной растительности, развивающейся на подготовленной простейшими растениями поверхности горных пород. Расклинивающее действие корней кустарников и деревьев может приводить к разрушению даже очень плотных пород (рис. 5.5). По сути своей, корни деревьев, увеличиваясь в объеме в процессе роста, действуют как замерзающая вода, оказывают на горные породы значительное давление, что приводит к нарушению сплошности последних. Об интенсивности давления можно судить по известным фактам прорастания травянистой и древесной растительности через асфальт, что довольно часто наблюдается весной. Разрушают гор-



Рис. 5.5. Механическое разрушение скального массива известняков корнями сосны. Крым (фото М.М. Жукова, 1961)

ные породы и различные землеройные животные — черви, жуки, кроты, суслики, сурки, барсуки и прочая норная живность. Следует отметить, что масштабы органогенного выветривания, в целом, значительно меньше, чем масштабы морозного и температурного выветривания.

Физическое выветривание развито на Земле неравномерно. Оно преобладает в условиях сухого континентального климата с резкими суточными колебаниями температуры, проявляясь главным образом в виде температурного и в меньшей степени в виде кристаллизационного выветривания. В высокогорных и субполярных областях наиболее развито морозное выветривание, как результат специфического температурного режима и условий повышенной увлажненности.

5.1.2. Химическое выветривание

Под химическим выветриванием понимают процесс глубокого преобразования минералов, слагающих горные породы, под воздействием природных химических реакций. Интенсивность протекания процессов химического выветривания зависит от ряда причин — минерального и химического состава преобразуемых горных пород, их текстурно-структурных особенностей (т.е. особенностей внутреннего строения), климатических условий (главным образом, температуры и влажности), рельефа местности и характера растительности.

Основными факторами выветривания являются кислород воздуха, а также вода с растворенными в ней газами (CO_2, O и т.п.), солями, природными органическими и минеральными кислотами. Природные минеральные кислоты образуются в результате растворения в воде диоксида углерода (угольная кислота), в результате окисления сульфидов (серная кислота) и по иным причинам. Органические же кислоты (гуминовые) связаны с процессом гумификации (перегнивания) растительных и животных органических веществ.

В процессе химического выветривания происходит разложение первичных минералов, сопровождающееся серьезным изменением химического состава горных пород в результате

протекания обменных реакций, которые приводят к снижению в породах концентраций Ca, Na, K, Mn, Si и росту содержания Al и Fe.

Скорости протекания химического выветривания и степень сохранности его продуктов сильно зависят от климатических условий и рельефа местности. Так, во влажном и жарком климате тропиков, в условиях равнинного или слаборасчлененного рельефа, интенсивность процессов химического преобразования горных пород возрастает и мощность отложений конечных продуктов может достигать нескольких десятков метров — 50 м и выше. В условиях сильнорасчлененного рельефа сохранность конечных продуктов химического выветривания в должной мере не обеспечивается. В условиях безводного, жаркого аридного климата, а также в низкотемпературных субарктических обстановках интенсивность химического выветривания резко падает и главенствующую роль, как отмечалось ранее, приобретают процессы физического выветривания.

Среди пород различных генетических типов, слагающих земную кору, наиболее подвержены химическому выветриванию магматические горные породы. Наиболее устойчивы, как правило, осадочные горные породы. Метаморфические горные породы занимают промежуточное положение. Безусловно, следует помнить, что «нет правил без исключения», и в любой этой группе породы могут отличаться по степени устойчивости к процессам химического преобразования. Так, среди магматических горных пород устойчивость к химическому выветриванию возрастает в ряду ультраосновные — основные — кислые. Следует также помнить, что на планете не существует горных пород, которые были бы абсолютно инертны по отношению к химическому выветриванию, интенсивность которого зависит от химизма среды, температурного режима и времени.

При химическом выветривании велика роль органического мира в его макро- и микропроявлениях. Макроорганизмы являются источником органического вещества, в процессе разложения которого образуются органические кислоты и некоторые газы (H_2S, CO_2 и т.д.), ускоряющие процессы химиче-

ского преобразования. Чем больше органической массы накапливается в зоне выветривания, тем интенсивнее протекают процессы химического преобразования горных пород. Однако весьма велика и роль микроорганизмов — многочисленных бактерий, водорослей, грибов и других его представителей, относящихся по способу питания к «литотрофам» — «камнеедам», т.е. к организмам, извлекающим пищу из горных пород. Подобного рода представители биосферы в процессе своей жизнедеятельности разлагают минералы горных пород, извлекают из них часть химических элементов (фосфор, кремний, кальций и т.д.), используют их в своем биологическом цикле, часто накапливая в своем теле.

Следует отметить, что процессы биохимического разложения горных пород протекают довольно интенсивно, что навело человека на мысль использовать их для получения ряда химических элементов из горных пород и минералов. На протяжении ряда лет проводились исследования, направленные на разработку процессов микробиологического извлечения ряда химических элементов (уран, медь и др.) из горных пород, содержащих убогую вкрапленность полезных минералов и не рентабельных к переработке традиционными методами обогащения. Следует отметить, что подобного рода исследования проводились на лабораторном уровне и до стадии полупромышленных испытаний не дошли.

Химические реакции, приводящие к химическому преобразованию горных пород, протекают с выделением тепла, т.е. по экзотермической схеме и разделяются на несколько групп, важнейшими из которых являются: растворение, окисление, гидратация, гидролиз и восстановление.

Растворение происходит под действием воды, стекающей по поверхности горных пород, выходящих на дневную поверхность, либо просачивающейся через ее трещины и поры. При этом вода избирательно растворяет некоторые минералы и выносит из породы ряд веществ. Интенсивность растворения горных пород зависит от их минерального состава и химической активности растворителя. Из природных химических соединений наибольшей растворимостью обладают минералы,

относящиеся к классу хлоридов и являющиеся солями хлористоводородной (соляной) кислоты — галит (NaCl), сильвин (KCl) и многие другие. Так, на 100 частей воды растворяются (по массе) 67 частей $CaCl_2$, 56 — $MgCl_2$, 36 — NaCl и 32 части KCl.

Значительно слабее растворяются минералы, относящиеся к классу сульфатов, являющиеся солями серной кислоты. Так, на 10 000 частей воды растворяются 25 частей гипса — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$; 20 частей ангидрита — $CaSO_4$ и 0,5 части барита — $BaSO_4$. Карбонаты еще менее растворимы. В присутствии CO_2 на 10 000 частей воды растворяется 13 частей магнезита — $MgCO_3$, 10 частей кальцита — $CaCO_3$ и всего 0,75 части доломита — $CaMg(CO_3)_2$. Еще более низкой растворимостью обладают сульфиды и силикаты, но и они в присутствии в растворе CO_2 разрушаются с образованием карбонатных соединений. Так в зоне окисления сульфидных медных руд образуют карбонаты меди — малахит и азурит, а за счет кальцийсодержащих силикатов — тремолита и волластонита образуется кальцит.

Следует помнить, что взаимное нахождение различных солей в воде влияет на растворимость минералов. Присутствие в растворе NaCl повышает растворимость кальцита ($CaCO_3$) в три раза, в то же время присутствие $MgSO_4$ снижает растворимость гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) до нуля.

На процессы растворения влияет и температурный режим. Например, скорость растворения карбонатов, в отличие от хлоридов и сульфатов, значительно возрастает с понижением температуры раствора.

На процессы растворения положительное воздействие оказывает наличие в воде органических и минеральных кислот. Так, органические кислоты (в том числе гумусовые), которые возникают при гниении органических остатков, а также вырабатываются в процессе жизнедеятельности растениями и микроорганизмами, при длительном воздействии растворяют кварц и силикаты. Из минеральных кислот главенствующую роль играет угольная кислота. Прочие минеральные кислоты (серная, соляная и др.), которые спорадически присутствуют в зоне выветривания, играют подчиненную роль в процессе растворения гор-

ных пород и минералов. Растворение минералов, слагающих горные породы, наиболее интенсивно протекает на суше, в условиях жаркого и влажного климата. Однако, химическое разложение горных пород протекает и в морских условиях.

Огромные массы воды, стекающие по поверхности и просачивающиеся через поры и трещины выветриваемых горных пород, в течение многих тысячелетий выносят очень большое количество продуктов химического выветривания, способствуя разложению минералов. Следует подчеркнуть, что абсолютно нерастворимых веществ в природе нет и что процессы растворения в той или иной форме участвуют в химическом выветривании любых минералов и горных пород. Вопрос в том, играют они главенствующую или второстепенную роль.

Окисление сопровождается переходом низковалентных (закисных) соединений в высоковалентные (оксидные), что сопровождается присоединением кислорода. Процессы окисления минералов и горных пород захватывают не только поверхностные части земной коры, но и проникают на определенные глубины. Глубина проникновения окислительных процессов зависит от вещественного состава и водопроницаемости горных пород, степени расчлененности рельефа, глубины залегания подземных вод и прочих условий. Основным фактором окисления является кислород атмосферы и особенно кислород, растворенный в воде. Способность атмосферного кислорода растворяться в воде сильно зависит от температурного режима. Растворимость кислорода в воде при 0 °С почти в два раза выше, чем его растворимость при 25—30 °С. В этой связи окисляющая способность холодных вод значительно выше теплых.

Окислению, в первую очередь, подвержены минералы, содержащие железо, серу, ванадий, марганец, никель, кобальт и другие элементы, легко соединяющиеся с кислородом. В присутствии влаги и при обилии кислорода закиси металлов, входящие в состав горных пород, легко переходят в оксиды. Примером является мартит — псевдоморфозы гематита по магнетиту с сохранением форм выделения последнего. В этом случае

двухвалентное железо ($FeO \cdot Fe_2O_3$) повышает свою валентность и на месте магнетита образуется гематит (Fe_2O_3), содержащий только трехвалентное железо.

В аналогичных условиях особенно интенсивно окисляются сульфиды. Под влиянием кислорода, растворенного в воде, они легко разлагаются, переходя в сульфаты, многие из которых легко растворимы в воде. В общем виде процесс окисления сульфидов и их переход в сульфаты можно выразить следующей реакцией: $RS + 2O_2 \rightarrow RSO_4$, где R — двухвалентный металл. Причем сульфаты часто могут разлагаться с образованием оксидов и гидроксидов, а при определенном химизме среды формировать карбонаты и другие кислородные соединения. Часто в процессе окисления сульфидов образуется свободная серная кислота, являющаяся мощным фактором химического выветривания и способствующая формированию агрессивных сульфатных вод, наличие которых значительно осложняет горно-геологическую деятельность человека. В качестве примера следует привести реакцию окисления пирита — одного из самых распространенных сульфидов на Земле:

$$4FeS_2 + 11H_2O + 15O_2 = 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O + 8H_2SO_4.$$

Принимая во внимание факт, что сульфиды железа (пирит, марказит, пирротин) являются наиболее распространенными минералами сульфидных месторождений, в зоне окисления этих месторождений формируются весьма специфические образования — скопление оксидов и гидроксидов железа, получившие название «**железных шляп**». Мощность подобных образований может достигать нескольких десятков метров. В тех случаях, когда исходные сульфиды железа содержали повышенные, но непромышленные концентрации тонкодисперсного золота, что является довольно обыденным явлением в природе, в «железных шляпах» происходит его естественная концентрация до кондиционных содержаний, имеющих промышленное значение.

Процессы окисления горных пород макроскопически легко распознаются по изменению окраски. В результате окисления железа породы приобретают желто-бурую или красновато-бу-

рую окраску. Окисление находящейся в породе меди приводит к сине-зеленому окрашиванию пород. Окрашенные в черный цвет углесодержащие породы в результате окисления органических веществ осветляются.

В процессе окисления выветрелые породы значительно уменьшаются в объеме по сравнению с первичными за счет выноса из них легкорастворимых компонентов и летучих новообразований. Так, залежи бурых железняков, сложенные оксидами и гидроксидами железа (гетит, гидрогетит, лепидокрокит, гидролепидокрокит и т.д.) и образовавшиеся за счет окисления сульфидных руд, по объему почти в полтора раза меньше исходных образований и имеют, как правило, рыхлые, пористые текстуры.

Очень большое значение процессы окисления могут играть при добыче и хранении углей и сульфидных руд. Как упоминалось ранее, интенсивность химического выветривания возрастает по мере увеличения степени дисперсности материала, причем реакции идут с выделением тепла, т.е. по экзотермической схеме. Поэтому определенные виды углей склонны к самовозгоранию (в результате весьма интенсивного развития процессов окисления) как при складировании, так и при транспортировке. Самовозгораться могут также недоизвлеченные угли в пластах, к которым происходит доступ кислорода по горным выработкам, что может привести к подземным пожарам. Аналогичные процессы весьма бурного окисления могут наблюдаться на некоторых месторождениях сульфидных руд, что затрудняет их складирование и транспортировку на значительные расстояния.

Таким образом, процессы окисления могут усложнять горно-промышленную деятельность человека. Изучение условий протекания природных процессов растворения и окисления минералов позволили создать ряд новых горно-технологических методов разработки месторождений полезных ископаемых, получивших название «подземное выщелачивание». Оно с успехом использовалось для добычи урана из бедных и убогих руд, извлечение которых из недр и переработка по традиционным схемам были не рентабельны в связи с низкими концентрациями полезного компонента.

Гидратация — процесс преобразования внутреннего строения минерала в связи с присоединением к нему молекул воды. Гидратация вызвана воздействием на минералы материнской породы воды в жидком и газообразном состояниях. Например, ангидрит ($CaSO_4$) в процессе гидратации превращается в гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), гематит (Fe_2O_3) — в гидрогематит ($Fe_2O \cdot nH_2O$). Непременным условием прохождения процессов гидратации является высокая влажность. Если в процессе гидратации не происходит выноса каких-либо легкорастворимых компонентов, то она сопровождается значительным увеличением объема. Так, в процессе гидратации ангидрита и превращения его в гипс объем новообразования почти на треть превышает объем преобразуемой породы. Возрастание объемов гидратируемых минералов приводит к возникновению внутренних напряжений в породе, которые могут нарушить условия первичного залегания горных пород (соляно-купольная тектоника).

Гидролиз — процесс разрушения и перестройки кристаллических решеток минералов под воздействием воды. При этом минерал распадается на отдельные комплексные ионы и радикалы и, с одной стороны, наблюдается вынос хорошо растворимых соединений сильных оснований (щелочных и щелочноземельных элементов), а с другой — присоединение гидроксильных ионов, что приводит к образованию малорастворимых в новых условиях продуктов разложения первичных минералов. Именно с гидролизом связано химическое разложение и преобразование очень устойчивых минералов — силикатов и алюмосиликатов, являющихся наиболее распространенными минералами земной коры. Выветривание силикатов можно проиллюстрировать на примере полевых шпатов, которые являются главными породообразующими минералами кислых магматических горных пород, в частности, калиевого полевого шпата. Представив минерал в виде суммы оксидов слагающих его химических элементов, в присутствии углекислого газа и достаточного количества воды получим следующую реакцию:

$$\underbrace{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2}_{\text{калиевый полевой шпат}} + CO_2 + 3H_2O = K_2CO_3 +$$

$$+ \underbrace{Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O}_{\text{каолинит}} + \underbrace{4SiO_2 \cdot nH_2O}_{\text{опал}}.$$

Хорошо растворимый в воде K_2CO_3 уносится водными растворами, как и водный кремнезем, а на месте калиевых полевых шпатов остается каолинит — весьма ценный минерал. В данном случае происходит разрушение каркасной структуры калиевого полевого шпата и перестройка в слоевую структуру каолинита, входящего в обширную группу глинистых минералов. Каолинит, являясь химически устойчивым минералом, в зонах с умеренным климатом может образовывать довольно мощные залежи, имеющие промышленное значение и являющиеся месторождениями полезных ископаемых. Однако, в тропических условиях, при сильном увлажнении, наблюдается процесс разложения каолинита, сопровождающийся выносом ряда компонентов и накоплением гидроксидов алюминия (боксита) и водного кремнезема — опала. Этот процесс протекает по схеме:

$$\underbrace{2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 2H_2O}_{\text{каолинит}} + CO_2 + pH_2O \rightarrow \underbrace{Al_2O_3 \cdot mH_2O}_{\text{боксит}} +$$

$$+ \underbrace{SiO_2 \cdot nH_2O}_{\text{опал}}.$$

Таким образом, в условиях одного климата калиевый полевой шпат преобразуется в каолинит, в условиях другого — в боксит. Как известно, полевые шпаты являются главной составной частью многих магматических и метаморфических горных пород. Их количество составляет около 50 % всех минералов, участвующих в строении земной коры. Отсюда ясно колоссальное значение приведенных реакций гидролиза, в результате которых образуются высокоценное минеральное сырье — каолинит и наиболее ценная и технологичная алюминиевая руда — боксит. Степень интенсивности протекания реакции гидролиза зависит от многих причин, в том числе и от рельефа местности.

В условиях расчлененного рельефа, как правило, формируются каолиновые коры выветривания, а в условиях равнинного рельефа — скопления бокситов.

Следует отметить, что гидролиз железо-магниевых силикатов (оливин, пироксены и амфиболы), являющихся главными породообразующими минералами ультраосновных и основных магматических пород, протекает более интенсивно, чем гидролиз кислых пород. На промежуточном этапе их гидролиза образуются хлориты и глинистые минералы типа монтмориллонита, нонтронита и каолинита, которые в условиях влажного и умеренно теплого климата могут образовывать крупные скопления. В аридных же условиях, т.е. при недостатке влаги и в условиях высоких температур, промежуточные продукты гидролиза железо-магнезиальных силикатов становятся неустойчивыми, разлагаются с образованием легкорастворимых солей, в том числе кальция и магния, которые мигрируют с места протекания процесса. Остаточными же продуктами являются труднорастворимые оксидные и гидроксидные соединения железа и алюминия, которые накапливаются на месте разрушения, образуя промышленно значимые скопления — месторождения латеритных бокситовых руд.

Восстановление — процесс, обратный окислению, и заключается в потере веществом части или всего содержащегося в нем химически связанного кислорода. Понятно, что в условиях земной поверхности обилие кислорода в атмосфере и в водных растворах препятствует восстановлению. Восстановление может проявляться только там, где по каким-либо причинам свободный кислород отсутствует. Подобного рода обстановки реализуются в условиях болот, в которых за счет отмирания растительности содержится большое количество органических веществ.

Они служат мощными восстановителями, так как легко соединяются с кислородом при своем разложении. При этом используется не только весь растворенный в воде кислород, но и

часть кислорода, химически связанного в минералах, слагающих горные породы. В результате, например, трехвалентное железо переходит в двухвалентное, гидраты которого имеют зеленоватый цвет. Возникает серо-зеленая или сизая глинистая масса, называемая в почвоведении глеем и подстилающая обычно торфяные залежи. Наряду с процессом «оглеения», в восстановительной среде может происходить и образование ряда минералов, обедненных или совершенно лишенных кислорода и обычно отсутствующих в коре выветривания. К ним можно отнести пирит, марказит и некоторые другие. Прекрасным примером реализации процессов восстановления можно считать образование мушкетовита — развитие магнетита по гематиту с сохранением формы выделений последнего (т.е. псевдоморфозы).

Следует отметить, что процессы восстановления, в целом, менее распространены по сравнению с процессами окисления.

5.1.3. Результаты выветривания и их практическое значение

В результате физического выветривания происходит **дезинтеграция**, т.е. механическое разрушение горных пород на фрагменты — глыбы, щебень, дресву, песок и алеврит. Эти продукты физического выветривания служат материалом для последующего образования весьма специфической группы рыхлых обломочных горных пород, которые при определенных условиях могут иметь практическое значение как сырье для промышленности строительных материалов.

В процессе химического выветривания возникают две группы продуктов — подвижные и остаточные.

Подвижные продукты включают в себя соединения химических элементов, способных к миграции и перемещающихся (обычно в виде разного рода растворов) с места протекания химических реакций, приводящих к разрушению горной породы, на то или иное расстояние. При определенных условиях в ре-

зультате их накопления возникают особые виды осадочных горных пород — **хемогенные**.

Остаточные продукты — малоподвижная составная часть пород, остающаяся на месте преобразования исходной горной породы. Остаточные продукты принято называть «элювием», который обычно представляет собой плохо отсортированную щебенисто-дресвянисто-песчано-глинистую массу, которая по вещественному составу тесно связана (а во многом аналогична) с составом подстилающих материнских пород. **Элювий** — один из важнейших генетических типов континентальных геологических образований, мощность которых варьирует от первых сантиметров до многих десятков метров. В зависимости от преобладающего развития тех или иных процессов преобразования могут быть выделены различные типы элювия. Так, элювий, в образовании которого ведущая роль принадлежит биохимическим процессам выветривания и в котором в очень большом количестве содержатся продукты разложения органического вещества (т.е. гумус), называется почвой. Значение подобного элювиального образования трудно переоценить, ибо оно является основой сельскохозяйственного производства.

Комплекс различных по составу остаточных продуктов выветривания, возникших в результате преобразования любых горных пород в континентальных условиях, принято называть **корой выветривания**. По идее, кора выветривания — это определенного состава элювий и продукты его преобразования. Элювий и продукты его переработки, сформированные в настоящее время, принято называть **современной корой выветривания**. Однако процессы выветривания протекали в пределах суши и во все прошлые геологические эпохи, причем в некоторых случаях они сохранились до наших дней. Такой элювий и продукты его переработки получили наименование **ископаемой коры выветривания**. Следует помнить, что процессы химического выветривания развиты в той части земной коры, где существует окислительная обстановка, там, т.е. где имеется избыток

кислорода и существует достаточная увлажненность при условии постоянного движения воды. Такие условия, как правило, свойственны зоне аэрации — зоне, располагающейся выше уровня грунтовых вод.

В зависимости от климата местности процессы выветривания протекают с различной степенью интенсивности, причем физическое и химическое выветривание проявляются неодинаково. В этой связи возникают различные типы кор выветривания.

Наиболее благоприятны для формирования мощной коры выветривания регионы с выровненным рельефом поверхности материнских горных пород при условии влажного жаркого климата, что подразумевает наличие обильной растительности, являющейся источником органического вещества. В этих обстановках химическое выветривание преобладает над физическим. При сильнорасчлененном рельефе, а также в условиях аридного (жаркого и сухого) и субарктического (холодного и влажного) климатов процессы химического преобразования весьма замедлены либо не проявлены вообще. Это приводит к образованию кор выветривания, сложенных, в основном, продуктами физического выветривания — глыбами, щебнем, дресвой и песком.

При изучении химического выветривания следует учитывать его стадийность, выражающуюся в степени химического преобразования материнских пород. В зависимости от глубины (интенсивности) протекания процессов химического преобразования выделяются различные виды (профили) кор выветривания.

Так, в условиях умеренно теплого и умеренно влажного климата в результате химического выветривания алюмосиликаты и силикаты магматических и метаморфических пород разлагаются, в результате чего наиболее подвижные химические элементы — Na, K, Ca и Mg выносятся и образуются гидрослюды и гидрохлориты при подчиненном развитии глинистых минералов типа монтмориллонита и бейделлита. Эти минералы возникают в результате гидратного и гидролизного

преобразования первичных силикатов без существенной миграции кремнезема. В связи с выносом ряда химических элементов новообразованная порода по сравнению с исходной обогащается кремнием и алюминием. Подобного рода образования формируют **гидрослюдистый** (насыщенный сиалитный) **профиль коры выветривания**.

С увеличением степени химического преобразования процесс изменения идет дальше, из породы выносится значительная часть кремнезема и происходит формирование глинистых минералов — каолинита, галлуазита, нонтронита при подчиненной роли SiO_2 (кварц, опал, халцедон). Подобного рода образования формируют **глинистый** (ненасыщенный сиалитный) **профиль коры выветривания**. Он характерен для регионов с повышенными температурой и влажностью.

В условиях жаркого и влажного (тропического) климата процессы химического преобразования достигают максимальной интенсивности. Это приводит к почти полному выносу кремнезема из преобразуемых пород, в которых остаются только инертные компоненты — Al, Fe, Ti, и формированию горных пород, состоящих из минералов, являющихся гидроксидами алюминия (гиббсит, бёмит, диаспор) и железа (гидрогетит, гидролепидокрокит, гидрогематит). Они слагают **коры выветривания латеритного** (алитного) **профиля**.

Таким образом, в результате стадийных преобразований исходной горной породы возникают коры выветривания различной степени зрелости. Иными словами, гидрослюдистые и глинистые профили рассматриваются в качестве последовательных промежуточных этапов созревания коры выветривания, достигающей максимальной зрелости на стадии латеритного выветривания. В зависимости от климатических условий развития кора выветривания может остановиться на промежуточных стадиях — гидрослюдистой или глинистой. В этой связи в природе известны все типы профилей выветривания (рис. 5.6).

В зависимости от формы и условий образования коры выветривания принято разделять на площадные и линейные.

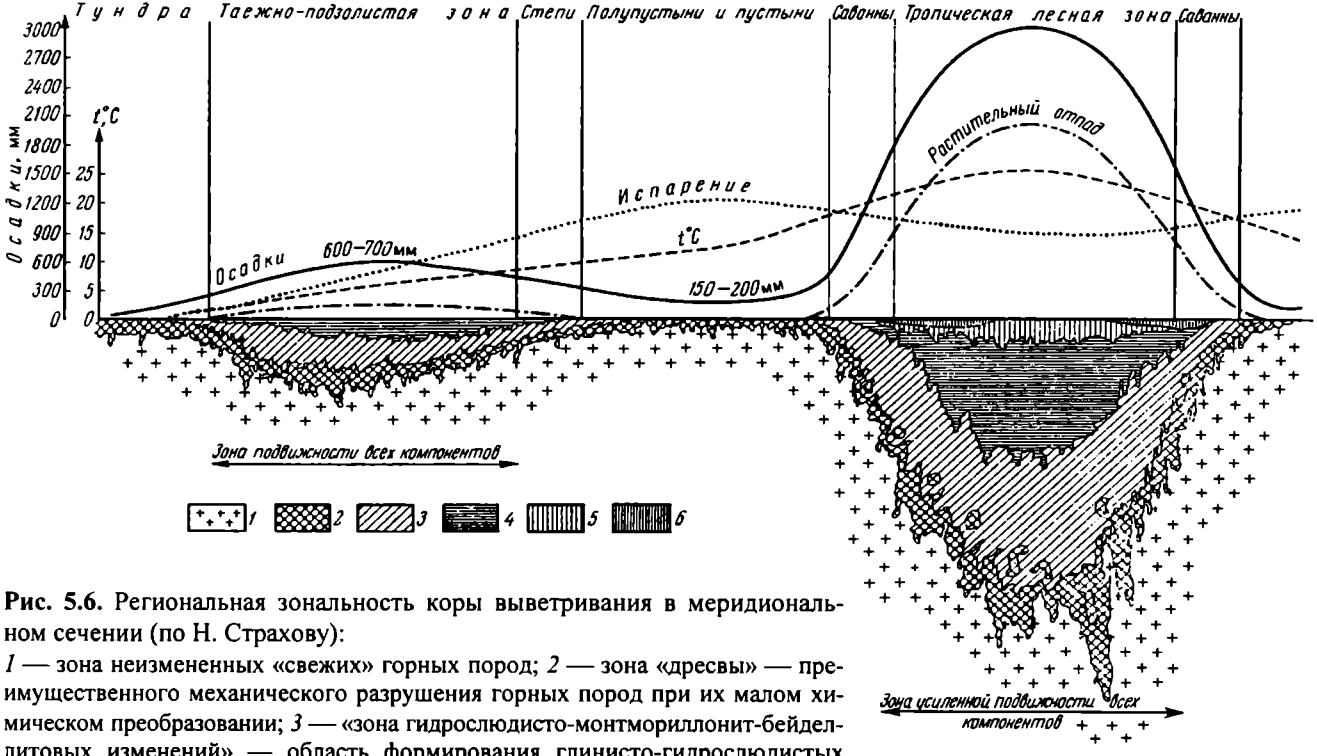


Рис. 5.6. Региональная зональность коры выветривания в меридиональном сечении (по Н. Страхову):

1 — зона неизмененных «свежих» горных пород; *2* — зона «дресвы» — преимущественного механического разрушения горных пород при их малом химическом преобразовании; *3* — «зона гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовых изменений» — область формирования глинисто-гидрослюдистых минералов; *4* — «каолинитовая зона» — область преимущественного развития минералов группы каолинита; *5* — «зона охры» — область развития минералов гидроксидов алюминия; *6* — «зона панциря» — область развитых минералов оксидов и гидроксидов железа и алюминия

Площадные коры выветривания имеют пластообразную форму, распространены на значительных площадях, чехлом перекрывая материнские горные породы, в результате преобразования которых они и возникли. Как правило, они имеют зональное строение и мощность их колеблется от десятков сантиметров до десятков метров, в отдельных случаях достигая 100—200 м.

Линейные коры выветривания образуются вдоль разрывных тектонических нарушений и зон трещиноватости, являющихся зонами повышенной проницаемости. Они имеют жилообразную форму и обычно наследуют ориентировку в пространстве, характерную для данных дизъюнктивных нарушений. Линейные коры выветривания имеют размеры по простиранию от сотен метров — до первых километров и прослеживаются на глубину на десятки метров — первые сотни метров, в зависимости от положения уровня грунтовых вод. Мощность этих образований может варьировать от первых метров до десятков метров.

Формирование кор выветривания происходит в настоящее время и происходило в отдаленные геологические эпохи. В этой связи, по времени образования коры выветривания принято разделять на современные и древние (ископаемые). Древние коры выветривания сохранились в тех участках земной коры, где они перекрыты более молодыми горными породами, предохраняющими их от разрыва и разрушения. Как правило, именно древние коры выветривания, сформировавшиеся в течение различных по длительности этапов континентального развития земной коры, характеризуются четкой вертикальной зональностью, значительной дифференцированностью и мощностью.

Значение процессов выветривания трудно переоценить, ибо они сильно преобразуют верхние горизонты земной коры, в результате чего возникают как положительные, так и отрицательные явления, которые необходимо учитывать в горно-геологической практике.

В результате физического и химического выветривания разрушаются массивы горных пород любых генетических типов. Они превращаются в рыхлые высокомобильные образова-

ния. Увеличение степени дезинтеграции массивов горных пород (степени трещиноватости и пористости) в процессе физического выветривания в совокупности с изменением их минерального состава и текстурно-структурных характеристик в процессе химического выветривания ведут к существенному изменению комплекса физических (плотность, водопоглощение и т.п.) и физико-механических (прочность и т.п.) свойств выветрелых горных пород по сравнению с неизмененными, «свежими». Выветрелые горные породы отличаются повышенной трещиноватостью, пористостью, водопоглощением и пониженными плотностью и прочностными свойствами по сравнению с неизмененными их разностями. Поэтому выветрелые породы слабо устойчивы как в естественных обнажениях, так и в подземных горных выработках, и в бортах карьеров, что требует применения специфических инженерных решений в горной практике. Выветрелые горные породы являются средой зарождения осыпей, обвалов, селей и оползней, что сильно осложняет не только горно-геологическую, но и другие виды человеческой деятельности.

Правильная оценка свойств выветрелых горных пород имеет важное значение при проектировании бортов карьеров, выборе углов и конструкции откосов дорожных выработок и котлованов, при расчетах глубины заложения фундаментов инженерных сооружений, при подсчете запасов строительных и облицовочных материалов, при расчете объемов вскрышных работ в процессе открытой добычи полезных ископаемых и во многих других случаях.

С процессами выветривания связано формирование и преобразование различных месторождений полезных ископаемых. Так, рыхлые продукты физического выветривания — глыбы, щебень, валуны, гравий, галька, песок и отчасти глины служат весьма ценными полезными ископаемыми, востребованными, главным образом, предприятиями стройиндустрии.

В процессе выветривания из первичных пород высвобождаются механически прочные и химически стойкие минералы, которые могут формировать элювиальные россыпные месторо-

ждения золота, платины, касситерита, ильменита, алмазов и других полезных минералов. В результате химического выветривания в корах выветривания формируются месторождения бокситов, никелевых силикатных руд, железных и марганцевых руд, а также каолинов и другого глинистого сырья.

Кроме того, в процессе химического выветривания ранее сформированные месторождения с убогими и бедными рудами могут преобразовываться в новые месторождения с более богатыми вторичными рудами. Примерами могут служить золоторудные месторождения «железных шляп», зоны вторичного обогащения сульфидных медных месторождений и многие другие.

Следует отметить, что изучение процессов выветривания (в частности, кор выветривания) имеет значение не только для горно-геологической практики. Так, всестороннее исследование древних кор выветривания дает представление об особенностях климата, растительности и рельефа данной местности в период их формирования, что важно для палеогеографических реконструкций, с помощью которых получают информацию, востребованную географами, геоморфологами и климатологами.

5.2. ДЕНУДАЦИЯ

Под денудацией в классическом понимании этого термина (от лат. denudatio — обнажение) понимается совокупность процессов сноса и переноса продуктов разрушения горных пород, создаваемых в процессе их выветривания. Она проявляется, главным образом, в континентальных частях Земли (в пределах суши) и сводится к перемещению раздробленного или растворенного материала горных пород с возвышенных участков в понижения рельефа — долины, котловины, озерные и морские бассейны. Главными силами, приводящими в движение процессы денудации, являются сила тяжести, движущиеся воды, ветер, снежные массы и ледники. Именно в процессе денудации мобилизуются и приводятся в движение огромные массы вещества,

что способствует выравниванию поверхности Земли. Об интенсивности денудации, выражающей суммарную работу экзогенных сил, можно судить по количеству разрушенного материала, сносимого реками с суши. Так (М.М. Жуков и др., 1961), реки Средней Азии перемещают за год во взвешенном состоянии от 5 до 9000 т вещества с 1 км^2, а срезание поверхности Русской равнины вследствие денудационных процессов составляет 0,03 мм в год. В то же время для горных областей величина денудационного среза значительно возрастает и достигает на Северном Кавказе 0,45 мм, а в Северных Альпах — 0,57 мм в год. Денудационные процессы могут длиться миллионы лет, в результате многие древние горные системы превратились в пологохолмистые возвышенности (Южный Урал) и равнинные территории (Центральный Казахстан).

Следует помнить, что, помимо сноса и переноса продуктов выветривания, процессы денудации сопровождаются определенной разрушительной деятельностью (разрушительная работа ветра, текучих вод, движущихся ледников и т.п.), которая совместно с выветриванием преобразует облик земной поверхности. В связи с этим, характеризуя денудационную деятельность агентов денудации, мы будем упоминать и их разрушительную работу.

5.2.1. Денудационная деятельность ветра

Все геологические явления, связанные с деятельностью ветра, принято называть **эоловыми процессами** (от Эола — бога ветра в античной мифологии). Геологическая деятельность движущихся воздушных масс весьма интенсивна в высокогорных областях, пустынях, полупустынях и на территориях, не покрытых растительностью, в том числе на берегах рек, озер и морей. Весьма велика роль эоловых процессов и на техногенных объектах — пахотных землях, отвалах шахт и карьеров, хвостохранилищах ГОКов. Здесь их воздействие может приводить к достаточно серьезным экологическим проблемам, особенно при отсутствии определенного комплекса природоохранных мероприятий.

Денудационная работа ветра особенно заметна при переносе мелкого обломочного материала. Ветер способен переносить только пылеватые частицы и песчинки, но и мелкие камешки, причем не только путем волочения по земле, но и во взвешенном состоянии. Дальность переноса, количество и способ переноса материала зависят от скорости ветра и крупности частиц обломков. Так, на высоте 10 см от поверхности Земли ветер при скорости 4—7 м/с переносит частицы диаметром до 0,25 мм, при скорости 7—8,5 м/с — до 0,5 мм, при скорости 10—11 м/с — до 1 мм и, наконец, при скорости 11—13 м/с могут быть перенесены частицы диаметром до 1,5 мм (М.М. Жуков и др., 1961). Ветер переносит обломочный материал на различные, иногда очень значительные расстояния. Например, пыль из пустыни Сахара обнаруживается на Канарских островах в Атлантическом океане, а в Хабаровском крае зимой 2001 г. выпали пылеватые массы, вынесенные пыльными бурями из Внутренней Монголии КНР.

Непосредственное воздействие воздушных масс на горные породы и почвы принято называть **дефляцией** (от лат. deflacio — выдувание, развевание). Действительно, вследствие непосредственного соприкосновения воздушных струй с рыхлыми или слабосцементированными горными породами ветер подхватывает рыхлые продукты выветривания или отрывает частички слабосцементированных пород и переносит их в направлении своего движения. Дефляция носит избирательный характер. В тех случаях, когда массивы горных пород представляют собой слоистые толщи, сложенные разностями, контрастными с точки зрения степени цементации, в результате дефляции образуются причудливые эоловые формы рельефа, в которых выступы отвечают слоям более прочных пород, а ниши — более мягких или слабосцементированных. Подобные формы рельефа принято называть эоловыми. Они имеют весьма прихотливую форму — грибов, обелисков, столбов и игл и весьма распространены в регионах, для которых характерен специфический ветровой режим (рис. 5.7—5.9). Процесс дефляции занимает промежуточное положение между процессами переноса продуктов разрушения горных пород и процессами их ветровой эрозии, т.е. разрушения, к которым с успехом можно отнести корразию.

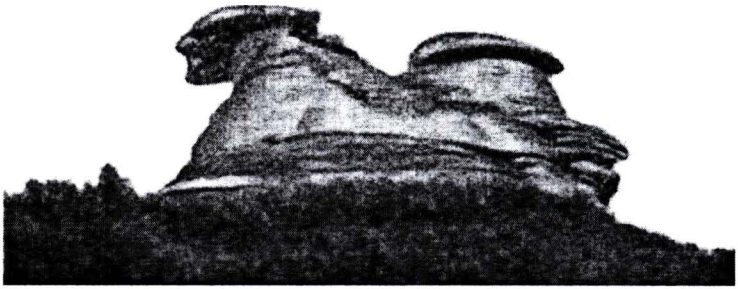


Рис. 5.7. Грибовидная форма эолового выветривания грубополосчатых гранито-гнейсов. Предгорья Яблонового хребта (по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу, 1955)

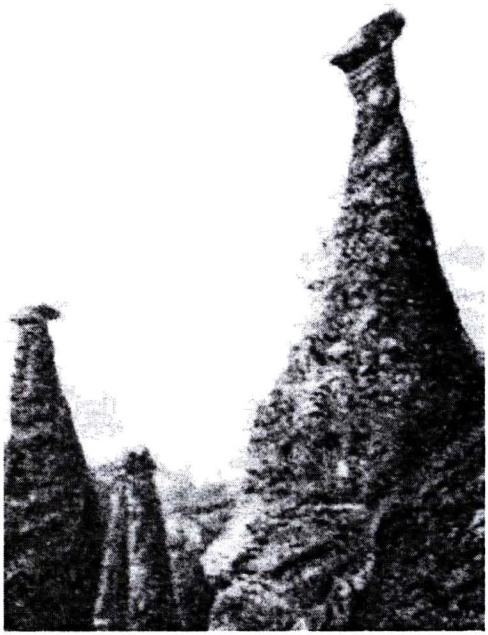


Рис. 5.8. Обелископодобные формы эолового выветривания вулканических туфов. Нагорный Карабах (по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу, 1955)

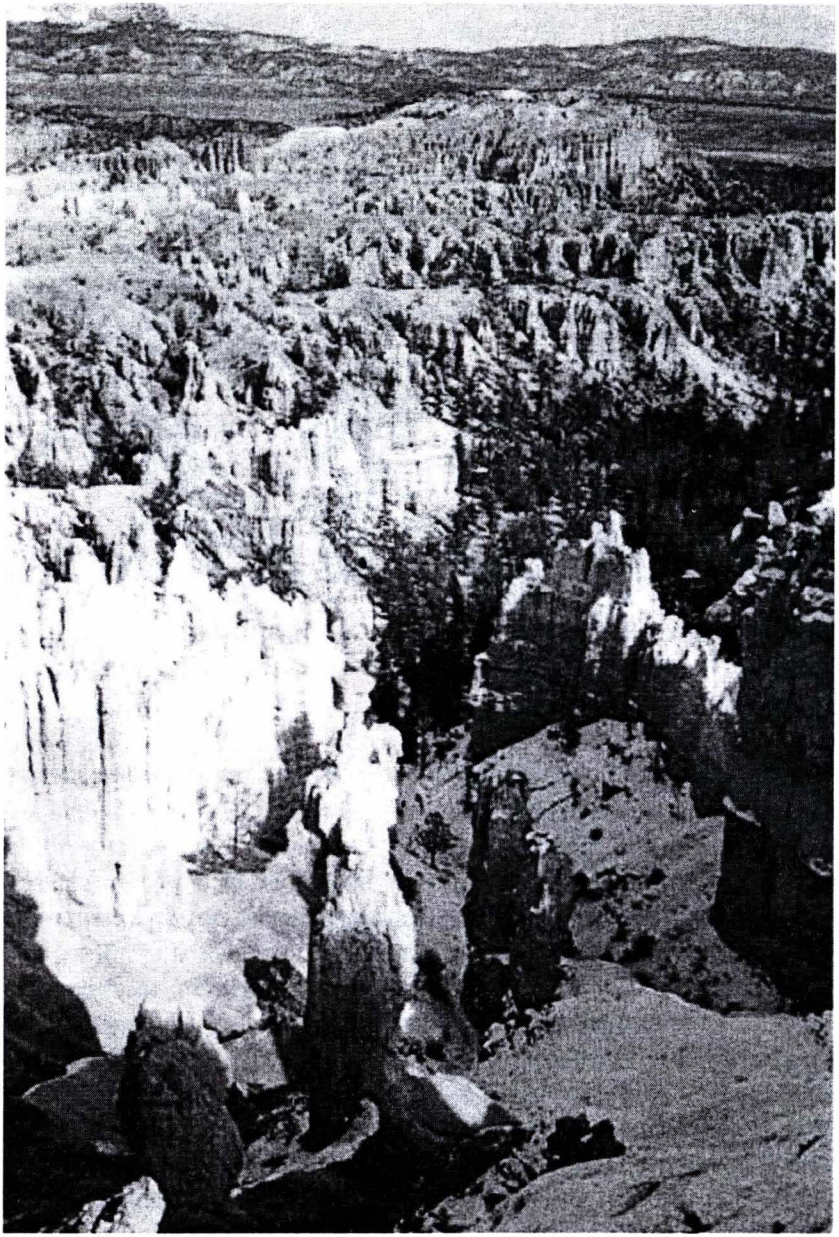


Рис. 5.9. Столбообразные формы выветривания известняков. США, Брайс-Каньон, шт. Юта (фото А.Ю. Белякова)

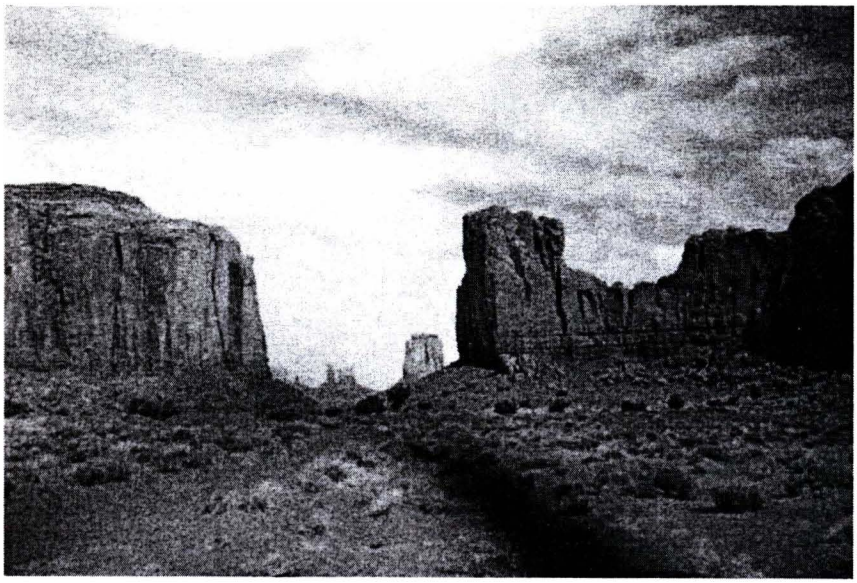


Рис. 5.10. Платообразные формы эолового выветривания в обломочных осадочных породах. США, Долина монументов, шт. Юта (фото А.П. Горбатовой)

Разрушительная работа ветра в чистом виде осуществляется в результате воздействия на горную породу твердых частиц, переносимых воздушным потоком во взвешенном состоянии. Подобное явление получило название **корразия** (от лат. «корразио» — обтачивание). Переносимые ветром взвешенные обломочные частицы производят разрушительную работу, постоянно бомбардируя поверхность встречающихся на пути воздушного потока преград как естественного, так и техногенного происхождения. Механизм воздействия напоминает работу пескоструйного агрегата, применяемого для шлифовки поверхностей. В результате такого воздействия горные породы претерпевают различного рода разрушения.

Степень и характер разрушений зависят от физико-механической неоднородности массива горных пород и степени трещиноватости. Монолитные, изотропные массивы сглаживаются. В неоднородных слоистых толщах возникают ниши и карнизы, не-

глубокие пещеры, а иногда — аркоподобные отверстия. В массивных трещиноватых породах, удаляя продукты разрушения из трещин и расширяя их, ветер создает столообразные формы с крутыми стенками. Примером могут служить платообразные останцы четырехугольной и гребневидной формы, часто наблюдаемые в пустынях Западных территорий США и Северной Африки (рис. 5.10, *рис. 49, цв. вкл.*). Перенесенные ветром продукты разрушения горных пород в определенных условиях могут накапливаться, образуя эоловые осадки, о которых разговор пойдет в разделе «Аккумуляция».

5.2.2. Денудационная деятельность текучих вод

Под текучими водами (или водами поверхностного стока) принято понимать всю воду, стекающую по поверхности суши. Они образуются из атмосферных осадков, при таянии снега и ледников. Суммарное количество воды, ежегодно стекающей с континентов в Мировой океан, достигает 36 300 км^3. Текучие воды — весьма мощный экзогенный фактор, преобразующий поверхность материков. Перенося продукты выветривания и попутно разрушая горные породы, текучие воды выносят в моря в виде гальки, песка и глинистых частиц, а также в растворенном состоянии гигантские объемы земного материала. Так, все реки земного шара (М.М. Жуков и др.) выносят в Мировой океан в растворенном и механически взвешенном состоянии около 17,5 млн т вещества, полученного за счет разрушения суши, что равносильно общему понижению ее поверхности со средней скоростью 0,09 мм в год. В то же время, вынесенные текучими водами в Мировой океан продукты разрушения горных пород служат основным материалом, из которого формируются мощные толщи осадочных горных пород.

Воды поверхностного стока в зависимости от характера течения делятся на воды площадного и линейного (руслового) стока. Эти разновидности текучих вод имеют неодинаковую денудационную способность и различны по своему разрушительному воздействию на горные породы.

Денудационная работа текучих вод почти всегда связана с деятельностью **вод площадного стока**, которые осуществляют **площадный смыв**. Под площадным смывом понимается работа воды, стекающей по склонам во время дождей или таяния снегов. Этот временный склоновый поток воды представляет собой либо сплошную, относительно тонкую пелену воды, движущуюся по пологому склону, либо густую сеть мелких струек, покрывающих склон. Благодаря этим особенностям площадному смыву подвергаются одновременно обширные территории. Под его влиянием продукты, возникшие при выветривании горных пород на «смываемых» участках, приходят в движение и перемещаются вниз по склону, что приводит к сглаживанию, выполаживанию последних.

В целом, процессы площадного смыва способствуют общему выравниванию поверхности суши, уменьшению ее вертикального расчленения. Живая сила вод площадного стока значительно уступает живой силе вод руслового стока, что сводит к минимуму их разрушительную деятельность. К тому же, действие площадного стока кратковременно, оно быстро прекращается после окончания дождя или таяния снега. Процессы площадного смыва преобладают на территориях с относительно небольшими уклонами поверхностей и способствуют еще более значительному выполаживанию рельефа. Процесс плоскостного смыва, осуществляемый на склонах дождевыми и талыми водами, принято называть делювиальным (от лат. делювио — смываю), а формирующиеся при этом осадки, состоящие из перемещенного материала, — **делювием**, особенности которого подробно будут рассмотрены в главе «Аккумуляция».

Интенсивность плоскостного смыва зависит от объема стекающей воды, крутизны склона, а также наличия или отсутствия на пути движения воды растительного покрова. Следует помнить, что процессы плоскостного смыва способны оказывать весьма значительные негативные воздействия, осложняющие жизнедеятельность человека. Так, в результате делювиального сноса со склонов возвышенностей смываются поч-

вы, что наносит невосполнимый ущерб сельскому хозяйству. Кроме того, в бортах карьеров, котлованов и дорожных выемок, сложенных рыхлыми породами, не только смывается наиболее подвижный поверхностный слой, но и происходит переувлажнение, что вызывает к жизни водно-гравитационные процессы — оползни и оплывания, часто приводящие к катастрофическим последствиям.

Разрушительная работа текучих вод (водная эрозия), главным образом, связана с деятельностью вод **руслового стока**, как постоянного (реки, ручьи), так и временного (временные русловые водные потоки). В отличие от вод площадного стока, в этом случае поверхностные воды в виде линейно вытянутых струй и потоков собираются в линейно вытянутые понижения рельефа — ложбины, рытвины, лога, овраги и речные долины. По времени, характеру и результатам действия русловые водотоки принято подразделять на постоянные и временные.

Постоянными поверхностными водотоками являются ручьи и реки различного масштаба. Режим питания рек зависит от географических и геоморфологических особенностей районов их протекания. Питание рек осуществляется за счет атмосферных осадков и подземных вод, за счет озер и болот, за счет таяния ледников и снежников. В зависимости от характера питания меняется и режим течения рек — количество воды, уровень и характер течения.

Среди **временных русловых потоков** выделяют две контрастные группы — временные русловые потоки равнинных территорий и временные горные потоки. Как правило, временные русловые потоки образуются за счет атмосферных осадков и таяния снегов. Деятельность временных русловых потоков характерна для довольно локальных участков земной коры и зависит от крутизны склонов, скорости движения воды, ее количества в потоке, а также особенностей геологического строения местности.

Разрушительную работу вод руслового стока принято называть **эрозией** (от лат. разъедание). Эрозионная деятельность водного потока представляет собой сложный процесс, вклю-

чающий в себя разрушение текучей водой горных пород, слагающих ложе потока, снос обломочного материала и растворение водой всех растворимых минералов в данных горных породах.

Механическое разрушение горных пород текучей водой происходит в результате сверхнормативного давления, создаваемого напором воды, при определенной скорости потока. Горные породы в зависимости от их состава и структурно-текстурных особенностей по-разному противостоят движущемуся потоку воды. Так, песчанистые породы могут разрушиться при скорости воды 0,3—0,4 м/с, слюдяные сланцы — 1,5—1,8 м/с, а габброиды — 3,0—3,2 м/с. Переносимый водяным потоком обломочный материал также воздействует на породы его ложа, царапая и истирая его.

Подобное явление, получившее наименование **водная коррозия**, составляет довольно значительную долю в разрушительной работе текучих вод. На различных стадиях развития водных потоков их эрозионная деятельность меняется не только по интенсивности, но и по направленности. Принято выделять два вида эрозии. С одной стороны — это **глубинная эрозия**, выражающаяся в размыве и углублении ложа потока, т.е. во врезании потока в породы дна. С другой стороны — это **боковая эрозия**, связанная с разрушением водным потоком стенок эрозионной борозды, что приводит к расширению русла потока. В истории развития большинства русловых водотоков выделяют три стадии, постепенно сменяющие друг друга по мере выполаживания уклона русла.

Первая (стадия молодости) характеризуется преобладанием глубинной эрозии, в результате поперечный профиль русла приобретает V-образный вид. На второй стадии (стадия зрелости) глубинная эрозия сменяется боковой эрозией — происходит расширение русла и поперечный профиль приобретает корыто- или U-образную форму. Третья стадия (стадия старости) наступает при достижении потоком профиля равновесия и характеризуется затуханием эрозионных процессов.

Помимо разрушительной деятельности вод руслового стока, следует отметить их денудационную деятельность. Обломочный материал, переносимый русловыми потоками во взвешенном состоянии, а также перекатываемый и волочимый по дну, называется твердым стоком водного потока. Объемы его могут достигать очень больших величин. Так, твердый сток р. Волги оценивается в 40—50 млн т в год, а р. Амазонки достигает 1000 млн т. Химический перенос растворенного в воде минерального вещества не менее значителен, чем твердый сток. Например, р. Волга выносит в море за год около 46 млн т химически растворенных веществ. Переносимый ручьями и реками обломочный материал горных пород подвергается довольно сложной переработке. Одна часть его выносится реками в морские или озерные акватории, другая — задерживается в пределах самой долины, откладываясь на ее дне в виде аллювия.

Аллювий — это отложения, образуемые постоянно движущими водными потоками, текущими вдоль ложбины стока, и откладываемые на дне этой ложбины. Условия отложения аллювия неодинаковы в разных частях русла реки. Принято выделять различные типы аллювиальных отложений — русловый, пойменный, старичный и т.п.

В случае временных русловых потоков переносимый ими обломочный материал отлагается в местах выхода русловой ложбины на выположенные участки в виде **конуса выноса**, причем отложения, слагающие его, принято именовать **пролювием,** представляющим собой самостоятельный генетический тип континентальных отложений.

Таким образом, текучие воды и ветер обладают как денудационной, так и разрешительной способностями. Одновременно им присуща и аккумулирующая способность, выражающаяся в формировании специфических рыхлых континентальных отложений — аллювия и пролювия.

5.2.3. Денудационная деятельность сил гравитации

Действие гравитационных сил проявляется в тех случаях, когда сила тяжести превышает сопротивление, обусловленное прочностью и связанностью различных материалов, силами трения между ними и окружающими материалами, а также различными внешними опорами. Главнейшими факторами, определяющими геологическую работу гравитационных сил, являются: степень нарушенности (дезинтеграции) массива горных пород, их генезис и структурно-текстурные особенности, рельеф поверхности, наличие растительности, климатические условия и т.п. Кроме основных, выделяются и дополнительные факторы (например, степень обводненности горных пород), приводящие либо к увеличению гравитационных сил, либо к уменьшению сил сопротивления.

Денудационная работа гравитационных сил обусловливает возникновение и развитие гравитационных и водно-гравитационных процессов, протекающих как на континентах, так и на дне океанов и приводящих к перемещению значительных объемов вещества земной коры.

Собственно **гравитационные процессы** возникают в определенных геоморфологических условиях. Они развиваются на склонах с углами наклона более 30°, преимущественно в горных областях. Однако, они могут протекать и на равнинных территориях, где в силу естественных и техногенных причин образуются очень крутые склоны. С определенной долей условности гравитационные процессы разделяются на обвалы и осыпи.

Обвалы представляют собой внезапное обрушение горных пород в виде крупных блоков или глыбовых масс, сопровождающееся их дроблением при падении к подножию склона. Чаще всего они происходят на очень крутых склонах или вдоль свежих откосов, возникших как за счет водной и ледниковой эрозии, так и в результате человеческой деятельности.

Важнейшие факторы обвалообразования — крутизна склонов, степень трещиноватости горных пород, их литологический состав, тектонический режим территории, характер и количество растительности. Непосредственной причиной, инициирующей обвалы, могут стать землетрясения, сильные ливни, а также разного рода техногенные воздействия, в том числе буровзрывные работы. Горные обвалы часто имеют катастрофический характер, так как сопровождаются перемещением колоссальных масс горных пород. Примером может служить обвал ледника в Кармадонском ущелье Северной Осетии осенью 2002 г. Не менее опасны обвалы в горных выработках, проходимых в сильно трещиноватых, слабоустойчивых массивах горных пород. Инженерные мероприятия по предотвращению обвалов, в первую очередь, должны быть направлены на укрепление массивов горных пород.

Осыпи также возникают на склонах и представляют собой процессы скатывания или сползания обломков горных пород по склону к его подножию. Они развиваются намного медленнее обвальных процессов, но распространены гораздо шире. Материалом для образования осыпей служат, главным образом, продукты механического разрушения горных пород, возникшие либо в процессе физического выветривания, либо в результате антропогенной деятельности. Обычно осыпи наблюдаются в горных районах. Однако многие борта речных долин и оврагов, карьеров, котлованов и дорожных выемок, сложенные рыхлыми, слабосвязанными и малоустойчивыми породами, также подвержены осыпным процессам, довольно серьезно осложняющим различные виды человеческой деятельности.

Как правило, осыпи возникают на склонах, наклон которых превышает угол естественного откоса материала, из которого сложен склон. Угол естественного откоса зависит от характера материала, свойств горных пород, крупности обломков и климатических условий. Так, для песка угол естественного откоса равен 33°, а для гранитов варьирует от 35 до 40°. При изменении

угла наклона склона материал, накопившийся на нем, может стать неустойчивым и происходит осыпеобразование. Средняя скорость движения осыпей варьирует в широких пределах и зависит от крутизны склона, свойств горных пород и климатических условий.

Водно-гравитационные процессы включают в себя оползание и солифлюкцию, протекают на склонах различной крутизны, но при условии обязательного увлажнения смещающихся горных пород. Именно увлажнение инициирует процессы смещения, действуя в виде смазки, позволяющей силам гравитации преодолеть силы трения, удерживающие отдельные фрагменты горных пород в массиве.

Оползание — это процесс смещения рыхлых песчано-глинистых пород на склонах, происходящий под влиянием их смачивания и увлажнения поверхностными и подземными водами. Действительно, в течение длительного времени толщи песчано-глинистых пород, слагающих крутой склон, подвергаются выветриванию и нарушению сплошности (растрескиванию), что повышает их способность впитывать все большее и большее количество воды во время дождей и снеготаяния. Масса и пластичность с увеличением водонасыщенности возрастают, что приводит к нарушению равновесия откоса по отношению к силе тяжести. В случае вывода склона из равновесия внутри его массива возникает поверхность срыва, имеющая в поперечном разрезе параболическую форму (рис. 5.11). По этой поверхности вниз соскальзывает крупный блок пород с почти ненарушенными структурой и текстурой. Поверхностями соскальзывания могут быть границы водоупорных пород, поверхности напластования пород, контрастных по своим физико-механическим и водно-физическим свойствам, а также тектонические трещины.

При движении вниз по склону поверхность оползневого массива образует выровненную площадку — оползневую террасу, обычно наклоненную в сторону ненарушенного участка склона. В возникающей западне скапливаются атмосферные осадки с образованием небольших мочажин, озер и болот. Дере-

вья на оползневой террасе получают наклонное положение и называются «пьяным лесом». Транспортирующая способность оползневых процессов зависит от массы породы, переносимой оползнем, как правило, она не велика — редко превышает первые сотни кубических метров. В то же время, отмечаются случаи возникновения катастрофических оползней, приносящих огромный материальный ущерб и приводящих к человеческим жертвам. Скорости движения оползней колеблются от первых сантиметров в сутки до десятков и даже сотен километров в час. К счастью, большинство оползней движется с малой или умеренной скоростью. В недавнем прошлом на оползнеопасных территориях осуществлялись мониторинговые мероприятия, позволяющие следить за скоростью и направлением перемещения оползневых масс.

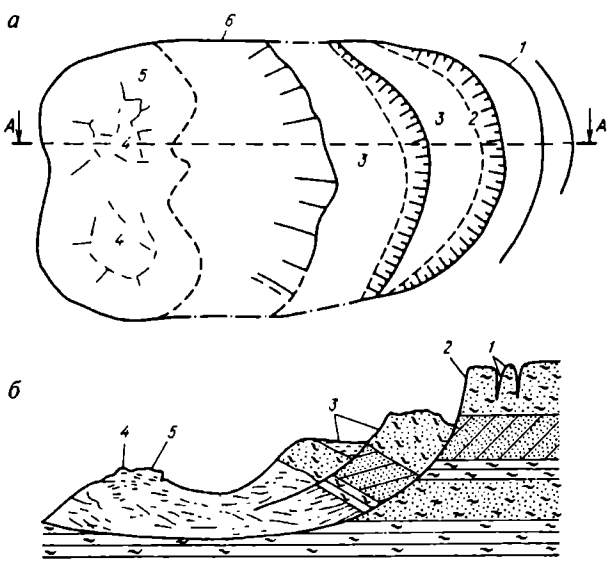


Рис. 5.11. Схема строения оползня в плане (*а*) и в разрезе (*б*) (по В.В. Ершову и др. 1986):

1 — трещины растяжения; *2* — стенка отрыва; *3* — оползневые тела; *4* — валы выдавливания; *5* — трещины вспучивания; *6* — трещины скольжения; *А—А* — линия геологического разреза

Солифлюкция (от греч. «солюм» — почва, «флюкус» — течение) представляет собой процесс медленного течения поверхностного рыхлого слоя горных пород под влиянием силы тяжести и увлажнения на относительно пологих склонах. Особенно подвержены солифлюкции глинисто-обломочные отложения, располагающиеся на пологих склонах в пределах деятельного слоя многолетнемерзлых пород. Переувлажнение глинисто-обломочных рыхлых толщ приводит к увеличению их массы, ослаблению сил сцепления между отдельными обломками и снижению сил трения с подстилающими породами. Скорости солифлюкционных движений достаточно малы и измеряются десятками сантиметров, редко первыми метрами за сезон.

В результате солифлюкционных процессов различного масштаба образуются различные формы рельефа — солифлюкционные террасы, полосы, валы и потоки.

В заключение отметим, что в областях развития магматических и метаморфических горных пород, образующих при выветривании глыбовую отдельность, возникает весьма специфический вид солифлюкционных процессов, представляющих собой каменные глыбовые потоки, часто именуемые **курумами** (от якутского «курум» — камень). В этих случаях на склонах, а чаще в днищах логов и ложбин скапливаются развалы каменных глыб, которые медленно, в виде «каменных рек» передвигаются вниз по склонам при различной их крутизне (от 5 до 40—45°). Средняя скорость движения курумов колеблется от первых сантиметров до первых десятков метров в год, причем материал перемещается на расстояние от первых метров до 1—1,5 км. Наличие курумников осложняет проведение горных работ, строительство шоссейных и железных дорог, а также возведение инженерных сооружений вблизи курумоопасных склонов.

Следует отметить, что водно-гравитационные процессы происходят не только на континентах, но и в пределах морских и океанических акваторий. Именно в результате крупных оползней происходит массовое перемещение больших объемов осадков материковых склонов в более глубоководные части морей и океанов.

5.2.4. Денудационная деятельность льда

Лед занимает 11 % поверхности континентов. Общий объем его на Земле оценивается в 30 млн км^3, причем 28 млн км^3 находится в Антарктиде (В.Н. Павлинов и др.). Лед накапливается в тех регионах, где среднегодовые температуры опускаются ниже 0 °С и образовавшийся зимой лед не успевает таять летом. По способу и методу образования льды делятся на подземные, озерные, речные, морские, а также горные и материковые. Последние два типа льда объединяются под общим названием «глетчерные» льды. Следует отметить, что именно глетчерные льды являются одним из главных факторов денудации на Земле. Они непосредственно контактируют с горными породами, слагающими земную кору, оказывают на них разрушительное воздействие, транспортируют как продукты физического выветривания, так и продукты своей деструктивной деятельности. При определенных условиях перемещенный льдом обломочный материал отлагается, формируя весьма специфические гляциальные и флювиогляциальные отложения, часто имеющие большое практическое значение как источник весьма востребованных полезных ископаемых.

Глетчерный лед накапливается в высокогорных областях, выше снеговой линии, а также в регионах, расположенных на относительно низких гипсометрических отметках, но характеризующихся холодным климатом и обильным выпадением снега. Характерно, что глетчерные льды образуются не из воды, а из снега, не успевающего растаять летом, постепенно перекристаллизовывающегося, уплотняющегося и превращающегося сначала в **фирн** (плотную зернистую массу), а затем в настоящий глетчерный лед, имеющий сплошную массивнокристаллическую структуру. Для образования ледников необходимо, чтобы средняя годовая температура местности была ниже 0 °С и чтобы общее количество выпавшего за зиму снега превышало его объем, стаивавший летом. Например, на Верхоянском хребте в Якутии не отмечено массового образования ледников, хотя среднегодовая температура данного региона составляет –9 °С. Объясняется это незначительным количеством выпадающего за год снега.

Принято выделять ледники горные (альпийского типа), плоскогорные (скандинавского типа) и материковые (гренландского типа).

Существенные особенности льда — его пластичность и способность течь под давлением. Поэтому движение ледника во многом аналогично движению водного потока, но характеризуется значительно меньшими скоростями. Движение ледника нельзя рассматривать как простое скольжение льда под уклон. Оно действительно является подобием течения воды, обусловленного пластичностью льда под давлением верхних слоев на нижние и напором верхних частей ледника на его части, расположенные ниже по долине. В нижних частях ледников лед становится текучим и движется от участков с более высоким давлением к участкам с меньшим давлением.

Показательно, что в полярных областях, характеризующихся очень холодным климатом, движущиеся льды возникают даже на ровной поверхности, так как у края ледника давление всегда ниже, чем в середине. Более того, при большой мощности льда ледник может двигаться вверх по уклону ложа, преодолевая значительные неровности. Однако, наклон ложа всегда благоприятствует течению льда. Так, при наклоне ложа в 1° движение льда начинается при его мощности в 62,5 м; наклон в 10° вызывает движение льда мощностью 6,28 м, в то время, как по поверхности с углом наклона 45°, лед начинает течь, имея мощность 1,54 м. Скорость течения льда приблизительно в 10 000 раз меньше скорости движения воды при тех же углах наклона русла. Абсолютные величины скорости течения льда колеблются от 0,25 до 1,25 м/ч.

Разрушительная работа льда получила название **экзарация**, т.е. выпахивание. Выпахивающая работа льда осуществляется путем отделения от пород ложа отдельных обломков, сдвигаемых с места под влиянием давления движущейся толщи льда. Обломки пород в виде глыб, щебня, дресвы вмерзают в лед и, двигаясь вместе с ним, воздействуют на породы ложа, покрывая его бороздами и штрихами, ориентированными в направлении движения льда. Одновременно происходят шлиховка и полировка поверхности.

Механизм экзарации таков, что она неизбежно проявляется избирательно. Действительно, легче и быстрее выпахиваются участки ложа, сложенные менее прочными, легко разрушающимися породами, в то время как участки, выполненные более прочными, устойчивыми к разрушению породами, сохраняются, образуя выступы. Избирательностью экзарации объясняется формирование в слабопрочных породах котловин, борозд и рытвин выпахивания, ориентированных в направлении движения ледника, причем их глубина может достигать первых десятков метров при длине десятки километров. Одновременно ледник срезает и шлифует выступы ложа, сложенные твердыми породами, формируя своеобразного очертания скалы, называемые «бараньими лбами». В тех случаях, когда выступы прочных пород не способны противостоять давлению движущегося льда, они могут в виде крупных массивов срываться с места и переноситься на значительные расстояния. В подобных случаях перемещенные массивы принято именовать отторженцами.

Ледниковая экзарация приводит к формированию специфических форм рельефа. К ним относятся кары и троги. **Кары** представляют собой глубокие циркообразные выемки в горном склоне с крутыми, иногда почти отвесными стенками высотой до первых сотен метров и вогнутым плоским дном, нередко занятым небольшим озерцом. **Троги** (от нем. «корыто») представляют собой результат работы долинных ледников, преобразующих V-образную долину в корыто- или U-образную, имеющую вогнутое пологое дно, плавно переходящее в более или менее крутые склоны (рис. 5.12).

Денудационная работа льда заключается в переносе обломочного материала, образующегося в результате ледникового выпахивания ложа ледника, а также при осыпании на его поверхности продуктов физического выветривания со склонов горных долин и навевании ветром мелких частиц (песка, пыли) на поверхность льда.

Рыхлый обломочный материал разрушенных горных пород, переносимый или отложенный льдом, принято называть **мореной**. В состав морены входят обломки самых разных размеров

— от крупных глыб, до щебня, дресвы, песка и более мелких, в том числе глинистых частиц. В зависимости от пространственного положения в толще льда выделяют четыре типа морен.

1. **Донные морены** образуются вследствие ледниковой экзарации ложа ледника. Они переносятся у дна и в нижней части ледниковой толщи и представляют собой смесь несортированных, разнообразных по форме и размеру обломков — от глыб и валунов массой в несколько тонн до песчинок и более мелких, в том числе глинистого размера частиц. Как правило, в донных моренах преобладают окатанные обломки.

2. **Поверхностные морены** состоят из обломков горных пород, скатившихся со склонов горных ущелий и переносимых на поверхности ледника. Среди них различают **боковые морены**, окаймляющие ледниковый язык по бокам в виде продольных валов, и **серединные морены**, расположенные в средней части ледникового языка. Обычно серединные морены возникают при слиянии боковых морен двух или нескольких ледников (рис. 5.13).

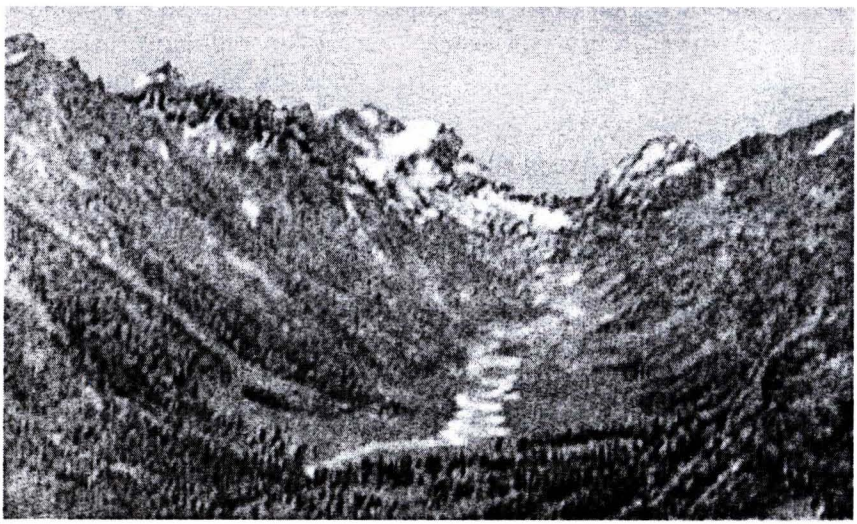


Рис. 5.12. Корытообразная форма троговой долины. Северо-запад Кавказа (по М.М. Жукову, 1961)



Рис. 5.13. Образование срединных морен при слиянии горных ледников. США, Аляска (по М.М. Жукову, 1961)

3. **Внутренние морены** формируются в результате включения в массу льда обломков горных пород, провалившихся в трещины ледников, вмерзших в фирн в области питания ледника, а также в результате перекрытия поверхностных морен новыми снежными массами. В отличие от донных и боковых морен здесь обломочный материал переносится в толще льда, не подвергается окатыванию и поэтому сохраняет свою угловатую форму, являясь, главным образом, глыбами, щебнем и дресвой. Этим внутренние морены коренным образом отличаются от донных.

4. **Конечные морены** возникают в случаях, когда язык ледника длительное время не меняет своего положения. В конечную морену сбрасываются обломки всех других морен, которые перемещаются льдом как лентой транспортера. Кроме того, в конечную морену может поступать материал, который ледник может перемещать впереди себя, действуя как нож бульдозера. По этой причине обломочный материал конечной морены крайне разнороден по составу, размерам и степени окатанности обломков.

Все описанные виды морен могут существовать в горных ледниках. Для материковых ледников, над поверхностью которых почти не поднимаются никакие возвышенности, поверхностные и внутренние морены не характерны. В то же время, для материковых глетчеров характерны донные и конечные морены, а также нередки случаи формирования отторженцев.

При стаивании льда заключенный в нем обломочный материал в общем случае проектируется на ложе ледника и формирует моренные (ледниковые или гляциальные) отложения, которые более подробно будут рассмотрены в соответствующем разделе.

5.2.5. Денудационная деятельность подземных вод

Как уже отмечалось, составной частью гидросферы являются подземные воды, на геологическую деятельность которых нельзя не обратить внимание. С одной стороны, взаимо-

действие подземных вод с горными породами приводит к их химическому преобразованию. С другой стороны, при воздействии движущихся потоков подземных вод на горные породы могут происходить их механическое разрушение и вымывание полученного обломочного материала. Наиболее интенсивно протекают процессы растворения, выщелачивания, гидратации, гидролиза и окисления минералов горных пород. Интенсивность химического разложения горных пород зависит от химического состава минералов, слагающих их, от химического состава подземных вод, а также от водно-физических свойств преобразуемых горных пород, рельефа поверхности и климатических особенностей.

Перенос вещества подземными водами осуществляется, главным образом, в растворенном виде. Процессы химического разложения горных пород под воздействием подземных вод называются **карстом** или карстовыми процессами. Наиболее интенсивно карстовые процессы развиваются в горных породах, сложенных минералами, относящимися к типу галогенов, а также к классам сульфатов и карбонатов. Циркуляция подземных вод в подобных породах приводит к их растворению и выщелачиванию, в результате в массивах возникают полости различной формы и размеров. Принято выделять несколько факторов карстообразования, т.е. условий, ускоряющих эти процессы: 1) наличие в подземных водах минеральных или органических кислот; 2) влажный теплый климат, увеличивающий скорость растворения горных пород; 3) наклонное залегание горных пород, обеспечивающее ускоренную циркуляцию подземных вод между слоями; 4) ровный рельеф поверхности, увеличивающий время взаимодействия поверхностных вод с породами.

В зависимости от глубины залегания растворимых горных пород, наличия и отсутствия покровных водоупорных толщ принято выделять открытый (поверхностный) и закрытый (подземный) виды карста. К первому относятся карстовые воронки и неглубокие рытвины и борозды (карры). Ко второму — карстовые пещеры, карстовые колодцы, карстовые шахты.

Карстовые пещеры могут достигать огромных размеров и часто служат руслами подземных рек, несущих колоссальные массы воды. Как правило, карстообразование негативно влияет на различные виды человеческой деятельности — и на сельское хозяйство, и на строительство, и на добычу полезных ископаемых. На территории страны выделены регионы распространения пород, подверженных карсту, и разработан комплекс инженерных мероприятий, применение которых позволяет минимизировать вредное воздействие карстовых процессов.

Наряду с растворением, подземные воды в определенных условиях производят механическое разрушение горных пород. Эти процессы получили название суффозии (от лат. «суффозио» — подкапывание). Наиболее интенсивно суффозионные процессы проявляются в глинистых (глины, суглинки, лессы) и мелкообломочных (алевриты) рыхлых породах. В процессе циркуляции подземные воды захватывают и выносят из горных пород отдельные твердые частицы, в результате происходят нарушение их общей структуры и образование пустот. В итоге уменьшается устойчивость пород, возникают проседания и обрушения горных пород, расположенных над водоносным горизонтом. В результате суффозионных процессов формируются специфические формы рельефа земной поверхности, а именно: просадочные формы рельефа — суффозионные провалы, воронки, блюдца и т.п. Безусловно, масштаб суффозионных процессов значительно меньше, чем масштабы растворяющей деятельности подземных вод.

5.2.6. Денудационная деятельность морей и океанов

Моря, занимающие около 71 % площади земного шара, являются могучим геологическим фактором, непрерывно работающим над изменением лика Земли. Безусловно, они производят разнообразную работу по разрушению горных пород и переносу полученного материала. Однако, в отличие от суши, где

преобладающее значение имеют процессы денудации, в море процессы аккумуляции (накопления) преобладают над процессами разрушения и переноса. Тем не менее, их следует охарактеризовать.

Разрушительная работа моря связана с движением воды, возникающим под воздействием ветра и приливно-отливных течений. Даже при слабом волнении у берегов плещутся волны, которые непрерывно разрушают прибрежные выходы коренных горных пород. Во время штормов на берег набегают гигантские массы воды. Причем высота набегающих волн достигает первых десятков метров, а их ударная сила — порядка нескольких тонн на 1 $м^2$. Так, в результате многолетних наблюдений установлено, что в Черном море сила волн достигает 2,8 $т/м^2$, а на Тихоокеанском побережье Южной Америки установлена сила прибоя во время шторма в 30 $т/м^2$ (М.М. Жуков и др., 1961). Понятно, что волны подобной силы способны разбить самые крепкие породы. В результате происходят изменение очертаний берегов и перенос на значительные расстояния обломков горных пород массой десятки — сотни тонн.

Не меньшее воздействие оказывают ежедневное, подчас размеренное и не очень интенсивное заплескивание волн на берег, наблюдаемое даже при слабом волнении. В результате этого медленного, непрерывного действия волн в основании берегового склона образуется волноприбойная ниша (рис. 5.14), над которой возникает карниз. Со временем, по мере углубления ниши может происходить обвал пород карниза. Эти массы горных пород распадаются на отдельные глыбы, которые под воздействием волн испытывают дальнейшую дезинтеграцию, причем более мелкие обломки полируются, окатываются и превращаются в гальку. В результате у подножия берегового склона формируется площадка, сложенная галькой (рис. 5.15). Сам же берег как будто отодвигается в глубь суши.

Подобного рода разрушительная работа моря получила название **абразия** (от лат. «абрадо» — сбриваю). Скорости абразионных процессов различны и могут достигать значительных

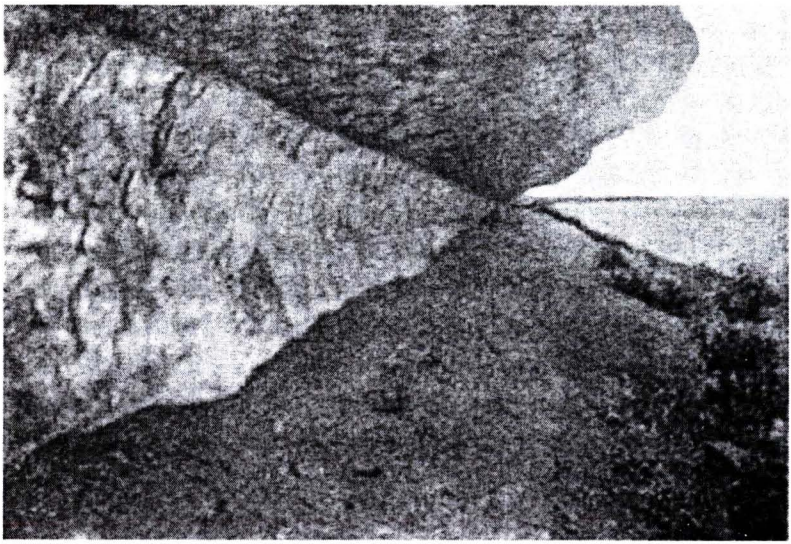


Рис. 5.14. Волноприбойная ниша в скальных породах берегового уступа (по М.М. Жукову и др. 1961)

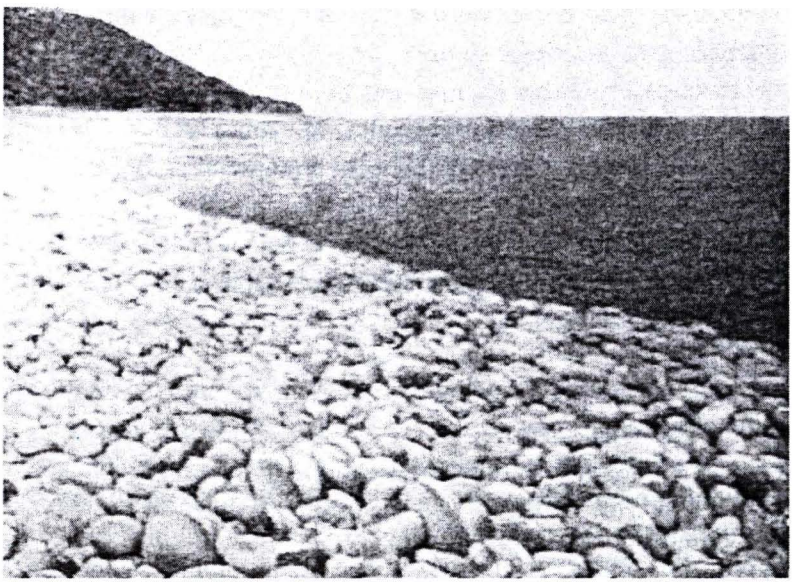


Рис. 5.15. Крупногалечный пляж на берегу Черного моря. Восточный Крым (фото В.И. Славина)

величин — от первых метров до первых десятков метров (15—55 м) в год. Понятно, что скорость абразии зависит от физико-механических свойств размываемых горных пород. Именно в связи с этими процессами формируются берега прихотливых очертаний, когда бухты (область развития малопрочных пород) чередуются с мысами — участками берега, сложенными более прочными породами. Большое влияние на ход абразии оказывают условия залегания горных пород, слагающих береговой уступ.

Наклонное залегание слоев горных пород может либо способствовать усилению абразии, либо ослаблять ее. В случае падения слоев в сторону суши абразионные процессы наиболее проявлены. Если же слои падают в сторону моря, то волны, набегая по плоскостям напластования, теряют свою силу и их абразионное воздействие незначительно. Следует отметить, что интенсивность абразии в большой степени зависит от геологического строения и морфологии берегов. Наиболее интенсивно абразия протекает у крутых берегов, сложенных относительно мягкими породами. Наоборот, в случае отлогих берегов набегающие волны теряют свою силу и абразионные процессы сводятся к минимуму даже в тех регионах, где побережье сложено рыхлыми песчанистыми и глинистыми породами. Безусловно, абразия не может развиваться бесконечно, если уровень моря остается постоянным. Разрушение берега прибоем происходит до некоторого предела, определяемого шириной абразионной террасы, т.е. пологонаклонной площадки, примыкающей к абразионному уступу. При достаточной ширине абразионной террасы набегающие на нее волны расходуют свою энергию на преодоление трения и оказываются не в состоянии производить абразионную работу, поэтому процессы разрушения берега затухают.

Денудационная работа моря связана, главным образом, с приливно-отливным движением морской воды, которое оказывает меньшее разрушающее действие, однако расширяет зону действия прибоя и способствует переносу обломочного материала. В регионах, где приливно-отливные течения достигают значительных скоростей, они уносят с абразионной террасы

весь мелкообломочный материал, либо оставляя крупную гальку, либо обнажая коренные породы. Особенно значителен перенос обломочного материала вдоль берега при подходе волны к берегу под уклон. Максимальные скорости переноса материала вдоль берега наблюдаются при углах между берегом и фронтом волны, близких к 45°. Причем перенос обломочного материала как во взвешенном состоянии, так и путем перекатывания по дну может осуществляться вдоль берега на расстояние десятки и даже сотни километров.

При перпендикулярном направлении волн по отношению к берегу волны намывают на пляж обломочный материал, поднятый со дна, образуя береговой вал. В строении валов участвуют не только галька и песок, но и различные предметы, приносимые к берегу волнами: стволы деревьев, обломки разбитых судов, водоросли, трупы морских животных и т.п. Высота береговых валов может достигать 1—2, местами 5 м и более. Иногда на берегу наблюдается несколько береговых валов, образовавшихся в результате намыва волнами разной силы. Положение наиболее удаленного от моря берегового вала соответствует максимальному заплескиванию волн на берег.

Нельзя не отметить и транспортирующего воздействия морских и океанических течений. В связи с тем, что означенные течения приводят в движение огромные массы воды, часто они препятствуют осаждению принесенного реками в моря и океаны обломочного материала и транспортируют его на многие сотни и даже тысячи километров. Подобные явления наблюдаются в Атлантическом океане, вблизи устьев рек Амазонки и Ориноко, где северное экваториальное течение, захватывающее всю толщу воды, уносит мелкопесчаный и илистый материал, выносимый этими реками в океаническую акваторию. Океанические течения могут воздействовать на донные грунты не только в условиях мелководий, но и на более значительных глубинах. Об этом свидетельствуют знаки ряби, обнаруженные на дне Тихого океана, на глубинах свыше 2400 м в зоне течения Куросио.

В заключение отметим, что ***денудационная деятельность озер*** во многом сходна с морской, но отличается меньшими масштабами проявления. Как и в морских акваториях, в озерах

происходят разрушение береговых уступов и прибрежных частей дна, растворение части минералов, а также перенос обломочного материала во взвешенном состоянии и путем качения и волочения по дну. Движение водных масс проявляется в виде волн, течений, перемешивания воды, а также в виде сгонно-нагонных явлений, вызываемых ветром. Сила волнений и глубина взмучивания осадков зависят от силы ветра, площади водного бассейна и его глубины. Наиболее значительна денудационная работа озер, обусловленная движением волн, вызванных ветром. Динамика воздействия сгонно-нагонных озерных ветровых волн на берег аналогична прибрежно-морским процессам, но отличается, как правило, меньшими масштабами.

5.3. АККУМУЛЯЦИЯ И ДИАГЕНЕЗ

5.3.1. Аккумуляция

Под аккумуляцией (осадконакоплением или седиментогенезом) понимают совокупность процессов, в результате которых рыхлые продукты разрушения первичных горных пород, перенесенные с места образования силами денудации, накапливаются в понижениях рельефа Земли — океанах, морях, озерах, речных долинах и т.п.

Осаждение переносимых продуктов может происходить несколькими путями: 1) путем физического оседания материала из движущего водного потока, в тех случаях, когда сила тяжести переносимой частицы выше давления транспортирующей среды; 2) за счет выпадения растворенных минеральных веществ из истинных или коллоидных растворов при нарушении их равновесного состояния; 3) в результате извлечения минеральных веществ в процессе жизнедеятельности животных и растительных организмов.

В связи с этим среди продуктов аккумуляции выделяют несколько типов осадков. **Механические (или терригенные) осадки** образовались за счет накопления продуктов физического

выветривания горных пород, **хемогенные** — в результате осаждения минерального вещества из растворов химическим путем, **органогенные**, или **биогенные** — путем экстракции минеральных веществ в процессе жизнедеятельности животных и растительных организмов. Кроме того, выделяются **вулканогенно-осадочные** образования, формирующиеся в результате отложения в водной среде продуктов континентальных и подводных вулканических извержений.

Следует помнить, что в процессе аккумуляции происходит не только накопление вещества, но и его разделение, т.е. дифференциация. В зависимости от природы сил, приводящих к разделению вещества, принято различать механическую и химическую дифференциацию.

Механическая дифференциация представляет собой сортировку и фракционирование обломочного материала в процессе его транспортировки и накопления. Отложение физически оседающего материала протекает в определенной последовательности, в зависимости от величины его частиц, их формы, плотностных характеристик, а также особенностей среды накопления. Действительно, в водяном потоке определенной скорости наиболее мелкие по размерам частицы алевритисто-глинистого размера будут переноситься на более значительные расстояния, чем песчанистые и тем более гравийно-галечного размера частицы. Не случайно, в водных бассейнах существует определенная зональность крупности осадков по мере удаления от береговой линии: галька — гравий — песок — алеврит — глина.

Наблюдается также фракционирование обломочного материала в зависимости от плотности слагающих его минералов. Так, в водном потоке определенной скорости при равных размерах частицы минералов, обладающие меньшей плотностью, будут перенесены на более значительные расстояния, чем частицы более тяжелых минералов. В связи с этим в природе могут быть реализованы обстановки, в которых проходит массовое накопление более плотных (золото, платина, касситерит, вольфрамит и т.п.) минералов с образованием россыпей. Следует отметить,

что природный процесс разделения минералов по плотности в водном потоке издавна используется человеком для осуществления простейших методов гравитационного обогащения полезных ископаемых.

В то же время, определенное значение для процессов механической дифференциации имеет форма переносимых обломков. Так, при одном и том же значении плотности частицы различной формы могут переноситься на разные расстояния. Уплощенные, листообразные частицы чешуйчатого золота («легкое золото») уносятся водяным потоком на более значительные расстояния, чем золотины изометричной формы того же размера. Об этом следует помнить, так как в процессе гравитационного обогащения золотосодержащих рыхлых пород может происходить потеря именно «легкого золота», т.е. мелкочешуйчатой фракции — листообразной формы золотинки плывут в водяном потоке.

Химическая дифференциация — процесс последовательного отложения минеральных веществ, переносимых в растворенном состоянии как в виде истинных, так и в виде коллоидных растворов. Основной причиной химической дифференциации является нарушение химического равновесия раствора, т.е. изменение физико-химических параметров среды осадконакопления. К ним относятся: показатель кислотности-щелочности pH, окислительно-восстановительный потенциал Eh, а также давление, температура, изменение компонентного состава и концентрации (солености) растворов. Действительно, источником образования в морских водоемах минералов железа, марганца и алюминия служат сносимые реками и подземными водами различные химические соединения, получающиеся при химическом выветривании горных пород.

Большая часть этих соединений (оксиды железа, марганца, алюминия) переносятся речной водой в виде коллоидных растворов. При встрече с морской водой происходит нарушение равновесия, сопровождающееся коагуляцией коллоидных растворов и выпадением в осадок железистых, марганцевых и алюминиевых минералов. Ближе всего к берегу выпадают гидро-

ксиды железа (лимонит и т.п.). Марганцевые минералы (пиролюзит и манганит) выпадают несколько дальше от берега, так как для коагуляции коллоидов марганца требуется более щелочная (pH = 8÷8,5) среда. Аналогично образуются в прибрежной полосе осадочные бокситы (гидроксиды алюминия), формирующиеся в результате переотложения богатых глиноземом продуктов латеритного выветривания.

Следует отметить, что в природе физическая и химическая дифференциация часто протекают одновременно, в результате чего возникают смешанные типы осадков — терригенно-хемогенные, химико-органогенные и т.п.

В заключение необходимо подчеркнуть многообразие основных факторов осадкообразования, которыми являются как физико-химические условия среды, так и ее физико-географические условия, среди которых — климат, рельеф поверхности, место протекания процесса, видовой состав и условия существования животных и растительных организмов и т.п.

Соотношение основных генетических типов осадков и характер их пространственного распространения в различных частях земной коры весьма неодинаков и зависит от множества факторов. Более того, неравнозначна и практическая ценность этих осадков. Часто они могут быть источником достаточно востребованного человеком минерального сырья, т.е. представлять собой месторождения полезных ископаемых.

Механические (терригенные) осадки

Механические осадки являются результатом накопления продуктов, главным образом, физического выветривания горных пород, перенесенных агентами денудации с места образования. По-другому они часто именуются терригенными (от лат. «terra» — земля), что призвано подчеркнуть континентальный, сухопутный источник механического материала, их формирующего.

В зависимости от природы сил денудации, приводящих к транпортировке обломочного материала, принято выделять несколько видов терригенных осадков, которые, однако, далеко не всегда формируются на суше, а могут образовываться и в водной среде — в реках, озерах, болотах и морях. Так, принято

выделять эоловые (ветровые) осадки, осадки временных поверхностных водотоков, осадки русловых поверхностных водотоков, осадки, сформированные в результате деятельности ледников (ледниковые или гляциальные), озерно-болотные, гравитационных и водно-гравитационных процессов, морей и океанов.

Эоловые отложения возникают в результате накопления обломочного материала разного размера и происхождения, переносимого движущимися воздушными массами. По размерам переносимые ветром частицы могут быть песчаные, пылеватые и глинистые. Как правило, по составу в них преобладают кварцевые, полевошпатовые и глинистые частицы, однако может в заметных количествах наблюдаться известковистый и органического происхождения материал. Подавляющее количество пыли и песка, переносимого ветром, имеет земное происхождение, являясь продуктом разрушения горных пород. Правда, иногда в заметных количествах ветром могут переноситься частицы вулканического происхождения — вулканический пепел и песок. Экзотическую составляющую эоловых отложений представляют собой дисперсные частицы космического происхождения — метеоритная пыль, изучение которой может дать представительный материал, позволяющий предметно судить о вещественном составе космического пространства.

Переносимая ветром масса пыли и песка рано или поздно падает на Землю, где смешивается с уже существующими осадками либо дает начало собственно эоловым отложениям.

Глинистые и пылеватые эоловые отложения образуются за счет осаждения мелких частиц, переносимых в воздухе во взвешенном состоянии иногда очень высоко над поверхностью Земли. Эти осадки могут формироваться на значительном удалении от областей развевания, так как пыль разносится ветром очень далеко. Примером пылеватых эоловых отложений могут служить **лёссовые отложения**, которые отмечаются в периферических частях крупных пустынь, где образуют толщи мощностью несколько десятков, а иногда и первые сотни метров.

Лёсс представляет собой неслоистую пористую породу бежево-желтого цвета, состоящую из частиц размером от 0,1 до 0,05 мм. В состав лёсса входят кремнезем, глинозем, карбонат кальция и органические вещества, которые придают ему достаточное плодородие. Лёссовые отложения мало сыпучи, обладают вертикальной отдельностью и в условиях сухого климата прекрасно держат стенку, образуя каньонообразные углубления и обрывы с субвертикальными стенками. Лёссовидные отложения установлены в периферических частях Центрально- и Средне-Азиатских пустынь. В то же время, погребенные лёссовидные отложения отмечены в степной части Украины, в средней части Германии, что свидетельствует о специфике климата данных территорий в прошедшие геологические эпохи.

Песчаные эоловые отложения в отличие от глинисто-пылеватых образуются из более крупных обломочных частиц, перемещаемых воздухом у земной поверхности либо просто перекатываемых по ней. Поэтому эоловые пески распространены обычно в непосредственной близости от областей развевания, где интенсивно протекают процессы физического выветривания. Сортировка у песчаных эоловых отложений значительно хуже, чем у песчаных речных или морских осадков. Наряду с песчаными фракциями, в них почти всегда присутствует примесь алевритистых и глинистых частиц. Равнозернистые пески среди эоловых отложений отсутствуют. Более того, в эоловых песках среди хорошо окатанных зерен наблюдаются и остроугольные песчинки, расколотые в результате столкновения частиц между собой либо в результате удара о какое-либо препятствие.

Эоловые отложения имеют весьма специфическое положение плоскостей напластования, именуемое «косой слоистостью». Причем по направлению наклона слоев можно определить направление ветра, формировавшего эти слои.

Перевеваемые массы эоловых песков, содержащих пылевато-глинистые частицы, при определенных условиях могут формировать на земной поверхности эоловые формы рельефа — барханы, барханные гряды, дюны, песчаные бугры и т.п. (*рис. 50, цв. вкл.*). Размеры этих форм могут варьировать в широ-

ких пределах. Высота барханов может достигать 30 м и более, в то время как барханные гряды могут простираться на расстояние до 15—20 км, достигая высоты 100 м.

Все эоловые формы рельефа под влиянием ветра способны перемещаться за счет сдувания частиц с наветренного склона и накопления их с подветренной стороны. Скорость движения дюн и барханов может достигать первых десятков метров в год. Перемещаясь, эоловые отложения могут заносить дороги, постройки, сельскохозяйственные угодья, ирригационные системы и тем самым весьма отрицательно влиять на условия жизни человека. Предусмотрен комплекс специальных мероприятий, предотвращающих движение эоловых отложений. С одной стороны, это закрепление песков путем посадки кустарников и травянистой растительности (саксаул, тамариск и т.п.), с другой — попытка управления ветровой энергией — создание преград, ослабляющих силу ветра или меняющих направление его движения, например посадка ветрозащитных лесополос. Эти мероприятия позволили эффективно бороться с эоловым переносом в различных районах бывшего СССР.

Отложения вод поверхностного стока подразделяются на отложения площадного стока, отложения временных русловых потоков и на отложения постоянных русловых водотоков. Каждое из перечисленных образований имеет характерные черты, различную распространенность и специфические особенности.

Отложения, возникающие в результате деятельности **вод площадного стока** (поверхностного смыва), образуются в результате накопления у подножия склона обломочного материала, смытого с возвышенности временными площадными поверхностными водными потоками. Они получили название **делювия** и представляют собой скопления слабосортированного мелко- и среднеобломочного материала, содержащего определенную долю грубообломочных фракций — дресвы и щебня.

Для этих отложений характерна плащеобразная форма залегания, именуемая делювиальным шлейфом (рис. 5.16). Как правило, в составе делювия преобладают супеси и суглинки, в большей или меньшей степени обогащенные дресвянисто-щебенистым

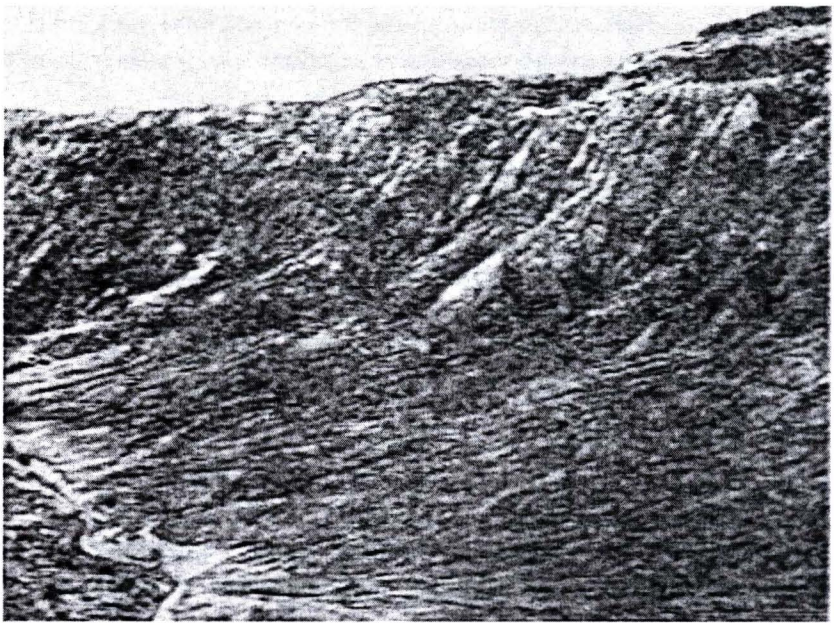


Рис. 5.16. Делювиальный шлейф у подножия среднегорного массива (по М.М. Жукову)

материалом. В строении делювиальных толщ, облекающих подножие склонов, отмечается зональность, выражающаяся в закономерном распределении обломочного материала по крупности обломков по мере удаления от подножия склона. Более тонкий, глинисто-алевритистого размера материал выносится к периферическим частям шлейфа, в то время как средние его части обогащены песчанистым материалом. Наиболее близкие к склону части шлейфов сложены преимущественно грубообломочными частицами — дресвой, щебнем, а иногда и мелкими глыбами.

Мощность делювиальных отложений зависит от высоты и крутизны склонов, литологического состава пород, слагающих возвышенность, а также режима выпадения осадков. Наиболее характерен делювий для слаборасчлененных равнинных территорий с влажным климатом. Наиболее мощные, до 10—15 м, делювиальные отложения возникают у подножия холмов, водораздельных возвышенностей, а также в бортах речных долин.

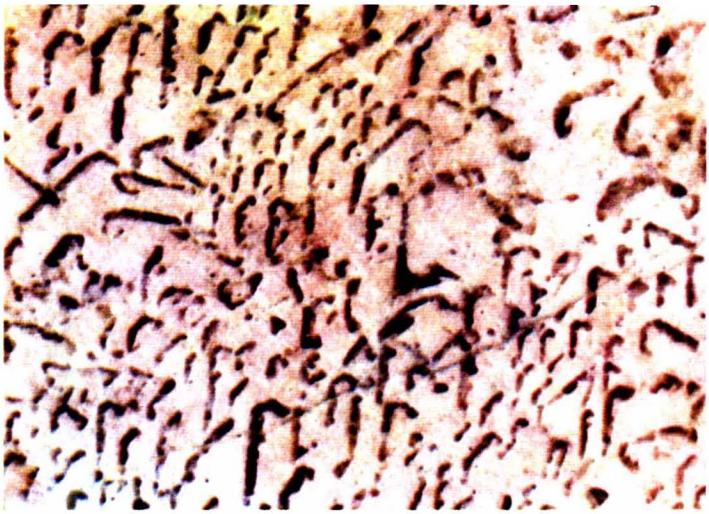


Рис. 32. Пегматит графический (учебная коллекция МГГУ)

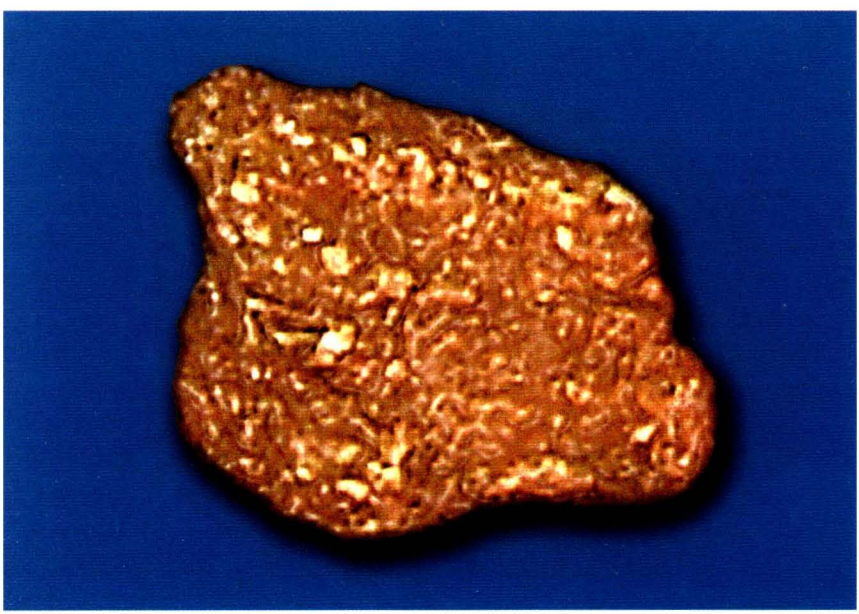


Рис. 33. Риолит (учебная коллекция МГГУ)

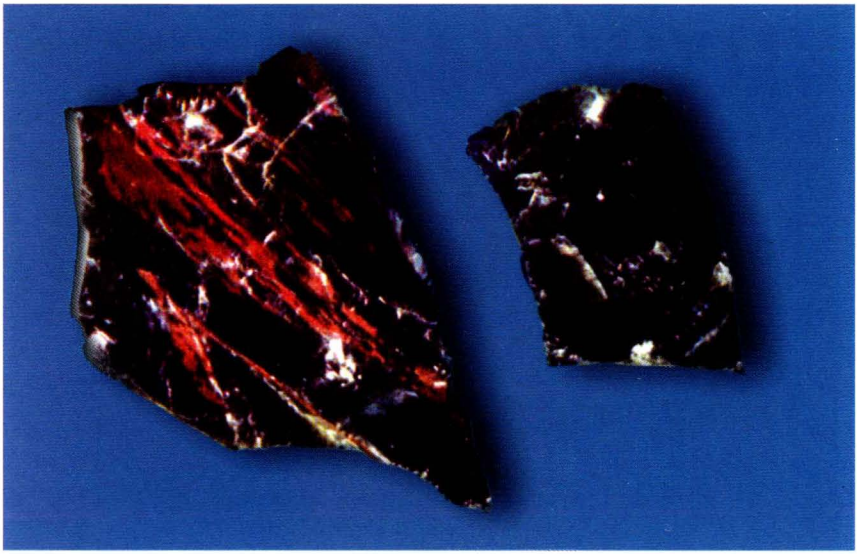


Рис. 34. Обсидиан (учебная коллекция МГГУ)

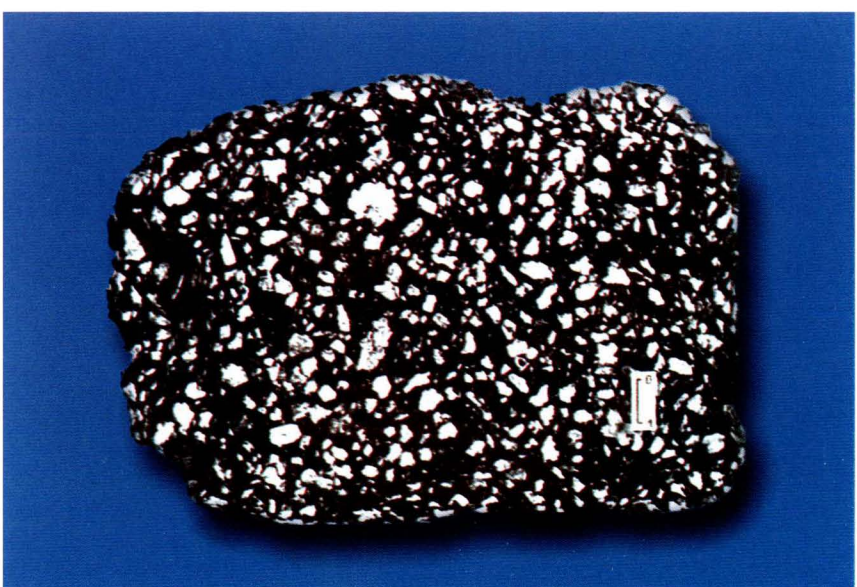


Рис. 35. Андезитовый порфирит (учебная коллекция МГГУ)

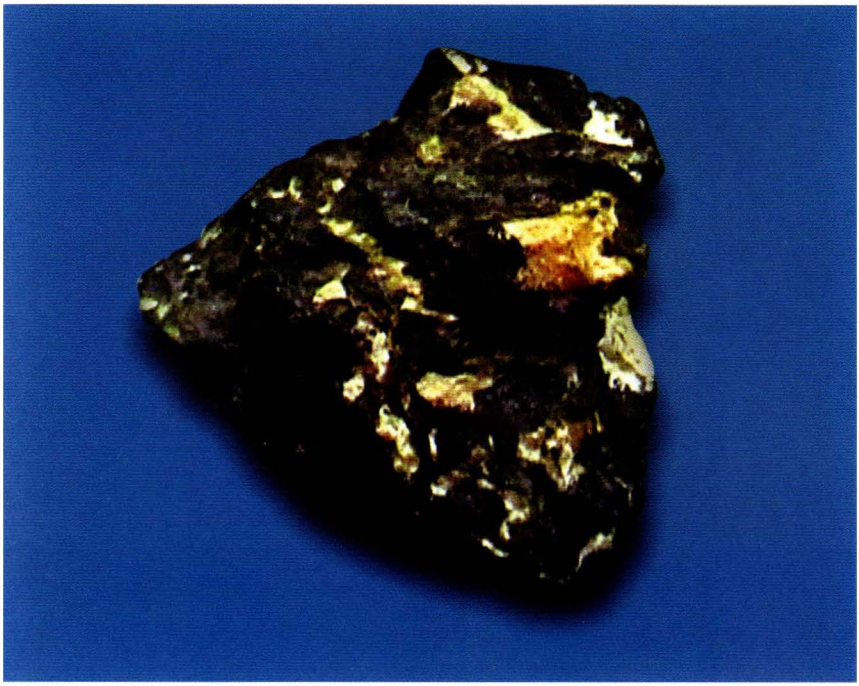


Рис. 36. Габбро (учебная коллекция МГГУ)

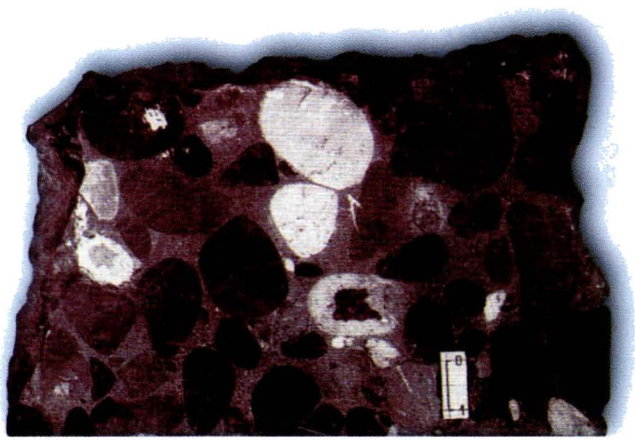


Рис. 37. Конгломерат (учебная коллекция МГГУ)

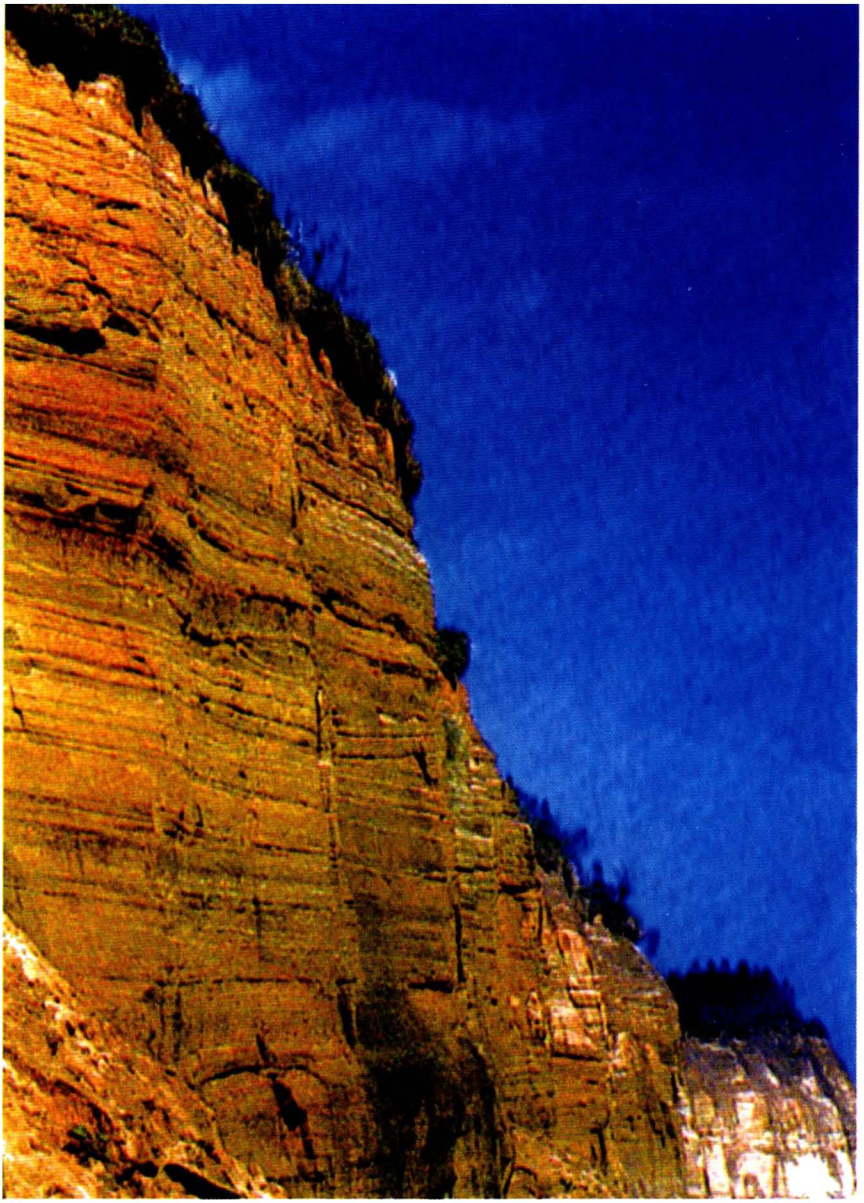


Рис. 38. Слоистость осадочных пород



Рис. 39. Брекчия (учебная коллекция МГГУ)



Рис. 40. Яшма (Геологический музей МГГУ им. В.В. Ершова)



Рис. 41. Каменная соль (учебная коллекция МГГУ)



Рис. 42. Бурый железняк (учебная коллекция МГГУ)

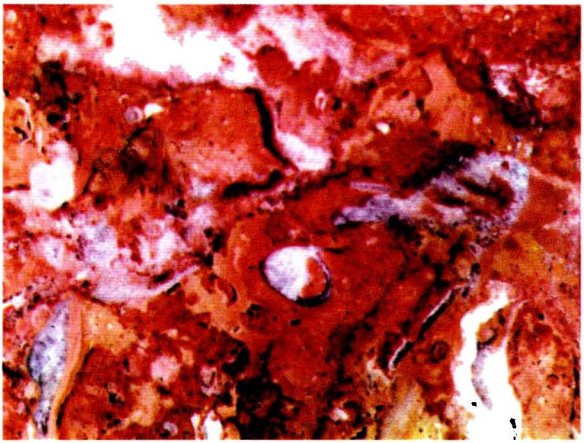


Рис. 43. Мрамор (учебная коллекция МГГУ)

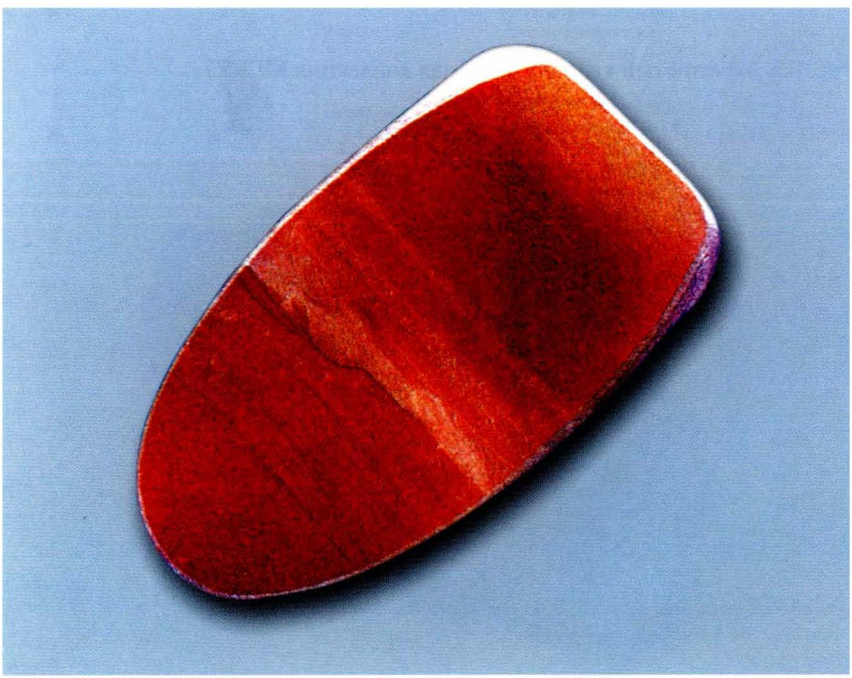


Рис. 44. Кварцит. Первомайское месторождение. Украина (фото В.В. Фромма)



Рис. 45. Железистый кварцит (учебная коллекция МГГУ)



Рис. 46. Серпентинит с прожилками асбеста (учебная коллекция МГГУ)

Геохронологическая (стратиграфическая) шкала

Эон (эонотема)	Эра (группа)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Цвет на карте
Фанерозой	Кайнозойская Kz	Четвертичный Q	Голоценовая (соврем.) Q_{IV} Позднечетвертичная (в) Q_{III} Среднечетвертичная (с) Q_{II} Раннечетвертичная (н) Q_{I}	Серовато-желтый
		Неогеновый N	Плиоценовая (в) N_2 Миоценовая (н) N_1	Лимонно-желтый
		Палеогеновый ₽	Олигоценовая (в) P_3 Эоценовая (с) P_2 Палеоценовая (н) P_1	Ярко-желтый
	Мезозойская Mz	Меловой K	Позднемеловая (в) K_2 Раннемеловая (н) K_1	Салатно-зеленый
		Юрский J	Позднеюрская (в) J_3 Среднеюрская (с) J_2 Раннеюрская (н) J_1	Синевато-голубой
		Триасовый T	Позднетриасовая (в) T_3 Среднетриасовая (с) T_2 Раннетриасовая (н) T_1	Сиреневый
	Палеозойская Pz	Пермский P	Позднепермский (в) P_3 Раннепермский (н) P_1	Оранжево-коричневый
		Каменно-угольный C	Позднекаменноугольная (в) C_3 Среднекаменноугольная (с) C_2 Раннекаменноугольная (н) C_1	Серый
		Девонский D	Позднедевонская (в) D_3 Среднедевонская (с) D_2 Раннедевонская (н) D_1	Коричневый
		Силурийский S	Позднесилурийская (в) S_3 Раннесилурийская (н) S_1	Коричневато-зеленый
		Ордовикский O	Позднеордовикский (в) O_3 Среднеордовикский (с) O_2 Раннеордовикский (н) O_1	Темно-зеленый
		Кембрийский Є	Позднекембрийский (в) $Є_3$ Среднекембрийский (с) $Є_2$ Раннекембрийский (н) $Є_1$	Голубовато-зеленый
Протерозой PR		Вендский V Рифейский R		Розовый
Архей AR				Малиново-розовый

Рис. 47.



Рис. 48. Кальдера вулкана Головкина. Озеро Кипящее, исток серной реки (Камчатка)

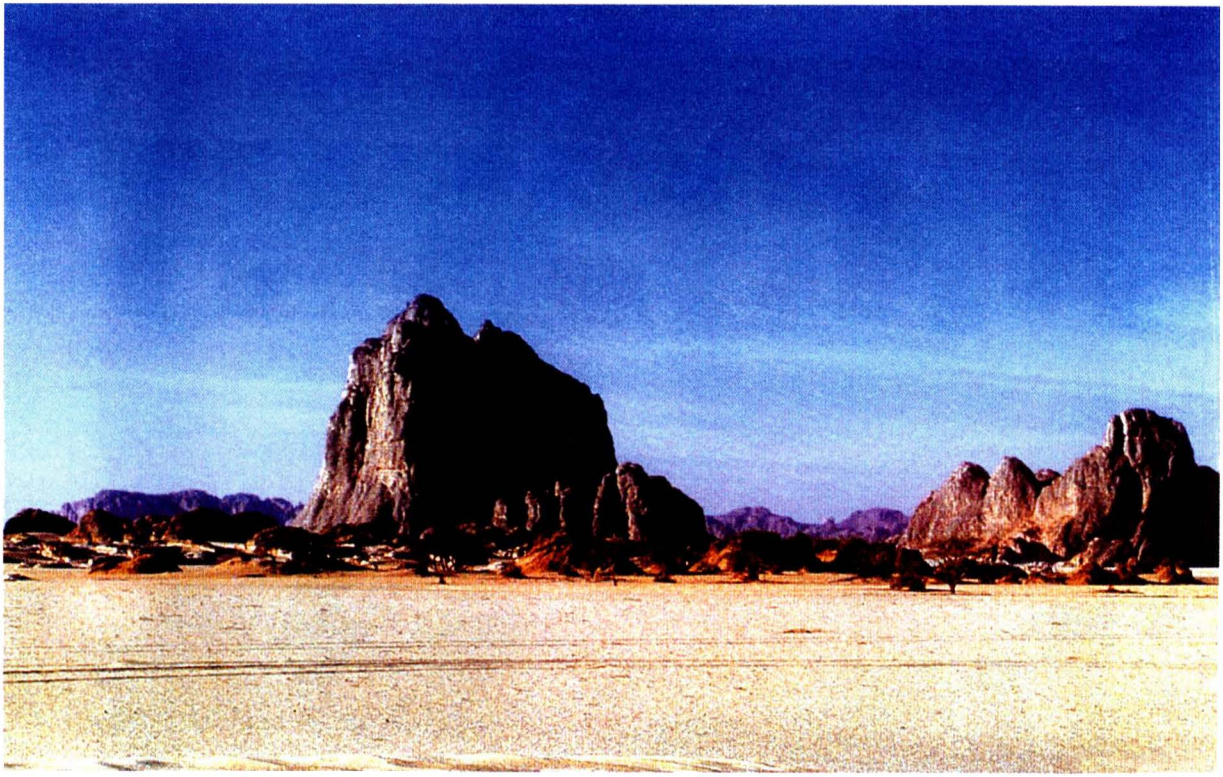


Рис. 49. Останцы гребневидной формы. Северная Африка, пустыня Тенерс (журнал «Вокруг света». —2000. — № 10)



Рис. 50. Барханы. Средняя Азия (журнал «Вокруг света». 2000. — № 10)

Стратиграфическая колонка

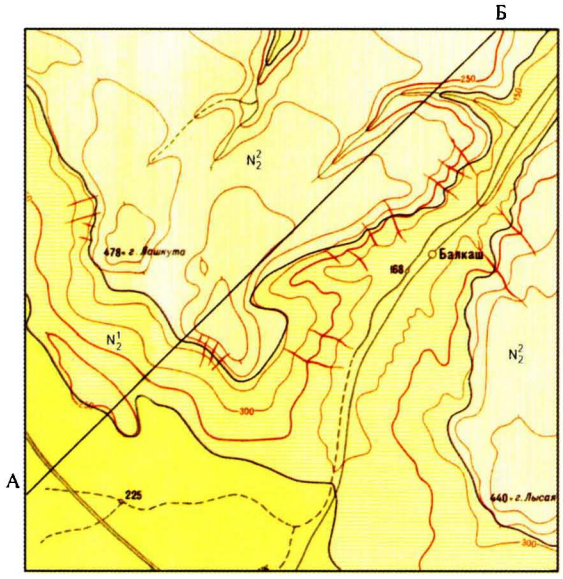
Система	Отдел	Ярус	Индекс	Литология	Мощность, м	Характеристика пород
НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН		N_2^2		120	Средний плиоцен. Вверху – известковистые конгломераты из известняковой гальки, внизу – глинистые галечники
			N_2^1		250	Нижний плиоцен. Рыхлые мергелистые песчаники с прослоями глин. Вверху – песчаники глинистые
	МИОЦЕН		N_1^3		210	Верхний миоцен. Рыхлые песчанистые глины. В верхней части, к юго-востоку от р. Зеленчук, наблюдаются прочные известняки-ракушечники
			N_1^{1+2}		135	Нижний и средний миоцен. Вверху – известняки, внизу – мергели с песчанистыми глинами в основании. Мощность на западе снижается до 70 м
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ОЛИГОЦЕН		P_3		70	Рыхлые песчаники и глины
	ЭОЦЕН		P_2		65	Известняки. Мощность на западе убывает до 50 м
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	МААСТРИХТСКИЙ	K_2m		60	Мергелистые песчаники
		КАМПАНСКИЙ	K_2km		250	Мергели мелоподобные с тонкими прослоями глин в нижней части. К северо-западу мощность уменьшается до 120 м
		ТУРОНСКИЙ, КОНЬЯКСКИЙ, САНТОНСКИЙ	K_2t-st		155	Мергели с пачками известняков, с прослойками глин
		СЕНОМАНСКИЙ	K_2s		55	Песчанистые мергели и глауконитовые песчаники
	НИЖНИЙ	АЛЬБСКИЙ	K_1al		75	Известковистые песчаники. Мощность на западе уменьшается до 50 м
		АПТСКИЙ	K_1a		145	Плотные глины с прослоями песчаников. На северо-западе мощность сокращается до 100 м

Рис. 51. Пример составления сводной стратиграфической колонки

Стратиграфическая колонка
(пример составления см. рис. 51)

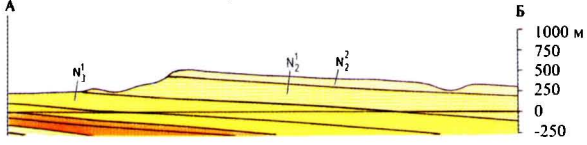
Геологическая карта

Масштаб 1: 50 000



Геологический разрез по линии А-Б

Масштаб: горизонтальный 1: 50 000
вертикальный 1:5000



Условные обозначения

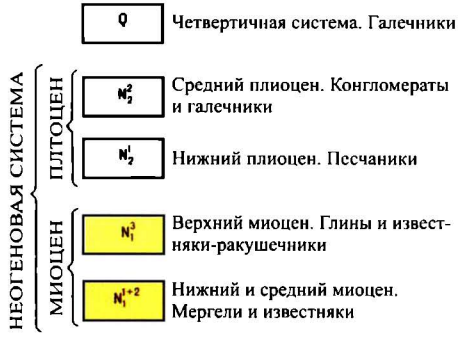
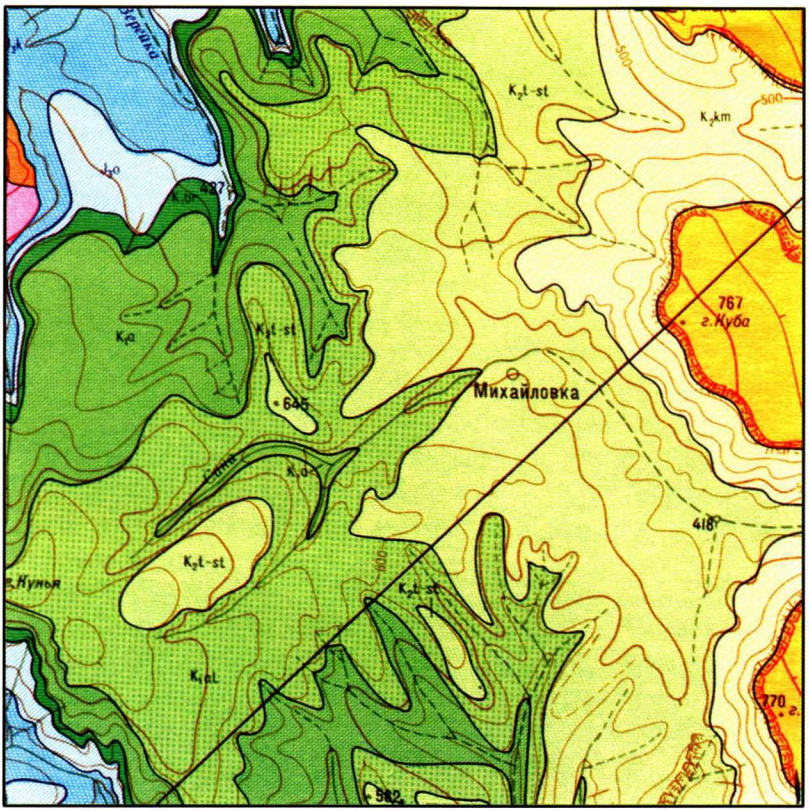


Рис. 52. Пример составления и оформления геологической карты

Геологическая карта

Масштаб 1:50 000



Геологический разрез по линии А-Б

Масштабы: горизонтальный 1:50 000
вертикальный 1:5000

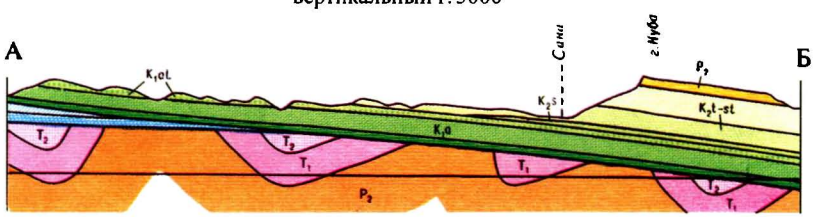


Рис. 53. Геологическая карта и разрез с наклонным залеганием горных пород

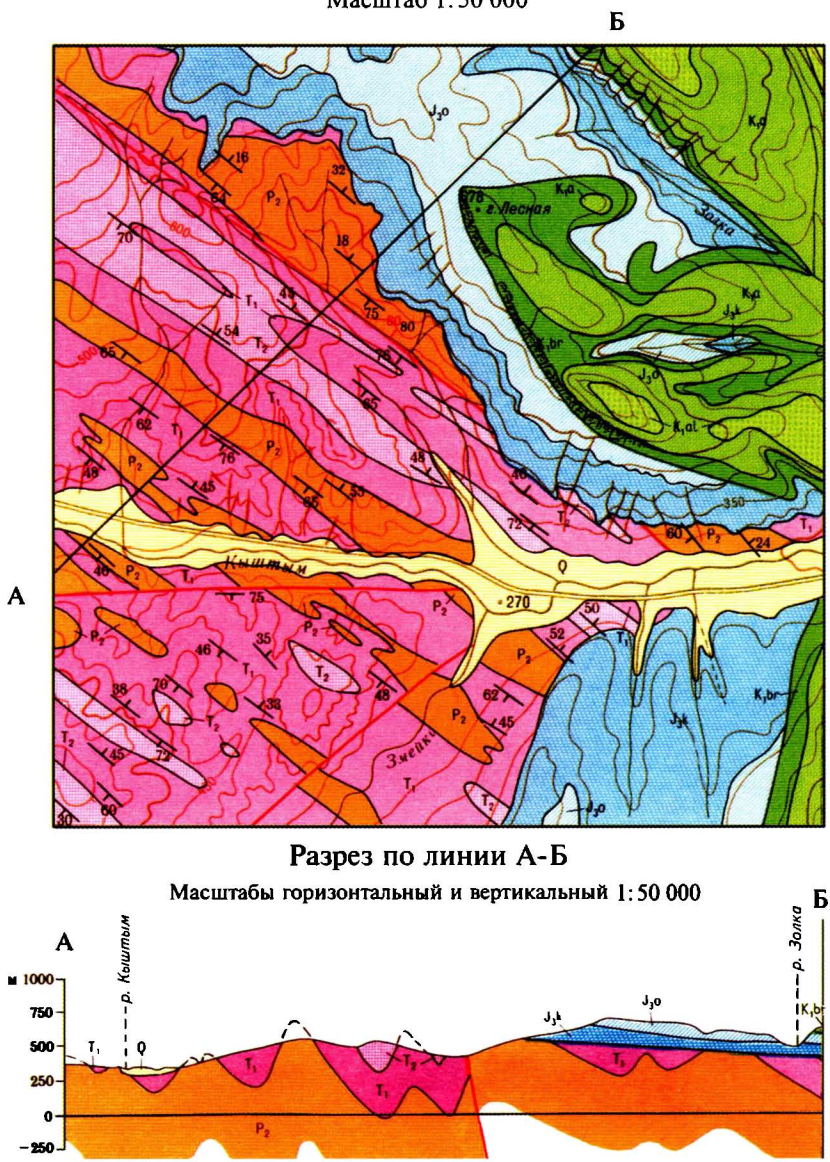


Рис. 54. Геологическая карта и разрез со складчатым залеганием горных пород

Могут возникать делювиальные шлейфы и в горных районах, где они приурочены к наиболее пологим склонам широких, корытообразных долин.

Отложения, возникающие в результате деятельности **временных русловых потоков**, получили название **пролювий**. Пролювиальные отложения слагают конусы выноса, представляющие собой скопления обломочного материала в устьевой части временного русла, в месте его выхода на равнинную часть. Особенно крупные, масштабные конуса выноса возникают в предгорных равнинах у подножия высоких хребтов, в регионах с пустынным и полупустынным климатом. В строении конусов выноса прослеживается четкая зональность, отражающая закономерность механической дифференциации переносимого обломочного материала по величине крупности обломков. У вершины конуса обычно залегают щебенисто-галечные отложения с примесью небольших глыб и валунов. В средней части конуса отлагается песчанистый материал. К периферийным же частям конусов происходит уменьшение крупности частиц до алевритов и глин.

Пролювиальные отложения, как правило, характеризуются слабой окатанностью обломков. Мощность их в центральных частях конусов выноса может достигать первых десятков метров при длине, достигающей несколько сотен метров — первые километры. Таковы огромные пролювиальные шлейфы, образующиеся у подножия гор Тянь-Шаня и Копет-Дага в Средней Азии. Достаточно масштабно пролювиальные отложения представлены и в горах Северного Кавказа. Следует отметить, что селевые потоки, являющиеся бичем многих безлесных горных районов, — типичные пролювиальные образования, приносящие весьма ощутимый вред, а иногда приводящие к катастрофическим результатам. Примером подобных явлений могут служить сели в Боксанском ущелье Северного Кавказа, приведшие в 2000 г. к катастрофическим последствиям в районе месторождения Тырныауз.

Отложения постоянных русловых потоков, т.е. рек различного масштаба, получили название аллювиальных (от лат. «аллювио» — нанос, намыв). Постоянно действующие русловые

потоки на всех стадиях своего развития откладывают обломочный материал. Однако, по мере выработки профиля равновесия вследствие эрозии в руслах рек накапливаются устойчивые массы осадков. Состав аллювиальных отложений зависит от типа реки — равнинного или горного, а также от места его положения в русле реки. Так, в горных реках, характеризующихся высокими скоростями движения воды (до 10—12 м/с) с трудом происходит отложение даже галечного и валунного материала. Песчаные и илистые частицы выносятся за пределы горной части течения реки в предгорную равнину, в озеро или в море, в которые впадает река. Поэтому аллювий горный рек состоит обычно из галечников и валунников.

В равнинных реках могут быть выделены, с некоторой долей условности, несколько зон, отличающихся друг от друга как характером, так и гранулометрическим составом обломков. Принято выделять три типа **руслового аллювия**, приуроченного к различным частям русел рек. Во-первых, это отложения плесов, т.е. относительно глубоких участков реки, характеризующихся довольно медленным течением. В зоне плесов накапливается грубообломочный материал. Во-вторых, это аллювий пристрежневой зоны, для которой характерен неустойчивый гидродинамический режим. В этих частях реки отмечается обломочный материал, крупность которого меняется на коротких расстояниях. В-третьих, это отложения береговых отмелей, для которых характерно наличие хорошо отсортированных песчаных и галечно-гравийных осадков. Помимо русловых аллювиальных отложений, формирующихся в зоне постоянного движения воды, принято выделять пойменные аллювиальные отложения, которые возникают только во время разливов рек, т.е. сезонно, и представляют собой алевритисто-глинистый осадок, образующийся из материала, взвешенного в воде. Как правило, пойменный аллювий имеет супесчано-суглинистый состав и развит неодинаково на реках с различным гидрологическим режимом.

Особенно благоприятные условия накопления аллювия создаются в устьевых частях крупных рек, в местах их впадения в

морские и озерные акватории, при отсутствии в последних крупных течений. Здесь происходит интенсивное накопление переносимого рекой обломочного материала за счет которого образуются дельты, площади которых могут достигать весьма значительных размеров. Так, дельта Волги занимает площадь 18 000 км^2, площадь дельты Лены оценивается в 45 000 км^2 (М.М. Жуков и др.). Дельты рек постоянно увеличиваются в размерах, передвигаясь в сторону моря со скоростью от первых метров до десятков метров в год. Дельта Нила выдвигается в Средиземное море по средней скоростью 4 м в год, в то время как для р. Дон эта цифра достигает 11 м.

Мощность аллювиальных отложений средних течений равнинных рек колеблется от 10 до 30 м. Мощность аллювия на Волге оценивается в 20 м, на Днепре — 6—8 м. В горных реках мощности аллювия менее значительны и не превышают десятки сантиметров, редко первые метры.

Терригенные осадки, возникающие в результате деятельности **гравитационных** и **водно-гравитационных процессов**, включают в себя обвальные, осыпные и оползневые отложения. Обвальные и осыпные отложения в горных регионах часто телескопированы, сплошным плащем одевают подножия горных склонов и называются **коллювием** (от лат. «коллювио» — скопление). Обвальные отложения отличаются полным отсутствием сортировки материала и представляют собой хаотические нагромождения остроугольных обломков различного размера, расположенные у подножия склонов.

В свою очередь, для осыпных отложений характерна относительная сортировка обломочного материала с преобладанием крупных фракций в нижней части шлейфа с постепенным уменьшением размера обломков вверх по склону. Обломки в осыпях неокатанны, однако могут нести следы шлифовки, полученной при скольжении по склону. В составе осыпей преобладают щебенистые фракции при подчиненном значении обломков глыбового и дресвянистого размеров. Свежие осыпи представляют собой рыхлые массы. В более старых осыпях обломки могут быть сцементированы песчано-глинистым материалом,

причем поверхность их может быть задернована и покрыта древесно-кустарниковой растительностью.

Именно древние осыпные отложения требуют надежной идентификации в рельефе по комплексу внешних признаков, так как горно-геологическая деятельность человека (проходка горных выработок, дорожных выемок, рытье котлованов и т.п.) может вызвать повторные подвижки пришедшего в равновесные условия обломочного материала. Особую опасность представляет собой увлажнение толщ коллювиальных отложений, которое нередко имеет техногенное происхождение. Часто нарушение режима движения грунтовых вод приводит к насыщению коллювиальных массивов влагой, и при вскрытии их различными горными выработками они могут прийти в движение, образуя оползни. Появление этих «инициированных оползней» имеет катастрофические последствия или, по крайней мере, сильно осложняет условия строительства зданий и сооружений в горных районах.

В зонах развития **солифлюкционных процессов** — «сухого» течения материала по склонам, у подошвы склонов, где собирается основная масса материала, возникают солифлюкционные террасы и увалы. Основу солифлюкционных отложений составляют суглинки с примесью щебня и мелких глыб скальных пород. В солифлюкционных отложениях нередко наблюдаются полосчатые текстуры, связанные с ориентированным расположением грубообломочного материала. В то же время, увалы сложены, как правило, суглинками с беспорядочным распределением щебня и глыб, что объясняется различными скоростями течения материала по склону при формировании этих отложений.

Терригенные отложения, связанные с геологической деятельностью ледников, возникают либо в результате непосредственного отложения обломочного материала, ими перенесенного, либо в результате отложения продуктов переработки этого материала талыми ледниковыми водами. Отложения первого типа называются **ледниковыми, гляциальными** или **моренными**; второго типа — **флювиогляциальными**, или **водно-ледниковыми** (от лат. «флювио» — вода и «гляцио» — лед).

Моренные или гляциальные отложения (литологический индекс gl) возникли в результате отложения всей массы обломочного материала, переносимого ледниками. В состав морены входят обломки горных пород различного размера (от глыб до алевритисто-глинистых частиц) и степени окатанности. В зависимости от местоположения обломочного материала в толще движущегося льда принято выделять боковые, серединные, внутренние и донные морены (рис. 5.17). Все виды морен присущи только горным ледникам, для материковых ледников поверхностные и внутренние морены не характерны.

Резкое таяние ледников приводит к массовому отложению переносимого ими обломочного материала на всю занимаемую им площадь. Таким образом формируются **основные морены**, для которых характерно широкое площадное распространение, отсутствие слоистости и сортировки обломочного материала по величине и степени окатанности. Мощности основных морен колеблются от 10 до 20 м, иногда достигая 30—50 м.

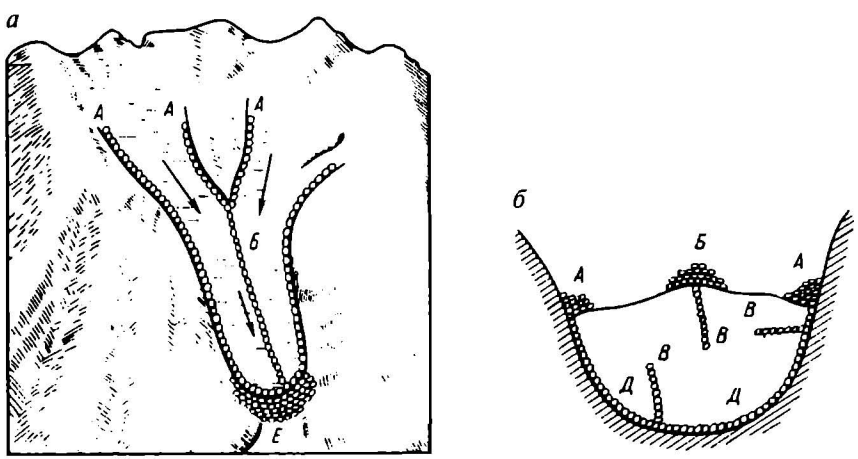


Рис. 5.17. Схема размещения различных типов морен в плане (*а*) и в поперечном сечении (*б*) ледника (по В.В. Ершову и др. 1986).
Морены: *А* — боковая, *Б* — серединная, *В* — внутренняя, *Д* — донная, *Е* — конечная

Конечные морены возникают, когда фронтальная часть ледника долгое время остается на одном месте. Как правило, конечные морены представляют собой валы и гряды, окаймляющие концевые части ледниковых языков (рис. 5.17). В их образовании значительную роль играют талые воды, которые выносят мелкодисперсные (глинисто-алевритовые и мелкопесчанистые) частицы, обогащая морену обломками крупных фракций — галечно-щебенисто-валунно-глыбовыми. Мощность конечных морен зависит от масштаба ледников и может достигать 100 м и более.

Флювиогляциальные отложения формируются под воздействием вытекающих из ледника талых вод, которые выносят наиболее транспортабельный тонко- и мелкодисперсный обломочный материал, отлагая его на некотором удалении от тела ледника и тем самым проводя своего рода фракционирование моренных осадков. В пределах ледников флювиогляциальные отложения представлены скоплениями гравийно-галечно-валунного состава и перемытыми песками. Эти скопления имеют форму извилистых валов и гряд, повторяющих очертания ледника и называемых **озами**. Подобного рода формы рельефа связаны, как правило, с крупными материковыми ледниками и имеют размеры в первые десятки метров по высоте, сотни метров — первые километры по ширине при протяженности первые десятки километров. Талые ледниковые воды, перемывая моренные осадки, выносят за пределы ледников значительное количество обломочного материала, главным образом, песчано-глинистого. Вынесенный материал отлагается на некотором удалении от ледника, фракционируется в процессе переноса и образует отложения покровного типа, часто именуемые **зандрами** (от лат. «зандр» — песок).

В центральных частях зандров преобладают хорошо отмытые, сортированные пески. В направлении к леднику пески замещаются гравийно-галечными отложениями, в направлении к периферийным частям в них увеличивается доля алевритисто-глинистых частиц, формирующих суглинки, в том числе и лёс-

совидные. Мощность зандровых отложений составляет, как правило, первые метры, редко достигает 10—15 м. Еще одной, менее распространенной разновидностью флювиогляциальных отложений являются **озерно-ледниковые**, формирующиеся в пределах озер ледникового генезиса. Они представлены толщами, сложенными тонко- и мелкообломочным материалом без примеси органического вещества.

Наиболее типичными образованиями озерно-ледникового генезиса являются **ленточные глины**, которые отличаются флишеподобным строением, выражающимся в закономерном чередовании пар прослоев — мелкопесчаноалевритистых и глинистых. Происхождение слоистости объясняется сезонной цикличностью накопления осадочного материала. Пара прослоев — песок и глина — составляет отложения годичного цикла. В этой связи довольно просто оценить время накопления толщ, сложенных ленточными глинами, что с успехом используется в геохронологии.

Терригенные осадки морей и океанов формируются из материала, приносимого с суши поверхностными водами, ветром, ледниками на всю площадь их дна. Однако наиболее интенсивно эти осадки накапливаются в прибрежной зоне и зоне шельфа.

Осадки, формирующиеся в **литорали** (в прибрежной полосе), отличаются большим разнообразием. Их состав и строение меняются в зависимости от морфологии и литолого-петрографического состава слагающих их пород. Так, у стабильных, слаборазрушаемых берегов, сложенных крепкими породами, накапливаются глыбовые отложения. У берегов, интенсивно подверженных абразии — разрушительной работе моря, образуются галечники, причем форма гальки зависит от структурно-текстурных особенностей разрушаемых пород. При размыве берегов, сложенных рыхлыми породами, в пляжной зоне накапливаются гравийно-песчаные отложения. Значительную роль в формировании последовательности осадконакопления в прибрежной зоне играют колебательные тектонические движения, от направления перемещения которых зависит тип фор-

мирующихся осадочных толщ — трансгрессивных или регрессивных, для которых характерны отчетливая зональность распределения обломочного материала по крупности (см. раздел Геохронология).

Осадконакопление в **области шельфа** зависит от рельефа дна, гидродинамического режима морской акватории, а также от количественного и качественного состава приносимого с континентов обломочного материала. Терригенные осадки шельфовой зоны представлены хорошо отсортированными разнозернистыми песками, в том числе крупнозернистыми и алевритистоиловыми. Как правило, во внутренних морях, при условии отсутствия ярко выраженных течений, отмечается устойчивая тенденция уменьшения крупности обломков по мере удаления от берега. Переход от зоны отложения обломков одного гранулометрического состава к другому осуществляется постепенно. Граница раздела областей осаждения осадков различной крупности зависит от специфических особенностей морских и океанических акваторий. Так, в Черном море граница между областями отложения песков и илов проходит на глубинах от 25 до 50 м, а в океанах она опускается до 100—150 м.

Мощность современных терригенных осадков шельфовой зоны зависит от вида морского бассейна и варьирует от 10 до 50 м.

В отличие от осадков мелководных областей терригенные осадочные отложения **материкового склона** характеризуются преобладанием тонкодисперсного, иловидного материала. Терригенные илы в зависимости от особенностей вещественного состава и специфики среды отложения имеют различные цвета.

Так, «**синий ил**»» состоит из иловатых и глинистых частиц, содержит примеси карбоната кальция и мельчайшую вкрапленность дисульфадов железа в виде пирита и марказита. Голубовато- и темно-серый цвет этих отложений обусловлен образованием осадков в бескислородной, восстановительной среде. Этим обусловлено наличие в них сульфидов железа и запаха сероводорода, который присущ подобным осадкам. «Синие илы» широко распространены в области континентального склона, они

выстилают его до самого подножия и заходят даже в область океанического ложа до глубин 5000 м.

Вблизи тропических областей ряда континентов, на которых интенсивно развиты процессы латеритного выветривания, приводящие к образованию «красноземов», в области материкового склона отмечены **«красные илы»**. По составу эти отложения близки к синим илам, однако содержат большее количество оксидов железа, окрашивающих их в красные, бурые и желтоватые тона. Подобного рода отложения развиты на материковых склонах тех континентов, реки которых выносят в морские акватории большое количество красноцветных продуктов механического разрушения латеритных кор выветривания, развитых в условиях влажного и жаркого тропического климата.

«**Зеленые илы**» представляют собой относительно более грубозернистые алеврито-глинистые осадки, зеленый цвет которых обусловлен присутствием в них большого количества глауконита — минерала из подкласса слоистых силикатов, являющегося типичным седиментогенным минералом относительно мелководных морских бассейнов. Зеленые илы развиты, главным образом, в верхней части континентального склона. Они могут распространяться в область шельфа до глубины 80 м. Реже они наблюдаются в области океанического ложа на глубинах до 4000 м.

Кроме перечисленных «цветных» илов, в пределах материкового склона встречаются **вулканические илы**, состоящие из твердых, главным образом, неиловых продуктов вулканических извержений. Они состоят из обломков вулканического стекла остроугольной формы, разного рода темноцветных силикатов, а также полевых шпатов; образуются вблизи вулканических островов и подводных вулканов. Глубина отложения вулканических илов может быть различной и зависит от рельефа дна. Достаточно часто они встречаются в Атлантике, у берегов Исландии, а также на западном побережье Тихого океана, вблизи Камчатки, Японии, Индонезии, т.е. территорий с повышенной вулканической активностью.

Механические **осадки ложа Мирового океана** представлены весьма своеобразными отложениями, именуемыми **красными глинами**. Это — тонкий глинистый осадок кирпично-красного или красно-коричневого цвета. Красный цвет указывает на окислительные условия образования, в которых железо присутствует в оксидной (трехвалентной) форме. Красные глины формируются за счет накопления эоловой, вулканической и космической пыли, а также труднорастворимых скелетных частей морских позвоночных животных. Именно поэтому красные глины следует считать не чисто терригенными, а полигенными образованиями.

Хемогенные осадки

В отличие механических осадков, которые могут формироваться как в условиях суши, так и в акваториях, хемогенные (т.е. химические) осадки образуются исключительно в водной среде за счет выпадения минеральных веществ, находящихся в растворах, в случае нарушения их равновесного состояния. Как правило, это происходит в случае изменения физико-химических параметров как истинных, так и коллоидных растворов.

Выпадение в осадок растворенных минеральных веществ происходит при изменении pH и Eh среды, при изменении температуры и давления, при увеличении концентраций растворенных компонентов в результате испарения. Равновесие коллоидных растворов может нарушаться также при их смешивании с истинными, что ведет к коагуляции коллоидов и выпадению осадков. Кроме того, в осаждении минеральных веществ из коллоидных растворов важную роль играют биохимические процессы.

Наиболее распространены хемогенные осадки морей и океанов, озер и болот. Экзотическими формами хемогенных отложений являются осадки подземных вод. Скорость накопления химических осадков и мощность их отложений зависят от качественного и количественного состава растворенных в воде минеральных веществ, а также от времени сохранения благоприятных физико-химических условий осадконакопления.

Хемогенные осадки морей и океанов

Как уже отмечалось, видовой состав и характер осадков морских и океанических акваторий зависят от географического положения бассейна, глубины, удаленности от берега, рельефа дна, температуры воды, ее солености, вариаций физико-химических параметров и термодинамических условий. Иными словами, хемогенное осадкообразование, как и терригенное, определяется как вертикальной, так и горизонтальной зональностью Мирового океана.

В **литоральной области** хемогенные осадки образуются достаточно редко. Исключение составляют лагунно-лиманные прибрежные участки внутренних морей, в которых хемогенные осадки отмечаются в виде самосадочных солей, видовой состав которых зависит от конкретного химического состава морской воды и особенностей климата данного региона.

В этих условиях процессы химического осадконакопления имеют большое сходство с процессами образования хемогенных осадков озер, которые будут охарактеризованы далее. Наиболее распространены хемогенные осадки прибрежно-морских территорий в морях, расположенных в областях жаркого и сухого климата. Как правило, в морской воде этих акваторий содержится весьма значительное количество карбонатных соединений. При их выпадении из воды образуются известковистые осадки микроконкреционного строения — **оолиты**. Известковистые оолиты возникают в результате собирательной кристаллизации карбоната кальция вокруг взвешенных в водной среде терригенных частиц алевритисто-мелко-песчанистого размера, являющихся своего рода центрами кристаллизации. Подобные оолитовые известковистые современные осадки известны в морях, расположенных в регионах с аридным климатом, — юго-восточная часть Каспия, Красное море и т.п. Известны они и в ископаемом состоянии в виде оолитовых известняков различного возраста, что свидетельствует о сходных условиях хемогенного осадконакопления литоральных областей морских акваторий в различные эпохи геологического развития Земли.

В **области шельфа** хемогенные осадки имеют большее значение, чем в прибрежно-морских частях Мирового океана. Более того, именно в областях материковых отмелей отмечается значительное разнообразие осадков, выпадающих химическим путем. Так, в условиях аридного климата в наиболее мелководных частях шельфовой зоны накапливаются известковистые осадки. На некотором удалении от берега наблюдается зональное образование железных и марганцевых конкрециевидных осадков. Причем, область выпадения оксидов железа расположена ближе к береговой линии, в то время как марганцевые минералы (как правило оксидно-гидроксидного состава) выпадают в осадок несколько дальше от берега.

Подобная зональность объясняется формой переноса железа и марганца в водных растворах и физико-химическими условиями их выпадения из раствора. Действительно, большая часть этих элементов переносится речной водой, втекающей в океан, в виде коллоидных растворов, встреча которых с морскими водами приводит к их коагуляции с химической дифференциацией растворенных веществ. Выпадение гидроксидов железа в виде бурых железняков приурочено к прибрежной части морей, где отмечены более кислые значения pH, в то время как марганцевые минералы (пиролюзит, манганит и т.п.) выпадают на удалении от берега, где реализуются нейтральные или слабощелочные значения pH водной среды. Аналогичным образом возникают, по-видимому, в шельфовой зоне глиноземистые осадки — бокситы (гидроксиды алюминия) — за счет переотложения продуктов латеритного выветривания горных пород, богатых глиноземом, выносимых в Мировой океан водами поверхностного стока.

Для **материкового склона** образование хемогенных осадков не характерно. В этих частях Мирового океана преобладают тонкозернистые терригенные осадки илового типа при подчиненном значении органических отложений.

Хемогенные осадки **ложа Мирового океана**, т.е. океанического дна, представлены, главным образом, железо-марганцевыми конкрециями. Они представляют собой желвакообразные

изометричной формы стяжения диаметром от долей миллиметра до первых десятков сантиметров. Формируются эти конкреции путем концентрически-зонального отложения минерального вещества вокруг какой-либо минеральной частицы, являющейся центром кристаллизации. Источником вещества железо-марганцевых конкреций являются, очевидно, коллоидные растворы. Содержание марганца в них колеблется от 8 до 50 % при концентрации железа от 2,5 до 27 %. В виде микропримесей они могут содержать никель, кобальт, медь, свинец, цинк, молибден, ванадий и другие полезные элементы.

Рудное вещество в них представлено, главным образом, псиломеланом, гетитом и гидрогетитом. Железо-марганцевые конкреции покрывают огромные пространства дна Мирового океана, а в отдельных случаях формируют участки с повышенными концентрациями. Так, в Индийском океане их содержание варьирует от 4 до 10 тыс. т на 1 км^2. Прогнозные запасы конкреций на поверхности ложа Мирового океана оцениваются гигантской цифрой — 10^{12} т.

Хемогенные осадки озер и болот

Хемогенное осадконакопление в закрытых континентальных водоемах зависит от климатических условий, химического состава воды, величины стока бассейна, его интенсивности и других причин.

В озерах аридного климата, характеризующихся повышенной минерализацией воды (т.е. соленостью до 250—280 г/л), происходит осаждение, главным образом, галоидов, сульфатов и карбонатов в результате увеличения в воде концентрации растворенных веществ, вызванного интенсивным испарением, которое обусловлено особенностями климата данного региона. В зависимости от специфики химического состава озерной воды и преобладающего химического состава осадков принято выделять озера галоидного, сульфатного и содового типа. В озерах галоидного типа, типичными примерами которых могут служить озера Эльтон и Баскунчак в Северном Прикаспии, в засушливое время происходит выпадение галита — NaCl, который и преобладает в осадках на дне этих водоемов.

В озерах сульфатного типа происходит отложение широкого спектра солей: мирабилита — $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, тенардита — Na_2SO_4, эпсомита — $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, астраханита — $Na_2Mg(SO_4)_2 \times 4H_2O$, гипса — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и др. К сульфатным относятся Баталпашинские озера Кавказа и ряд озер Кулундинской степи Западной Сибири.

В содовых озерах выпадение соды ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) происходит обычно зимой, при пониженных температурах, уменьшающих растворимость данного вещества в воде. Типичными содовыми озерами являются водоемы южной окраины Кулундинской степи Западной Сибири — Петуховские, Михайловские, Танатарские. Так, в озерах Танатарской группы общая мощность содоносной толщи достигает 8—10 м, причем мощность пластов кристаллической соды может составлять 1—4 м.

В солоноватоводных, а также в некоторых пресных озерах засушливых областей может наблюдаться выпадение карбоната кальция ($CaCO_3$) непосредственно из воды, в результате образуются озерные известковистые и мергелистые (при наличии глинистого материала) осадки. Помимо кальцита, эти осадки могут содержать доломит — $CaMg(CO_3)_2$.

В пресных и слабоминерализованных озерах умеренного пояса химическим путем нередко осаждаются оксиды железа, поступающие в водоем с поверхностными и подземными водами и являющиеся продуктом химического выветривания горных пород. Обычно они образуют округлые конкреционного типа стяжения — бобовины. Скопления таких оолитовидных стяжений формируют на дне озер залежи озерной бобовой железной руды.

В озерах тропической и субтропической зон, где химическое выветривание более интенсивно, чем в областях умеренного климата, аналогичным путем могут возникать залежи бокситов (гидроксидов алюминия) с оолитовой или бобовой текстурой. Характерно, что отмечаются как современные хемогенные осадки озер, так и аналогичного строения и состава ископаемые горные породы, которые, по данным палеогеографических реконструкций, образовывались в озерах в прошлые эпохи геологической истории Земли.

В болотах также отмечается накопление хемогенных осадков. Благодаря восстановительным условиям болотной среды происходит осаждение закисных соединений железа (FeO), которые формируют **болотные или луговые железные руды**. Для них характерны бурожелезняковая минеральная ассоциация и бобовые и корковидные текстуры. В древности болотные руды были важнейшим источником добычи железных руд, так как в силу неглубокого залегания и широкого площадного распространения они были легкодоступны. Симптоматично, что в Полесье (Белоруссия) — регионе, богатом болотами, сохранилось много населенных пунктов с названиями «Рудня», «Рударня» и т.п. Это свидетельствует, что в прошлом там велась добыча железной руды. В настоящее время современные болотные железные руды промышленного значения не имеют в связи с незначительными запасами и низким качеством.

Хемогенные осадки подземных вод

Осаждение химических веществ, растворенных в подземных водах, во многом напоминает эти процессы в поверхностных водах, но имеет некоторые свои специфические особенности и по масштабам не сравнимо с хемогенным осадконакоплением в морях, озерах и болотах.

Накопление выпадающих из подземных вод минеральных веществ происходит либо в пустотах, трещинах и порах горных пород, либо в местах излияния подземных вод на дневную поверхность. Состав осадков зависит от специфики химического состава подземных вод. Известны случаи метасоматического замещения горных пород минеральными веществами, выпадающими из подземных вод.

Наиболее благоприятные условия аккумуляции минеральных веществ из подземных вод реализуются в рыхлых, сильно трещиноватых породах, залегающих на границе с плотными, водоупорными, слабопроницаемыми породами. В результате выпадения минеральных веществ из подземных вод все пустоты в горных породах заполняются минеральным веществом и образуются гнезда, прожилки, жилки, выполненные хемогенными

осадками, видовой состав которых зависит от химического состава подземных вод. Наиболее распространены осадки карбонатного, сульфатного и кремнистого типов.

В горных породах, подверженных карстовым процессам, нередки случаи формирования разной формы натечных образований, нарастающих на сводах, стенках и дне карстовых полостей. Сводовые, сосульковидные образования карстовых полостей именуются **сталактитами**. Донные образования называются **сталагмитами**. Срастаясь, они могут образовывать колонновидные, столбообразные формы. Размеры сталактитов, сталагмитов и их сросшихся модификаций варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров, а то и первых десятков метров в поперечнике, где они имеют концентрически зональное строение. Установлено, что в течение года образуются два кольца. Это позволяет определить возраст сталактитов и сталагмитов по аналогии с определением возраста деревьев по годичным кольцам.

На горных склонах и бортах долин, вблизи мест дренирования подземных вод карбонатного состава, могут образовываться известковистые туфы — пористые субстанции, являющиеся хемогенными осадками. В случае истечения на дневную поверхность карбонатных термальных вод образуются **травертины** — более пористые и раскристаллизованные разновидности известковых туфов. Характерно, что в прошлые геологические эпохи в отдельных регионах Земли происходило весьма масштабное травертинообразование. Примером могут служить мощные толщи травертинов в районе г. Анталии на Средиземноморском побережье Турции.

Органогенные (биогенные) осадки

Органогенные осадки формируются в результате жизнедеятельности животных или растительных организмов, как правило, путем накопления их остатков после завершения жизненного цикла. Аккумуляция биогенных осадков протекает, как правило, в водной среде. По вещественному составу органогенные осадки разделяются на минеральные и органические, т.е. главным образом углеводородного состава.

Органогенные осадки морей и океанов

Образование органогенных осадков в акватории Мирового океана происходит неравномерно и зависит от множества факторов — климата, химического состава воды, удаленности от береговой линии и т.п. В чистом виде органогенные осадки наиболее характерны для открытых частей моря, а также участков дна, удаленных от берега. Вещественный состав осадков, как правило, определяется видовым составом животных и растений, населяющих данную акваторию, а также физико-химическими и гидрологическими условиями накопления остатков и продуктов жизнедеятельности.

Для **литоральной** области накопление органогенных осадков не характерно. Однако, в прибрежных мелководьях тропических и субтропических регионов, в приливно-отливной зоне возникают заболоченные территории, для которых характерно бурное развитие растительности. Это — мангровые заросли, в которых происходит накопление органических осадков, представляющих собой скопление остатков растений, а также микро- и макроорганизмов, населяющих данный район. Подобным образом накопленные рыхлые органические осадки являются торфом. В прошлые эпохи геологической истории торфяные залежи прибрежно-морских регионов Земли послужили материнским веществом для формирования гумусовых углей паралических угольных бассейнов, в которых сосредоточена большая часть каменноугольных ресурсов Мира. В ограниченном объеме литоральной зоны может отмечаться формирование минеральных органогенных осадков, как правило, карбонатного состава. Это или скопления битых ракушек, намываемых в виде берегового вала, или же осадков, образующихся на дне за счет отмирания различных организмов, имеющих известковые раковины, панцири, скелеты, — моллюсков, кораллов, водорослей.

Органические осадки **области шельфа** образуются, в основном, благодаря отмиранию различных донных организмов, обладающих панцирями, раковинами, внешним или внутренним скелетом, состоящим из карбонатов, кремнезема и, в меньшей

мере, фосфорно-кислого кальция. Наиболее распространены органические осадки известковистого состава, возникающие за счет накопления остатков моллюсков, кораллов, мшанок, известковистых водорослей, простейших организмов (фораминифер), червей-трубкожилов (серпул) и других представителей морской флоры и фауны. Кроме карбонатных осадков, в шельфовых областях могут возникать осадки фосфатного состава, в которых накапливается фосфор, в том или ином количестве присутствующий в скелетах и мягких тканях морских животных. Фосфатные осадки шельфа имеют желваковую и конкреционную форму и содержат, как правило, различные остатки организмов.

Несмотря на то, что по своей массе органогенные породы шельфа составляют около 5 % общего объема осадочных пород, их значение для геологии очень важно. Подавляющая часть ископаемых форм жизни, изучение которых позволило нарисовать картину эволюции органического мира на Земле, найдена именно в отложениях шельфа древних морей.

Органогенные осадки **материкового склона** формируются либо за счет разрушения и переотложения осадков литорали и шельфа, либо за счет накопления вещества различных планктонных организмов, заселяющих поверхностные части океанических вод. Наиболее распространены в области материкового склона органогенные илы — коралловый и фораминиферовый.

Коралловый ил возник в результате переотложения разрушенных коралловых отложений шельфовой зоны и имеет карбонатный состав. Фораминиферовый ил также имеет карбонатный состав, но является результатом накопления микроскопичных известковистых раковин фораминифер — простейших планктонных организмов.

Среди органогенных осадков **ложа Мирового океана** различаются карбонатные (глобигериновые и птероподовые) и кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) илы.

Глобигериновые илы — это осадки, сложенные микроскопическими раковинками глобигерин — одной из разновидно-

стей фораминифер и продуктами механического разрушения панцирей одноклеточных планктоннных известковистых водорослей — кокколитофорид.

Птероподовый ил состоит, главным образом, из раковинок крылоногих моллюсков — птеропод. Илы карбонатного состава распространены до глубины 4000 м, ибо глубже этого уровня происходит растворение карбонатных раковин, так как вода на этих глубинах недосыщена $CaCO_3$. Известковистые илы занимают около 45 % всей площади ложа Мирового океана.

Кремнистые илы подразделяются на диатомовые и радиоляриевые, которые представляют собой скопление панцирей микроскопических водорослей — диатомей, имеющих кремнеземистый состав, а также кремнистых скелетов микроскопических одноклеточных планктонных животных — радиолярий. Диатомовые илы накапливаются на глубинах от 1 до 5 км и занимают около 8 % общей площади океанического дна. Радиоляриевые илы накапливаются на глубине 4—8 км, покрывая около 2 % общей площади ложа Мирового океана.

Органогенные осадки озер и болот

Органогенные осадки озер включают в себя два принципиально различных вида образований — минеральные и органические. Органогенные минеральные осадки образуются в озерах в результате накопления на дне твердых минеральных частей водных организмов, как правило, раковин разного рода моллюсков, которые в некоторых озерах тропического и субтропического поясов могут формировать озерно-ракушечные отложения карбонатного состава. Однако подобного рода отложения сравнительно редки в связи с относительной бедностью озерной фауны. Несколько шире распространены кремнистые озерные отложения — озерные трепела или диатомиты. Они представляют собой скопления мельчайших кремнистых панцирей одноклеточных диатомовых водорослей, населяющих толщу озерных вод.

Наиболее распространены в пресноводных и слабосоленых озерах осадки чисто органического состава — **сапропели**. Название происходит от греческих слов — «сапрос» — гнилой или

вонючий и «пелос» — ил. Эти органические осадки возникли в результате накопления на дне водоемов остатков низших растений, а также микро- и макроорганизмов, населяющих озерные воды. В донных условиях, характеризующихся недостатком кислорода, происходят разложение мягких тканей этих организмов и образование илистой массы, богатой углеводородами. Современные органические сапропели могут быть использованы и как удобрения и кольматанты в сельском хозяйстве, и как лечебное сырье (лечебные грязи), как сырье для химической промышленности, а также во многих других областях народного хозяйства. В прошлые же геологические эпохи именно органические сапропели послужили материнским веществом для образования сапропелевых углей и горючих сланцев, являющихся составной частью твердых горючих ископаемых.

Органогенные осадки болот

Среди органогенных осадков внутриконтинентальных болот ведущая роль принадлежит собственно органическим осадкам, представляющим собой, как правило, аккумулированные остатки высших растений. Эти рыхлые осадки принято называть **торфом**. В зависимости от типа болота (верховое, низинное, промежуточное) и типа водной растительности выделяются различные виды торфа (рис. 5.18). Сапропелевые отложения практически всегда присутствуют в болотных органических осадках, но имеют подчиненное распространение. В верхних частях водных бассейнов в условиях ограниченного доступа воздуха идут процессы гумификации растительного материала. По мере погружения, при отсутствии кислорода протекают процессы торфообразования, интенсивность которых зависит от богатства растительной жизни в водоеме, химического состава воды, а также климатических условий.

Торфяные залежи континентальных озерно-болотных объектов, образованные в прошлые геологические эпохи, послужили материнским веществом для гумусового угля — лимнических угольных бассейнов, доля которых в общих угольных ресурсах Мира относительно невелика, однако для отдельных регионов (например, Московский бассейн) очень значительна.

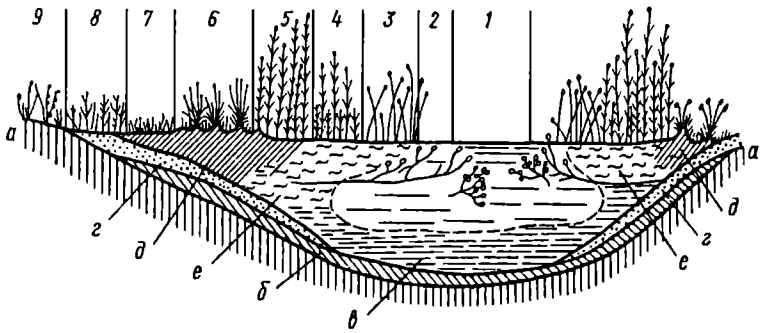


Рис. 5.18. Схема зарастания озера (по В.В. Вильямсу):
а — минеральное дно озера; *б*—*в* — сапропелевый ил; *г* — землистый торф; *д* — осоковый торф; *е* — камышово-тростниковый торф; *1* — свободноплавающие водные растения; *2* — рдесты и кувшинки; *3* — камыши; *4* — рогоз; *5* — тростник; *6* — крупные осоки; *7* — мелкие осоки; *8* — корневищные злаки; *9* — злаки

Биохимические осадки

Помимо чисто органогенного и чисто хемогенного осадконакопления, в отдельных случаях отмечается комплексный, биохимический седиментогенез. Как правило, в этих случаях в накоплении минеральных веществ активно участвуют разного рода бактерии и микроорганизмы. Биохимическим путем в морских акваториях в зоне шельфа и в прибрежно-морских лагунно-лиманных условиях образуется самородная сера за счет разложения органического вещества и сульфатных соединений анаэробными бактериями в условиях восстановительной среды. Биохимический источник имеют и некоторые фосфатные осадки. В прошедшие геологические эпохи биохимическим путем образовывались осадки, содержащие ряд ценных металлов, таких как уран и ванадий. Примером могут служить уран-фосфорно-ванадиевые органогенные сланцы северо-западной части Каратау, имеющие кембрийский возраст. Именно существовавшие в те времена низшие растения (водоросли) и микроорганизмы экстрагировали уран и ванадий из морской воды, накапливали его и после завершения своего жизненного цикла сформировали толщу биохимических осадков, позднее преобразованных в литифицированные осадочные породы.

Практическое значение осадков различного генезиса

Механические (терригенные) осадки служат источником многих полезных ископаемых, востребованных различными отраслями хозяйственного комплекса страны.

Особо ценными объектами являются россыпные месторождения золота, платиноидов, алмазов и других драгоценных камней, а также россыпные скопления касситерита, вольфрамита, циркона, монацита и т.д. Кроме того, механические осадки являются природными строительными материалами и сырьем для их производства. К ним относятся песчано-гравийные отложения морского, речного и моренного происхождения, а также пески различного генезиса, используемые как балласт при дорожном строительстве, в качестве наполнителей бетонов и т.п. Особо чистые кварцевые пески служат сырьем для стекольной промышленности.

Глинистые отложения озер и морен — прекрасное сырье для кирпичной и керамической промышленности. Одним словом, практическое значение механических осадков трудно переоценить.

Хемогенные осадки также имеют определенное практическое значение. Это — разнообразные соли современных самосадочных озер (каменная соль, сульфаты, бораты и т.п.), используемые как сырье для химической промышленности. Кроме того, в прошлые геологические эпохи в морских бассейнах возникали хемогенные железистые, марганцевые, глиноземные и фосфатные осадки, которые к настоящему времени превратились в осадочные горные породы, сформировавшие осадочные железорудные, марганцевые, бокситовые и фосфоритовые месторождения.

Хемогенное происхождение имеют и многие месторождения строительных горных пород — известняков и доломитов, весьма востребованных промышленностью стройматериалов.

С осадками **биогенного и биохимического** происхождения также связаны месторождения многих видов полезных ископаемых. Так, биохимическую природу имеют морские отложения, вмещающие месторождения фосфоритов, карбонатных и кремнистых пород, самородной серы. Однако, наибольшее промыш-

ленное значение имеют месторождения каустобиолитов, т.е. твердых горючих ископаемых — торфа, горючих сланцев, ископаемых углей различных видов, являющихся трансформированными биогенными осадками континентальных озерно-болотных и прибрежно-морских территорий. Могут также иметь большое значение и современные биогенные осадки закрытых водоемов — сапропели, о которых уже говорилось.

5.3.2. Диагенез

Как уже отмечалось, аккумулированные продукты выветривания, включающие в себя часто также продукты разрушительной деятельности денудационных процессов, являются промежуточной субстанцией и со временем преобразуются в осадочные горные породы. Переход осадков в горные породы — длительный и сложный процесс, носящий название **диагенеза**, что в переводе с греческого означает «перерождение». Различные осадки по-разному преобразуются в процессе диагенеза. Тем не менее, все они, в конечном итоге, превращаются в осадочные горные породы. Следует понимать, что процессы изменения осадка и преобразования его в горную породу начинаются еще в процессе его аккумуляции и длятся достаточно долгое время, исчисляемое десятками и сотнями тысяч лет. Процесс диагенеза не является одноактным, он представляет собой полистадийный процесс. В нем принято выделять химическое преобразование, перекристаллизацию, обезвоживание и цементацию. Именно вследствие перечисленных процессов происходят уплотнение, литификация (т.е. окаменение) осадка и превращение его в осадочную горную породу — новообразование, относительно устойчивое к изменениям физико-химических и термодинамических условий.

В процессе диагенеза первоначальный осадок подвергается различным **химическим преобразованиям**, выражающимся в изменении его химического и минерального состава. Принимая во внимание тот факт, что большинство осадков аккумулируется в водной среде, следует представлять, что именно физико-

химические условия среды осадконакопления играют одну из главенствующих ролей на начальной стадии диагенеза. Как уже отмечалось, в окислительной среде происходит переход находящихся в осадках низковалентных соединений в более высоковалентные. В восстановительной среде, при недостатке или отсутствии свободного кислорода, высоковалентные соединения, наоборот, переходят в низковалентные. Значительную роль в процессах химического преобразования играют микроорганизмы, в том числе бактерии. Некоторые из них разлагают органическое вещество, вызывая появление сероводорода, углекислоты и органических кислот, что способствует изменению физико-химических условий среды осадконакопления. Другие могут непосредственно участвовать в окислительных или восстановительных процессах. Так, в кислородной среде аэробные бактерии способствуют переходу низковалентного железа в высоковалентное. В свою очередь, анаэробные бактерии в условиях восстановительных сред приводят к переходу оксидных соединений железа в его сульфидные формы.

Большую роль в процессах химического преобразования осадков играет растворение малоустойчивых минералов, таких как карбонаты и галоиды. Так, в области ложа Мирового океана, в условиях недонасыщения морской воды углекислотой происходит интенсивное растворение органических остатков, сложенных $CaCO_3$. Этим процессом объясняется отсутствие известковых илов в Мировом океане на глубинах свыше 4000 м. Аналогичным образом осадки, состоящие из самосадочных галоидов (галит, сильвин, карналит и т.п.), могут растворяться под действием циркулирующих остаточных растворов, имеющих соленость, отличную от материнского рассола. Процесс растворения сменяется процессом вторичного осадконакопления, что приводит к перераспределению веществ в пространстве и созданию новых минеральных комплексов и ассоциаций.

Процессам **перекристаллизации** подвергаются, главным образом, однородные мелкозернистые осадки, состоящие из легкорастворимых минералов. Классическим примером пере-

кристаллизации может служить диагенез рифовых остатков кораллов, мшанок, водорослей и других морских организмов. Под действием углекислоты, возникающей при разложении органического вещества мягких тканей этих организмов, $CaCO_3$ скелетов, раковин и панцирей частично растворяется и после нейтрализации углекислоты выпадает заново, уже в кристаллической форме.

Процессы **обезвоживания** представляют собой выжимание воды из порового пространства низких слоев осадков в результате гравитационного воздействий вышележащих осадочных толщ. Однако, этот процесс сопровождается не только удалением свободной воды из осадочных пород, но и дегидратацией минералов, содержащих кристаллогидратную воду. Кроме того, процессы обезвоживания в определенной мере могут сопровождаться выносом из осадка легкорастворимых соединений, а также перекристаллизаций.

Процесс **цементации** обусловлен появлением в поровом пространстве осадка разного рода минеральных новообразований, связывающих (цементирующих) между собой отдельные зерна осадка. Выпадение цементирующего вещества может протекать одновременно с образованием осадка (т.е. сингенетически) или же в последующие стадии его преобразования (т.е. эпигенетически). Цементирующее вещество заполняет поры, пустоты, каверны и трещины в осадке, скрепляя его частицы и лишая его рыхлости. Наиболее распространенными цементирующими веществами являются карбонаты, кремнезем в различных модификациях (опал, халцедон, кремень и т.п.), фосфаты, гидроксиды железа и т.п.

Иногда, вследствие крайней неравномерности выпадения цементирующего вещества, в осадке появляются минеральные новообразования типа стяженей, отличные по своему составу от самого осадка. Подобного рода образования принято именовать **конкрециями**, причем их форма и размеры весьма разнообразны и зависят от типа осадка и физико-химических условий среды осадконакопления. Сингенетические конкреции образуются одновременно с осадком, в одинаковых физико-химических условиях и имеют состав, аналогичный составу цемента. Они являются как бы концентратом этого цемента.

Эпигенетические конкреции возникают в результате повторного выпадения цементирующего вещества вокруг каких-то центров кристаллизации или в крупных незаполненных пространствах (кавернах, пустотах, трещинах). Наиболее часто встречаются кремневые, железистые, сульфатные и фосфатные конкреции. Последние могут служить объектами промышленного использования, образуя пластовые желваковые фосфоритовые месторождения.

Совокупное влияние процессов растворения, перекристаллизации, обезвоживания и цементации в комплексе с давлением вышележащих осадочных толщ приводит к изменению объема первичных осадков, т.е. к их уплотнению. В результате значительно изменяются физические параметры осадков — уменьшается их пористость за счет более плотной компоновки минеральных частиц. Характер преобразования при уплотнении в значительной мере зависит от типа первичного осадка, его гранулометрического, минерального и химического состава, степени однородности, а также тектонического режима территории седиментогенеза. Так, в карбонатных илах интенсивная перекристаллизация приводит к изменению структурных характеристик в результате образования крупных кристаллов кальцита, не сопоставимых по размеру с размером карбонатных частиц первичного осадка. В то же время, кварцевые пески, как правило, цементируются без заметного изменения размера песчинок. Уменьшение объема осадков в процессе уплотнения весьма значительно — в два—три раза. В хорошо сортированных аллювиальных песках пористость (т.е. объем незаполненного минеральными частицами пространства) составляет от 40 до 60 %. В процессе же уплотнения пористость уменьшается приблизительно в два раза — до 25—30 %. В то же время, в органогенных илах пористость может достигать 90 %, а в образовавшихся из них глинах она уменьшается почти в три раза — до 30—35 %.

В заключение следует подчеркнуть, что все процессы, происходящие во время диагенеза, приводят к потере осадками рыхлости, влажности и пластичности и к превращению боль-

шинства из них в твердую, литифицированную (т.е. окаменевшую, от «литос» — камень) осадочную горную породу. Скорость процесса диагенеза варьирует в широких пределах и зависит как от типа осадков, интенсивности процессов аккумуляции, изменения физико-химических, термодинамических и условий среды, так и тектонического режима региона осадконакопления.

Трудно переоценить значение процессов диагенеза в создании осадочных горных пород, слагающих верхнюю оболочку земной коры. В таких породах содержится широкий спектр полезных ископаемых, генетически связанных с процессами седиментогенеза, причем перераспределение вещества в них часто происходит именно в процессе диагенеза.

Осадочные горные породы

Название этого генетического типа горных пород определяется спецификой их образования — из осадков. Материалом для формирования осадков, как уже отмечалось, могут служить обломки механически разрушенных горных пород и минералов, минеральные зерна, образовавшиеся из растворов химическим путем, минеральные и органические части погибших животных и растений, а также продукты их жизнедеятельности и вулканические обломочные образования. В соответствии с разнообразием осадков принято выделять несколько групп осадочных горных пород — обломочные, глинистые, органические, химические (вулканогенно-осадочные).

Обломочные горные породы возникли в результате преобразования продуктов механического разрушения первичных горных пород. Среди них различают рыхлые разновидности, состоящие из нескрепленных обломков, и сцементированные разности, т.е. породы, в которых обломки соединены каким-либо веществом-цементом. По величине обломков принято выделять **грубообломочные** породы, или неефиты, состоящие из глыб, валунов, щебня, гальки, гравия, дерева — т.е. обломков, размер которых варьирует от 2 до 200 мм и более. Рыхлые разновидности грубообломочных пород, т.е. скопления свободно залегающих глыб, валунов, щебня, гальки, дресвы, гравия, будут называться глыбовыми отложениями, валунниками, щебенистыми

отложениями, галечниками, дресвяниками, гравийниками. В то же время, сцементированные залежи глыб, щебня, дресвы, т.е. остроугольных фрагментов горных пород, именуют брекчиями. В свою очередь, сцементированные отложения, состоящие из валунов и гальки, называются конгломератами, а состоящие из гравия — гравелитами. Среднеобломочные отложения, или псаммиты, имеют размер обломков от 2 до 0,05 мм. Их рыхлые разности именуются песками, а сцементированные — песчаниками. Мелкообломочные горные, или алевриты, состоят из частиц диаметром 0,05 — 0,005 мм. Рыхлые их разности называют алевритами, а сцементированные — алевролитами.

Глинистые горные породы занимают промежуточное положение между обломочными и хемогенными, так как формируются они, как правило, в результате комплексного воздействия физического и химического выветривания. Размер глинистых частиц горных пород не превышает 0,002 мм. Глинистые породы различаются по характеру связей между частицами, минеральному составу, пластичным свойствам и генезису. Как и в обломочных породах, среди глинистых отложений принято выделять рыхлые разновидности — глины и сцементированные — аргиллиты.

В связи с частым отсутствием тщательной сортировки обломочного материала по размерам, т.е. в связи с наличием осадков промежуточного гранулометрического состава, возникают обломочные осадочные породы промежуточного типа. Так, при смешении грубо- и среднеобломочные фракций возникают песчанистые конгломераты и гравелиты либо пудинговые песчаники. При смешении частиц песчанистого и алевритового состава — алевропесчаники или песчанистые алевролиты. При совместном накоплении глинистого и песчанистого материала образуются песчанистые глины и глинистые песчаники; при смешении глинистых и алевритовых частиц — алевритистые глины или глинистые алевролиты.

Следует отметить, что именно среди глинистых пород в зависимости от содержания глинистых частиц (с размером менее 0,002 мм) принято выделять собственно **глины** (> 30 %), суглинки (30—10 %) и **супеси** (< 10 %). Причем термины «суглинки»

и «супеси» применимы только для молодых, четвертичного возраста пород. Для более древних, дочетвертичного возраста отложений, содержание глинистых частиц в которых превышает 30 %, сохраняется термин глины. Четвертичным суглинкам в более древних отложениях будет отвечать песчанистая глина, а четвертичным супесям в дочетвертичного возраста толщах — глинистые пески.

При смешении в осадках карбонатного и песчанистого материалов возникают известковые или доломитовые песчаники либо песчанистые известняки или доломиты.

Достаточно часто в земной коре встречаются карбонатно-глинистые породы, возникающие из осадков, в которых смешан глинистый и карбонатный материал. К таким породам относятся глинистые известняки и доломиты, мергели, известковистые и доломитовые глины.

Хемогенные осадочные горные породы формируются при диагенезе осадков, возникших путем выпадения минеральных веществ из растворов. Они весьма разнообразны по химическому составу. В отличие от обломочных и глинистых пород, хемогенные породы не могут иметь рыхлых разновидностей, а являются только литифицированными. По составу среди пород этой группы выделяются карбонатные (известняк, доломиты), галоидные (каменная соль, сильвинит), сульфатные (гипс, ангидрит), глиноземистые (бокситы), фосфатные (фосфориты), железистые (бурые железняки, железистые латериты) породы. Причем, следует помнить, что некоторые осадочные породы — галоидные, сульфатные, глиноземные и железистые — могут образовываться только химическим путем, в то время как карбонатные и фосфатные могут иметь иной генезис.

Органогенные осадочные горные породы связаны с накоплением минеральных или органических продуктов жизнедеятельности животных или растительных организмов. Как и хемогенные породы, они классифицируются по химическому составу. Наиболее типичными органогенными породами являются **каустобиолиты**, т.е. углеродистые осадочные породы — торф, сапропели, горючие сланцы, некоторые угли, твердые би-

тумы, янтарь и др. В большей степени органогенным путем формируются кремнистые осадочные породы — доломиты, диатомовые трепелы и опоки, являющиеся скоплениями кремнистых панцирей и скелетов разного рода микроорганизмов — диатомей, радиолярий и т.п.

В то же время, наблюдаемые карбонатные и фосфатные органогенные породы — известняки, ракушечники, органогенные фосфориты следует относить к **химико-органогенным** породам, равно как и «глобулярные трепелы, которые могут образовываться и химическим путем. Итак, выделяется промежуточная группа осадочных горных пород. Иногда для простоты все хемогенные и органогенные породы относят к одной группе — химико-органогенные.

Пирокластические породы (от греч. «пирос» — огонь и «кластос» — обломок), с одной стороны, имеют генетическую связь с вулканической ветвью процесса магматизма, по условиям образования и внешнему облику несут характерные черты осадочных пород. Твердые продукты вулканических извержений (вулканические бомбы, лапилли, песок и пепел), выброшенные в атмосферу, проецируются на Землю и далее в процессах денудации и аккумуляции ведут себя как вульгарный обломочный материал — продукт механического разрушения горных пород, формируя породы, внешне мало отличающиеся от обычных осадочных обломочных пород. Исключение составляют игнимбриты — породы, образованные из неостывших и поэтому спекшихся в единую массу твердых продуктов вулканической деятельности.

Пирокластические породы, как и обломочные, классифицируются по величине обломков. Так, вулканические бомбы имеют размер более 30 мм, лапилли — от 30 до 2 мм, вулканический песок — от 2 до 1 мм, вулканический пепел — менее 1 мм. Эти обломки в процессе диагенеза формируют туфогенные породы — туфоконгломерата, туфобрекчии, туфопесчаники и т.п.

Нередко в процессах денудации и аккумуляции вулканогенный материал смешивается с осадочным, в результате чего формируются **вулканогенно-осадочные породы**. Их принято разде-

лять на туфы, содержащие менее 10 % осадочного материала, туффиты, содержащие от 10 до 50 % осадков и туффогенные породы, имеющие более 50 % вещества осадочного генезиса. Следует отметить, что по сравнению с прочими группами осадочных горных пород распространенность пирокластических и вулканогенно-осадочных пород относительно невелика.

В заключение следует значение процессов осадконакопления для формирования месторождений полезных ископаемых. Скопления минеральных веществ, появившиеся в земной коре в результате процессов осадконакопления и последующего диагенеза, представляют собой месторождения полезных ископаемых осадочного генезиса. Они имеют огромное промышленное значение. По месту образования осадочные месторождения разделяются на морские, озерные, речные, болотные и континентальные. По характеру осадконакопления принято выделять механические, химические и биохимические осадочные месторождения. Они обладают рядом сходных черт внутреннего строения. Тела полезных ископаемых в них, являясь осадочными породами, имеют пластообразную форму и залегают согласно с вмещающими породами. Кроме того, они обычно занимают строго определенную стратиграфическую позицию, т.е. имеют определенный возраст.

Типичные представители механических осадочных месторождений — месторождения гравия, песка, песчано-гравийных смесей и глин, значение которых для стройиндустрии трудно переоценить. Особую ценность имеют россыпные месторождения, являющиеся источником многих ценных металлов (золото, олово, титан, вольфрам и т.д.) и минералов (алмазы, драгоценные камни и т.д.).

К классу хемогенных месторождений относятся полезные компоненты, возникшие в результате химического осаждения минеральных веществ из растворов. Они включают в себя месторождения минеральных солей, гипса, ангидрита, боратов, являющихся сырьем для химической промышленности. С ними же связаны многие месторождения марганца, железа, алюминия, урана и редких металлов.

К классу биохимических (или химико-органогенных) месторождений относятся месторождения карбонатных и кремнистых пород, фосфоритов, а также горючих полезных ископаемых, как твердых (горючие сланцы, ископаемые угли и т.п.), так жидких (нефть) и газообразных (газы углеводородного состава).

Значение процессов осадконакопления для формирования месторождений трудно переоценить. Осадочный генезис имеют все месторождения горючих ископаемых и минеральных солей. Кроме того, с ними связана весьма значительная часть запасов минеральных строительных материалов, а также весьма существенная часть ресурсов металлических полезных ископаемых, таких как руды марганца, алюминия, железа, урана, редких и благородных металлов.

ГЛАВА 6

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

6.1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАТЕРИКОВ

Неоднородность строения земной коры и ее отдельных зон связана с проявлением различных геологических процессов. Формирование земной коры протекало в различных ее частях не одновременно и не одинаково. В настоящее время отдельные блоки земной коры находятся на различных этапах развития и отличаются друг от друга составом и строением слагающих их толщ горных пород, направленностью и интенсивностью геологических процессов, происходящих в их пределах. В зависимости от направленности процессов на континентах выделяют геосинклинальные и платформенные области. Рассмотрение развития и строения земной коры в этих областях базируется на современной теории геосинклиналей.

6.1.1. Геосинклинали, их развитие и строение

Геосинклинали — это обширные линейные области земной коры высокой подвижности (мобильности) и проницаемости, в которых тектонические движения многообразны по интенсивности и направленности.

Идея геосинклинального развития земной коры континентов зародилась в связи с работами геологов шотландца Дж. Холла (1859 г.) и американца Дж. Дана (1873 г.). Первый высказал соображения о формировании узких подвижных поясов прогибания земной коры, накоплении в них мощных толщ осадков, под массой которых происходили дальнейшее прогибание и сжатие осадков в складки. Второй обратил внимание, что прогибы с мощными толщами осадков чередуются с зонами поднятий, особенно на границе континентов с океанами, и первым предложил называть эти прогибы геосинклиналями.

Развитие геосинклинальной теории было продолжено австрийцем Э. Зюссом (1875 г.), французами М. Бертраном и Э. Огом, которые стали выделять два главных типа областей в развитии земной коры. Э. Ог предложил различать подвижные зоны — геосинклинали и относительно более устойчивые жесткие элементы земной коры — континентальные площади (**платформы**, по А.Д. Архангельскому). В это же время в России А.П. Карпинский стал также выделять два главных типа областей в развитии земной коры. Позже им было доказано существование на платформах крупных областей прогибов — **синеклиз** и поднятий — **антеклиз**. В своих работах 1887—1894 гг. он показал, что платформы являются относительно устойчивыми областями, испытывающими медленные колебательные движения меньшей, по сравнению с геосинклиналями, амплитуды.

Современный вид геосинклинальная теория получила благодаря исследованиям А.Д. Архангельского (1932 г., 1948 г.), Г.Штилле (1913 г.) и Дж.М. Кей (1941 г.), Н.С.Шатского (1932 г., 1937 г., 1945 г.), К.И. Богдановича, Н.М. Страхова, В.В. Белоусова (1954 г.), А.А.Богданова, М.В.Муратова, А.В.Пейве, В.Е.Хаина, Ю.А. Косыгина и др.

Особенности строения геосинклиналей. Исследования геосинклинальных областей позвонили установить в их формировании следующие основные особенности:

- ♦ большие скорости, размах (амплитуда) и контрастность вертикальных движений земной коры, их глыбово-волновой характер, при котором разделенные разломами соседние зоны движутся во встречном направлении;
- ♦ интенсивное проявление складчатых и разрывных тектонических нарушений, развитие линейной складчатости, надвигов, шарьяжей;
- ♦ интенсивные землетрясения;
- ♦ большая (до 15—25 км) мощность осадочных горных пород, накопленных в прогибах, высокая изменчивость их фациального состава вкрест простирания геосинклинали;
- ♦ широкое развитие процессов магматизма и метаморфизма, а следовательно, магматических и метаморфических горных пород;

♦ повышенный геотермический градиент, свидетельствующий об увеличении теплового потока с глубиной.

Стадии развития геосинклиналей. В развитии геосинклиналей выделяется несколько стадий (рис. 6.1).

Первая — собственно геосинклинальная стадия — характеризуется возникновением (заложением) в определенных участках земной коры узких вытянутых зон планетарного масштаба, получивших название геосинклинальных областей. Эти области, отличающиеся высокой подвижностью земной коры и чрезвычайной активностью геологических процессов, разделяются на области прогибов (**интрагеосинклинали**) и поднятий (**интрагеоантиклинали**).

На этой стадии изначально наиболее интенсивно прогибается центральная зона геосинклинальной области, затем прогибание распространяется вширь, захватывая и краевые ее части. В прогибах образуются различные по составу породы. В глубоких частях прогибов, ограниченных сбросами, мутьевые потоки и придонные течения накапливают специфические для этой стадии осадки — флиши, представляющие собой тонкое чередование песчаников, глин (аргиллитов) и мергелей. В менее глубоких зонах прогибов, обычно расположенных в краевых частях геосинклинальной области, накапливаются карбонатные осадки.

Разломы активизируют магматические процессы, по ним из верхней мантии поднимаются магмы основного и ультраосновного состава. В результате в прогибах происходят подводные излияния, преимущественно трещинного типа, внедрение интрузий, возникают цепи вулканических гор. По мере развития геосинклинальной области изливающиеся лавы основного состава сменяются более кислыми. Накапливаются также пирокластические (вулканогенно-обломочные) породы. Общая мощность осадочно-вулканических толщ, возникающих в эту стадию развития земной коры, нередко достигает нескольких тысяч метров.

Скорость прогибания вначале очень высокая, но по мере развития геосинклинальной области снижается, а площадь прогибания, напротив, расширяется, что ведет к разрастанию трансгрессии не только в пределах самой геосинклинальной системы, но и в прилегающих областях. Рельеф на этой стадии довольно низкий — относительно плоские острова разделяют морские впадины.

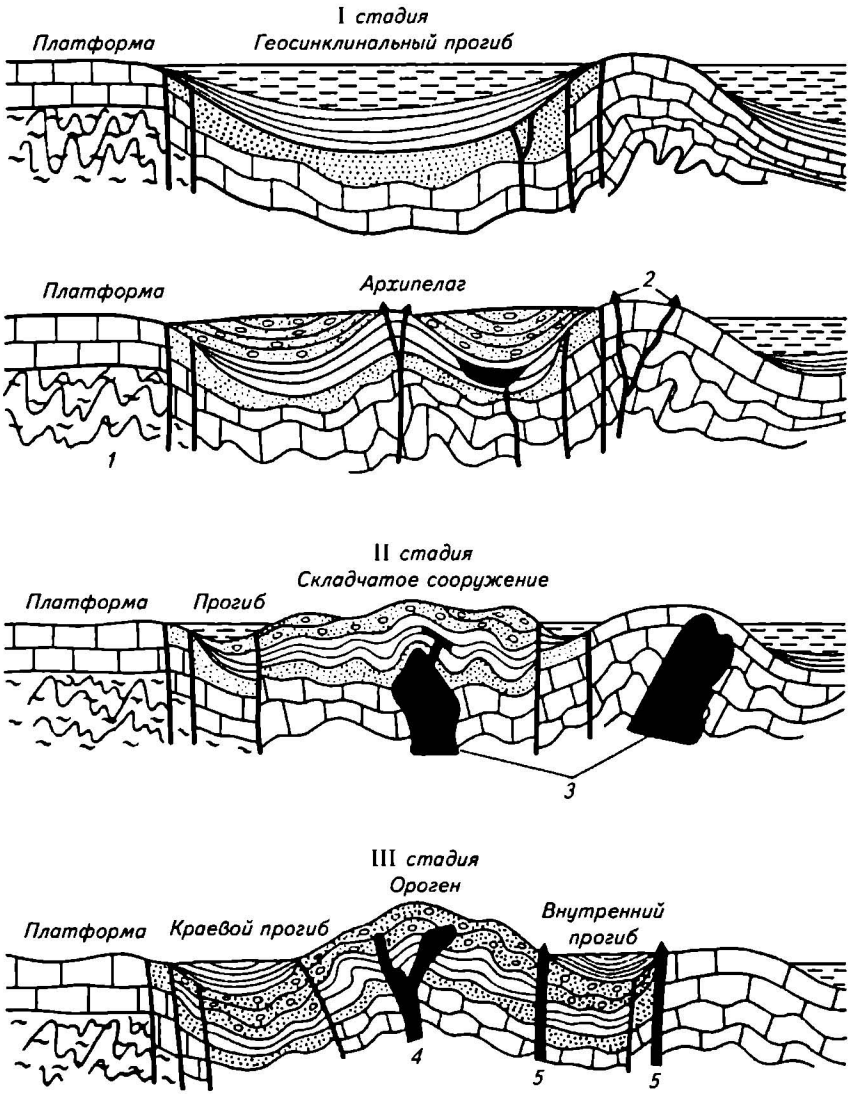


Рис. 6.1. Стадии формирования геосинклиналей (по М.М. Жукову):
1 — пластовые тела основных интрузий; *2* — вулканы основного состава; *3* — интрузии основных, средних и кислых пород; *4* — малые интрузии основных и кислых пород; *5* — вулканы, связанные с разломами

Характерные черты первой стадии развития геосинклиналей — общее погружение, накопление мощных толщ осадочных горных пород, преобладание эффузивного магматизма над интрузивным. Длительность стадии весьма значительная — нередко более одной геологической эры.

Вторая — стадия инверсии — начинается с момента, когда в прогибах накапливается мощная (8—15 км) толща пород и тенденция к погружению области постепенно сменяется воздыманием при сохранении общего волнообразного колебательного характера движения земной коры. Поднятия зарождаются первоначально в осевых частях центральных прогибов, затем они распространяются в стороны и охватывают всю геосинклинальную область, которая как бы выгибается, причем более всего в центральной части, в результате происходит инверсия — обращение геосинклинали в геоантиклиналь.

Как и на стадии погружения, скорость воздымания отдельных зон и блоков непостоянна в различных частях геосинклинальной области и может изменяться в ходе инверсии. Различные скорости движения отдельных блоков способствуют функционированию разломов, по которым продолжает поступать магма. Однако, эффузивный магматизм этой стадии сменяется преимущественным внедрением интрузий — сначала гипабиссальных, а затем абиссальных. С течением процесса состав магмы изменяется и она становится все более кислой.

Поднятие геосинклинальной системы осуществляется длительное время. В прогибах, где сохраняются моря, накапливаются, в основном, тонкообломочные осадки, при диагенезе которых образуются глины и алевролитовые песчаники (в морских или лагунных условиях). Эти отложения в зависимости от климата могут быть угленосными (влажный климат) или соленосными (сухой климат).

Одновременно с поднятием накопившиеся в предыдущую стадию толщи горных пород подвергаются деформациям — сминаются в складки и разрываются тектоническими нарушениями. Характерно повсеместное развитие складок, преимущественно линейного типа различного масштаба (от мельчайших до огромных лежачих складок с амплитудой многие километ-

ры), и образование надвиговых разрывов, вдоль крупнейших из которых полого двигавшиеся пластины многокилометровой протяженности перемещаются на значительные расстояния. С образованием складок и разрывных нарушений одновременно протекают процессы метаморфизма и магматизма.

Длительность второй стадии по сравнению с первой невелика. Она протекает в несколько этапов, называемых фазами складчатости, которые разделяются периодами относительного спокойствия.

Третья — орогенная (горообразующая) стадия геосинклинального развития начинается с общего воздымания области. Территория геосинклинальной области полностью становится сушей. В движение вверх вовлекаются соседние с геосинклинальной областью стабильные участки земной коры. Характер движения земной коры меняется с волнообразно-колебательного на блоковый. Отдельные, достаточно жесткие глыбы движутся по относительно вертикальным разломам. Этот тип движений в геологии получил название **глыбовой тектоники**.

На этой заключительной стадии происходит новая активизация эффузивного вулканизма и сейсмических явлений. Магматизм приобретает, в основном, характер вулканизма центрального типа. Влияние глубинных разломов проявляется в цепочечном расположении вулканов и нередко в одновременном возобновлении извержений. Изменяется и состав лав: они представлены лавами среднего (андезитового) и кислого состава (риолиты, кварцевые порфиры). На данном этапе развития геосинклинальная область превращается в высокогорную страну. С поднятием возрастает роль экзогенных процессов, особенно эрозии, и речные потоки разрезают, распиливают поднимающуюся область на горные хребты. Широкое распространение получают гигантские по масштабам оползневые деформации горных склонов, осложняющие условия залегания пород, участвующих в этих деформациях.

Продукты денудации горно-складчатого сооружения частично накапливаются в межгорных котловинах, но, в основном, выносятся за его пределы. Во впадинах и прогибах в кон-

тинентальных условиях накапливаются обломочные породы — конгломераты, галечники, пески, песчаные глины. Мощность этих отложений может достигать 8—10 км и более.

Процессы денудации по мере замедления вертикальных движений разрушают горную страну, превращая ее из высокогорной в низкогорную и, наконец, в холмисто-равнинную складчатую страну. В результате денудации горно-складчатое сооружение срезается до «корней» и на поверхность Земли выводятся комплексы пород, образовавшиеся в глубоких зонах метаморфизма (кристаллические сланцы), ультраметаморфизма (мигматиты) и гранитизации.

В ходе развития геосинклинальной области происходят:

- формирование мощных осадочных и вулканических толщ;
- развитие складчатости и метаморфизма;
- внедрение комплекса интрузий магматических пород от основных (габбро-диабазов) до кислых (гранитов).

С различными стадиями развития геосинклинальных областей связано формирование магматогенных месторождений полезных ископаемых. Так, к основным и ультраосновным магматическим извержениям приурочено формирование месторождений медно-никелевых, платиновых, титан-магнетитовых и хромитовых руд. В процессе внедрения кислых магм на стадии инверсии, осложненной региональным и контактовым метаморфизмом, формируются скарновые, грейзеновые и гидротермальные месторождения медных, вольфрам-молибденовых, оловянных, сурьмяно-ртутных, золотых и урановых руд.

Геосинклинальные процессы характеризуются существенным преобразованием коры и возникновением материковой земной коры на месте океанической. Формируется достаточно протяженный и мощный комплекс гранитно-метаморфических пород, слагающих верхний слой материков земной коры. Если же геосинклинальные системы прогибов были заложены на земной коре материкового типа за счет разламывания и раздвигания блоков гранитно-метаморфического слоя, то в процессе

геосинклинального развития происходило утолщение этого слоя. В отдельных участках земной коры геосинклинальное развитие протекало в 2—3 цикла.

Геосинклинальные области характеризуются линейной складчатостью, развитием напряженных деформаций, возникновением сланцеватости, кливажа течения, различных форм динамометаморфизма, а также глубинными разломами и разрывными нарушениями (шарьяжи, сдвиги).

Строение геосинклинальных областей. Главные структурные элементы, слагающие эти области, — **антиклинории и синклинории**. Они формируют соответственно антиклинорные и синклинорные зоны. Крупные сооружения антиклинальной формы внутри складчатой области, состоящие из антиклинориев и синклинориев, образуют **мегантиклинории** (Урал, Большой Кавказ), а синклинальной формы — **мегасинклинории** (от греч. «мега» — большой).

Внутри геосинклинальных областей выделяются устойчивые жесткие массивы более древнего формирования, не затронутые последующей складчатостью, — **срединные массивы**, в которых отмечается сокращенный разрез геосинклинальных формаций или он заменен слабодислоцированными платформенными образованиями. На заключительных этапах формирования геосинклиналей срединные массивы поднимаются на одних участках и опускаются на других, образуя при этом поднятия или межгорные впадины.

Эпохи складкообразования. В различных частях материков этапы геосинклинального тектонического развития часто заканчиваются образованием горно-складчатых сооружений. В результате определенные блоки земной коры из геосинклинального режима переходят в платформенный. В истории развития земной коры выделяют десять эпох складкообразования: саамскую, беломорскую, карельскую, сатпурскую (закончились к началу позднего протерозоя), байкальскую (от середины протерозоя до начала кембрия), каледонскую (от позднего протерозоя до силура — девона), герцинскую (с ордовика — девона до позднего триаса), мезозойскую (с конца палеозоя до позднего мела), альпийскую и тихоокеанскую (с перми до наших дней). Последние две эпохи иногда объединяют в одну — юноальпийскую.

6.1.2. Платформы, их развитие и строение

Платформы — это обширные полигональные участки земной коры, прошедшие стадии геосинклинального развития, утратившие способность к интенсивным тектоническим движениям и сформировавшие жесткие монолитные континентальные глыбы.

Главная особенность платформ — двухэтажное строение (рис. 6.2). Нижний структурный ярус (этаж) называется фундаментом. Он представляет собой эродированное складчатое сооружение, которое возникло в доплатформенный (геосинклинальный) этап развития данного региона. Фундамент сложен сильнодислоцированными и метаморфизованными горными породами с многочисленными разрывными нарушениями. Верхний структурный этаж называется платформенным чехлом. Он сложен пологозалегающими и почти не дислоцированными осадочными или эффузивными породами. Чехол формируется в платформенный этап развития данного региона.

Платформы по возрасту фундамента делятся на древние и молодые. У древних платформ фундамент сформировался в докембрийские эпохи складчатости. Н.С. Шатский предложил платформы называть по возрасту их фундамента с приставкой «эпи» (от греч. «эпи» — после, над). Согласно этому, древние платформы называются эпипротерозойскими.

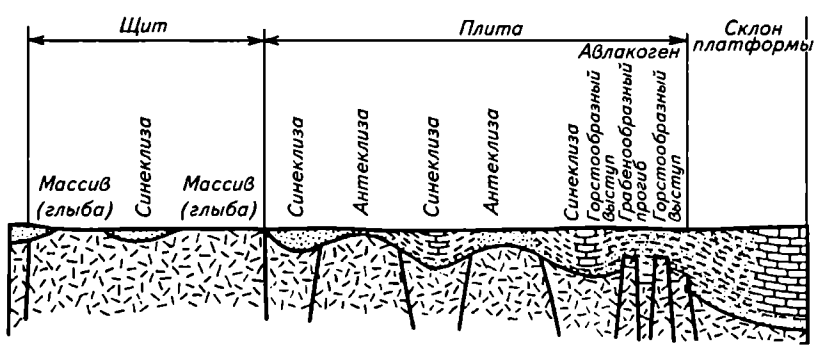


Рис. 6.2. Структурные элементы платформ

У молодых платформ (плит) фундамент сформировался в ту или иную эпоху складчатости палеозоя или мезозоя (эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские и др.).

Характерные особенности платформ:

- в целом, равнинный рельеф;
- медленные и слабоконтрастные колебательные движения земной коры, с которыми связаны морские трансгрессии и регрессии;
- небольшая мощность пород осадочного чехла, обычно не превышающая 2—4 км (в районе Санкт-Петербурга около 200 м, Москвы — 1600 м);
- однообразный состав осадочных пород — карбонатные и песчано-глинистые морские отложения, континентальные красноцветные песчано-глинистые, соленосные и гипсоносные породы;
- почти горизонтальное залегание осадочной толщи, осложненное прерывистой складчатостью;
- слабый магматизм; эффузивный и интрузивный магматизм проявлялся лишь на некоторых платформах вдоль глубинных разломов, пересекающих фундамент и чехол (например, траппы — трещинные излияния основного и ультраосновного состава, интрузии ультраосновного — щелочного состава);
- отсутствие проявлений регионального метаморфизма, ограниченные — контактового;
- низкий геотермический градиент.

В развитии платформ выделяют два этапа. Первый этап — прогибание платформы, начало трансгрессии моря, более позднее, чем в соседних геосинклиналях, накопление морских осадков. Затем происходят дробление фундамента разломами и перемещение его отдельных глыб, что приводит к формированию прерывистых складок и пониженных участков. Этот этап сменяется этапом поднятия и регрессией моря. В заливах и лагунах формируются угленосные или соленосные отложения. Платформа испытывает общее поднятие, почти полное осушение, завершается формирование различных по форме платформенных складок.

Для платформ, таким образом, характерны прерывистая складчатость, а также глыбовые нарушения, которые сочетаются с обширными сводовыми поднятиями и впадинами. Типичным для платформ является унаследованность структур фундамента и чехла.

Строение платформ. В пределах платформ по характеру залегания пород фундамента и строению осадочного чехла выделают структурные элементы различных порядков. Фундамент платформы может выходить на поверхность или залегать на большой глубине, а осадочный чехол — полностью отсутствовать или иметь различную мощность.

Выступы докембрийского фундамента на поверхности древних платформ, занимающие значительные площади и характеризующиеся длительным воздыманием, называются **щитами** (Балтийский, Украинский, Алданский, Анабарский). Обычно они не имеют осадочного покрова.

Протяженные (до 200 км), узкие и глубокие тектонические рвы, заложенные над глубинными разломами, называются **авлакогенами** (от греч. «авлакан» — борозда). Они выполнены осадочными породами, относящимися к переходному комплексу (между фундаментом и собственно осадочным чехлом). Эти толщи сложены красноцветными отложениями (песчаниками, алевролитами, конгломератами, карбонатными и вулканогенными породами) молассовой формации.

Опущенные участки фундамента платформы, перекрытые осадочным чехлом различной мощности, называются **плитами** (Русская, Туранская и др.) В пределах плит по уровню залегания фундамента выделяются антеклизы и синеклизы.

Антеклизы — области поднятий относительно неглубокого залегания фундамента, перекрытые маломощным осадочным чехлом и имеющие антиклинальную форму изгиба поверхности (Воронежская). **Синеклизы** — области впадин, соответствующие глубокому залеганию фундамента, заполненные мощной толщей осадочных пород и имеющие синклинальную форму изгиба поверхности (Московская, Тунгусская). Для синеклиз характерны большие размеры, изометричные очертания, пологое падение крыльев.

В выделенных структурных элементах фиксируются структуры более высокого порядка. Например, склоны антеклиз и синеклиз часто осложнены **валами** — пологими поднятиями и **флексурами** — изгибами складок, отражающими глубинные разломы (Жигулевская флексура). Еще более мелкие структурные элементы, осложняющие синеклизы, антеклизы, валы и флексуры, — **локальные поднятия и соляные купола**.

Сочленение геосинклинальных и платформенных областей выражается тремя тектоническими формами: краевыми швами, краевыми прогибами и реже — вулканическими поясами. Тип структуры сочленения зависит от особенностей процесса превращения геосинклинальной зоны в складчатую.

Краевые швы — узкие зоны глубинных разломов, располагающиеся на границе геосинклинальной области и щита платформы. **Краевые прогибы** — зоны соприкосновения погруженных участков платформ с геосинклинальными системами. Известны альпийские (Предкарпатский, Предкавказский), мезозойские (Предверхоянский) и герцинские (Предуральский и др.) краевые прогибы. **Вулканические пояса** закладываются на краевых частях молодой платформы и окаймляющей ее геосинклинали, находящейся на начальной стадии развития.

Эпиплатформенный орогенез. Для платформ, в целом, характерен равнинный рельеф, однако в некоторых внутренних областях платформ, в действительности, наблюдаются настоящие горные сооружения.

Эпиплатформенный орогенез — процессы формирования горного рельефа на платформах. Сущность этих процессов в том, что по разломам, возникшим в теле платформы, отдельные блоки поднимаются на значительную (3000—8000 м) высоту. Между поднимающимися блоками возникают депрессии, впадины. В результате на участках эпиплатформенного орогенеза, как и на заключительной стадии развития геосинклинальных областей, резко усиливаются экзогенные процессы. Эрозия речных потоков расчленяет поднимающиеся блоки на систему хребтов, в образующиеся депрессии сносится обломочный материал.

Охваченные эпиплатформенным орогенезом регионы имеют своеобразную историю развития. Так, Северный Тянь-Шань после каледонской, а Южный Тянь-Шань после герцинской складчатости фактически превратились в платформы. В течение конца палеозоя, всего мезозоя и начала палеогена Тянь-Шань развивался как типичная платформа: горы были эродированы и на их месте образовалась всхолмленная равнина (типа Центрального Казахстана). С конца палеогена, в неогене и четвертичном периоде молодая платформа испытала значительную активизацию. Появились разломы, по которым происходили интенсивные перемещения блоков земной коры сводово-глыбового характера с амплитудой 3—3,5 км. Увеличились амплитуды и контрастность колебательных тектонических движений. Вертикальные амплитуды движений достигли 9—10 км. По пересекающему Тянь-Шань Талассо-Ферганскому разлому произошло сдвиговое смещение с амплитудой в несколько километров. На месте платформы возник высокогорный рельеф современного Тянь-Шаня. Процесс этот, судя по высокой сейсмичности, продолжается и в настоящее время. Аналогично проявилась и тектоно-магматическая активизация Алтая.

Необычное тектоническое развитие ряда горно-складчатых сооружений сводово-глыбового характера явилось основанием для выделения их в группу **активизированных платформ**. Процессам активизации платформ принадлежит важная роль в формировании ряда месторождений полезных ископаемых. По данным В.Е. Хаина, эти области занимают 26 % поверхности материков и 90 % площади горных хребтов высотой более 1000 м. Таким образом, по площади эпиплатформенные орогенные пояса в настоящее время превосходят эпигеосинклинальные.

6.1.3. Тектоническое районирование материков

В пределах земной коры, на материках (рис. 6.3) выделяются **древние платформы**, составляющие как бы ядро материков, и **молодые платформы**, имеющие все признаки платформ, в частности, двухъярусное строение. Складчатое осно-

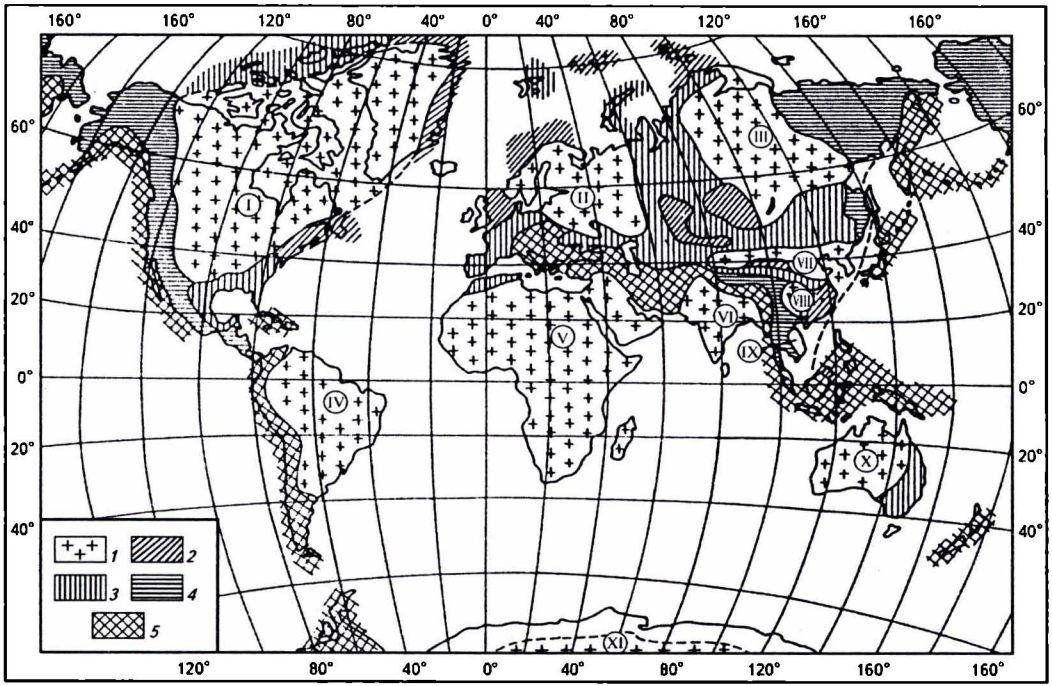


Рис. 6.3. Тектоническое районирование материков:
1 — докембрийские платформы; *2* — эпикаледонские платформы; *3* — эпигерцинские платформы; *4* — эпимезозойские области; *5* — области альпийской складчатости. *Платформы:* I — Североамериканская, II — Восточно-Европейская, III — Сибирская, IV — Южноамериканская V — Африкано-Аравийская, VI — Индийская, VII — Восточно-Китайская, VIII — Южно-Китайская, IX — Индо-Синийская, X — Австралийская, XI —Антарктическая

вание молодых платформ сформировалось в палеозойские (каледонскую и герцинскую) эпохи складкообразования, вследствие чего они называются соответственно **эпикаледонскими** и **эпигерцинскими**.

Наряду с ними, есть и более молодые складчатые области, геосинклинальное развитие которых продолжалось не только в палеозое, но и в течение почти всего мезозоя. Эти области, по существу, являются эпимезозойскими платформами. В их пределах над складчатым основанием еще не успел образоваться мощный осадочный чехол. Рельеф этих областей, как правило, сильно расчлененный, а складчатые комплексы почти повсеместно выведены на поверхность. Поэтому по отношению к областям мезозойской складчатости избегают применять термин «платформа», хотя они представляют собой основание платформы в ранней стадии существования. Эти области именуют **мезозойскими горно-складчатыми сооружениями, или мезозоидами**.

Подобно мезозоидам, участки, где палеозойские складчатые комплексы непосредственно выходят на поверхность и рельеф местности достаточно расчленен, т.е. области, которые следовало бы по аналогии с древними платформами называть щитами, обычно именуют **каледонскими** и **герцинскими горно-складчатыми сооружениями — каледонидами** и **герцинидами**.

Современные геосинклинальные области — это подвижные части земной коры, где еще протекают процессы горообразования. Геоморфологически — это высокогорные области на континентах с большой контрастностью рельефа, а также горные сооружения, растущие со дна морей и океанов в виде гряд островов. Для современных геосинклинальных областей характерна высокая интенсивность проявления всех геологических процессов, как экзогенных, так и эндогенных.

Таким образом, материки состоят из блоков, сформировавшихся в различные эпохи складкообразования и находящихся на различных стадиях развития. В свою очередь, эти блоки состоят из более мелких положительных и отрицательных структурных форм, образованных в результате складчатых или разрывных движений земной коры.

6.1.4. Тектоническое районирование территории СНГ

Тектоническое районирование территории СНГ, по существу, представляет собой разделение значительной части континента Евразия на отдельные структурные элементы: платформы и складчатые области. Территория СНГ характеризуется сложным геологическим строением, обобщенное представление которого дает тектоническая карта. К настоящему времени составлено несколько вариантов Тектонической карты России и сопредельных государств, в которых отражены основные идеи различных геологических направлений.

Наибольший интерес представляют карты, изданные под редакцией Н.С. Шатского, Н.А. Беляевского, А.А. Богданова, М.В. Муратова, А.В. Пейве, В.Е. Хаина, А.Л. Яншина. В данной работе тектоническое районирование территории СНГ дано по упрощенному варианту с учетом современных идей и новейших данных, которые отражены в детальных тектонических картах, изданных к XXVII Международному геологическому конгрессу (Москва, 1984 г.).

Главный принцип тектонического районирования территории СНГ — выделение областей по возрасту складчатости, т.е. по времени превращения складчатой геосинклинальной области в платформу. Этот принцип, сформулированный Н.С. Шатским, в последние годы дополнен (А.В. Пейве, А.Л. Яншин, Л.П. Зоненшайн и др.) идеей выделения областей по времени окончательного формирования гранитного слоя, исходя из представления направленного геосинклинального развития земной коры от коры океанического типа к коре материкового типа.

На тектонической карте СНГ (рис. 6.4) в соответствии с изложенным принципом выделен ряд областей складчатости (цифрами в скобках показано их местоположение на карте).

I. **Докембрийские** (допозднепротерозойские) — Восточно-Европейская (1) и Сибирская (2) платформы; 1а, 1б, 2а, 2б — щиты, соответственно Балтийский, Украинский, Анабарский, Алданский.

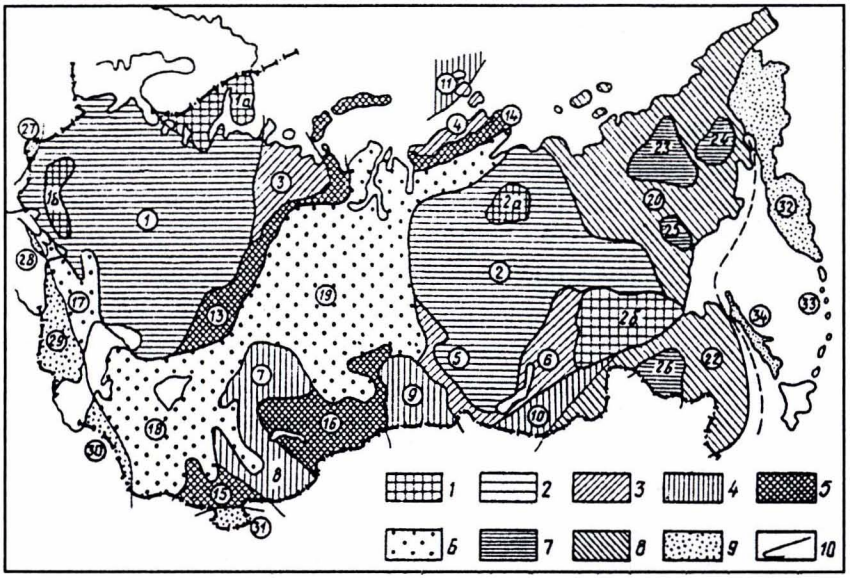


Рис. 6.4. Схема тектонического районирования территории СНГ:
1 — щиты на древних платформах; *2* — области докембрийской складчатости под платформенным чехлом; *3* — области байкальской складчатости; *4* — области каледонской складчатости; *5* — области герцинской складчатости; *6* — эпигерцинские платформы; *7* — срединные массивы в областях мезозойской складчатости; *8* — области мезозойской складчатости; *9* — области альпийской складчатости; *10* — границы структурных элементов; названия структурных элементов (1— 34) приведены в тексте

II. **Байкальские** (позднепротерозойские) — Тимано-Печорская (3), Северо-Таймырская (4), Саяно-Енисейская (5), Байкальская (6).

III. **Каледонские** (раннепалеозойские) — западная часть Центрального Казахстана (7), Северо-Тяньшанская (8), Западно-Саянская, Кузнецкий Алатау (9), Селенгино-Яблоневая (10), Северная Земля (11).

IV. **Герцинские** (позднепалеозойские) — Новая Земля (12), Уральская (13), Южно-Таймырская (14), Южно-Тяньшанская (15), Восточная часть Центрального Казахстана и Алтай (16); эпигерцинские плиты — Скифская (17), Туранская (18), Западно-Сибирская (19).

V. **Мезозойские** — Верхояно-Чукотская (20), Монголо-Охотская (21), Сихотэ-Алинская (22); срединные Колымские (23), Смоленский (24), Охотский (25), Буреинский (26).

VI. **Кайнозойские** (альпийские) Средиземноморского пояса — Восточно-Карпатская (27), Горный Крым (28), Кавказская (29), Копетдагская (30), Памирская (31).

VII. **Кайнозойские** Тихоокеанского пояса — Камчатско-Корякская (32), Курильские и Командорские острова (33), Сахалинская (34).

Разновозрастные геосинклинальные области объединяются в три складчатых пояса, разделяющих и обрамляющих древние платформы: Урало-Монгольский пояс палеозойской складчатости, в котором завершилось формирование континентальной коры; Средиземноморский альпийской складчатости и Тихоокеанский мезо- и кайнозойской складчатости.

Особенности современного рельефа. Современный рельеф — это результат сложного взаимодействия денудации и орогенеза. Крупные неровности рельефа, сформированные в докембрии, палеозое и частично в мезозое, благодаря денудации, снивелированы. Высокогорный рельеф возник в результате кайнозойских движений, которые протекают и в настоящее время.

Разнообразие тектонического строения обусловило сложность и многоликость форм рельефа территории России и сопредельных государств. Рельеф территории СНГ включает в себя высокогорные зоны (15 % площади), обширные равнины, низменности, плоскогорья и возвышенности. Перепад высот в пределах территории СНГ составляет более 7600 м: высочайшей точкой является пик Коммунизма (7495 м) на Памире, а наиболее низкой — впадина Карагие (–132 м) на п-ве Мангышлак в Прикаспии.

Территории равнин и низменностей соответствуют древним (Восточно-Европейская, Сибирская) и молодым (Западно-Сибирская, Туранская) платформам. Возвышенные участки совпадают с положительными структурами платформ — щитами, антеклизами, поднятиями. Понижения рельефа приурочены к пред- и межгорным равнинам, котловинам, синеклизам.

Высокогорный рельеф характерен для областей мезо- и кайнозойской складчатости, а также для южной части Урало-Монгольского пояса, испытывающей эпиплатформенный орогенез. Высокогорный пояс на юго-западе СНГ представлен кайнозойскими структурами Восточных Карпат, Горного Крыма, Кавказа, Копет-Дага и Памира. Отметки вершин составляют: Малого Кавказа (Арагац — 4095 м), Большого Кавказа (Эльбрус — 5633 м, Казбек — 5047 м), Памира (пик Коммунизма — 7495 м).

В пределах Урала области палеозойской складчатости имеют относительно невысокие отметки (Народная — 1894 м, Юрма — 1002 м). На южных рубежах СНГ, где проявился эпиплатформенный орогенез, палеозойские области входят в систему его высокогорного обрамления (пик Ленина — 7134 м, пик Победы — 7439 м на Тянь-Шане, Белуха — 4506 м на Алтае).

На северо-востоке России мезозойские складчатые структуры представлены горными хребтами (Верхоянским, Чукотским, Анюйским и Черского) с высотными отметками 2500—3000 м.

Кайнозойские складчатые сооружения Камчатки, Сахалина и Курильских островов на востоке страны имеют весьма расчлененный рельеф с перепадом высот от 200 м до 1500—3000 м. Высочайшие вершины Камчатки — сопки Ичинская — 3267 м, Ключевская — 4850 м, Авачинская — 2731 м; Курильских островов — вулкан Алаид — 2339 м; Сахалина — гора Лопатина — 1609м.

6.2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН

В структуре океанического дна в настоящее время выделяют: срединно-океанические хребты, океанические платформы и периферические переходные к материкам зоны океана.

6.2.1. Срединно-океанические хребты

Главная особенность рельефа океанического дна — планетарная система срединно-океанических хребтов, которая протягивается на 80 тыс. км через все океаны Земли. Эти хребты за-

нимают около 1/3 площади океанического дна. Однако не все они в точности отвечают общей закономерности, т.е. являются «срединными», некоторые из них продолжаются на материках и, следовательно, не являются строго океаническими (Аравийско-Индийский и Восточно-Тихоокеанский хребты).

Положение, близкое к срединной линии, занимают хребты Северного Ледовитого, Атлантического и Индийского океанов (рис. 6.5). Они воздымаются над ложем океанического дна на 3,5—4 км при ширине от 80 до 200 км. Хребты Тихого океана — Южно- и Восточно-Тихоокеанский не являются строго срединными. Они расположены в юго-восточной части океана, близко к Антарктиде и Америке. Высота их не превышает 1,0—1,5 км, ширина 2500—3000 км. Вследствие этого хребты слабо выделяются в рельефе океана.

Вдоль осевой части хребтов тянутся цепи узких и глубоких грабенов, окаймленных горными кряжами и желобами с отвесными склонами, получившие название **рифтовых зон**. Рифтовые зоны четко выражены в срединных хребтах Атлантического и Индийского океанов. В хребтах Тихого океана они либо отсутствуют, либо тянутся прерывистой цепочкой.

В широтном направлении срединные хребты разделены на блоки и смещены по горизонтали. Эти поперечные разрывы — **трансформные разломы** делают простирание хребтов прерывистыми и производят горизонтальные смещения осевых рифтов на сотни километров (рис. 6.6).

Срединно-океанические хребты сложены, главным образом, магматическими породами основного и ультраосновного состава (габбро, диабазы, перидотиты, пироксениты, дуниты), в разной степени метаморфизованными. Тонкий осадочный покров увеличивается по мощности в направлении от осевых зон к подножию. В этом же направлении становится более древним и возраст отложений. Почти всюду осадочные покровы подстилаются молодыми базальтовыми лавами.

Для срединно-океанических хребтов характерна высокая сейсмичность с неглубокими очагами землетрясений, что свидетельствует об интенсивном тектоническом развитии этих

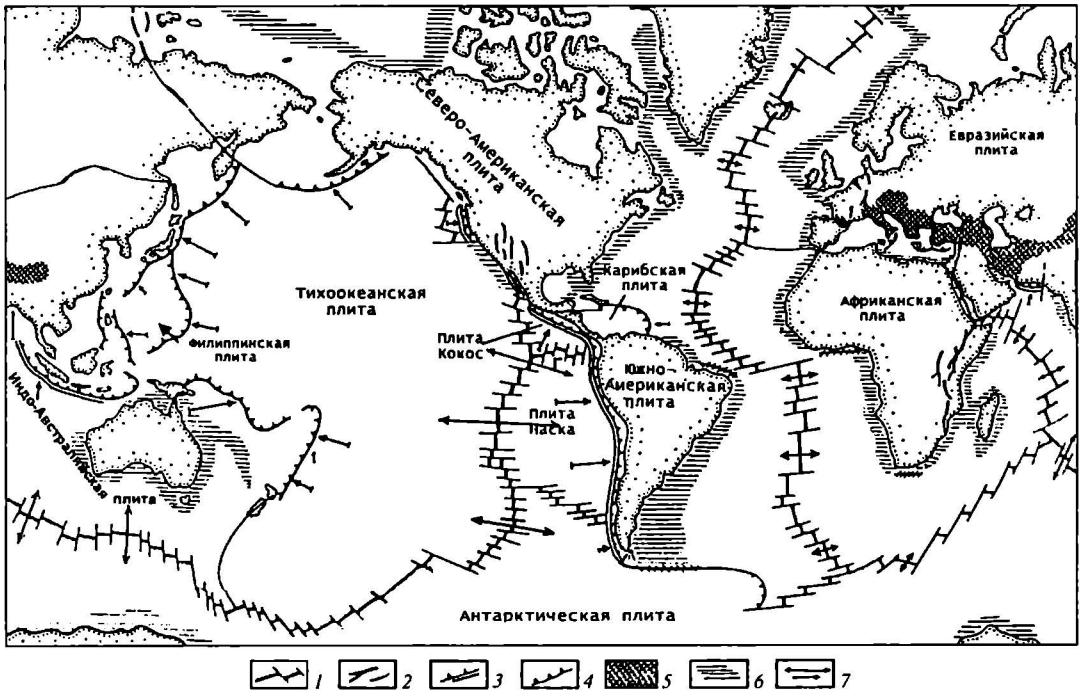


Рис. 6.5. Схема расположения литосферных плит (по В.Е. Хаину и М.Г. Ломидзе):
1 — осевые рифтовые зоны срединно-океанических хребтов (зоны спрединга) и трансформные разломы; *2* — континентальные рифтовые зоны; *3—4* — зоны субдукции: *3* — приконтинентальные, *4* — островодужные; *5* — пассивные континентальные окраины; *6* — столкновение континентальных плит (зоны коллизии); *7* — векторы относительных движений литосферных плит

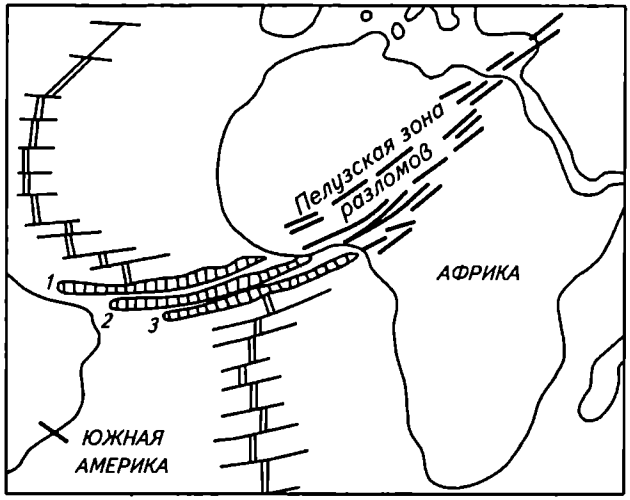


Рис. 6.6. Продолжение магистральных трансформных разломов экваториальной Атлантики на Африканский континент (по Д. Ниид, Дж. К Холлу, Я.Г. Кацу).

Разломы: *1* — Сан-Паулу, 2 — Романш, 3 — Чейн

образований. Замерами динамических параметров очагов землетрясений установлено, что в рифтовых зонах преобладает растяжение. Для осевой зоны срединных океанических хребтов характерен очень высокий (в 7 раз выше нормального) тепловой поток. Сейсмическими исследованиями выявлено, что под рифтовыми зонами мантия вздута и разуплотнена в пределах полосы шириной 400—800 км.

Зоны срединно-океанических хребтов характеризуются проявлениями сложных эндогенных процессов. Выделение здесь большого количества энергии (как и в геосинклиналях) вызывает различные преобразования: механические (дробление пород, землетрясения, сдвиги); тепловые (проявления вулканизма, интрузии, усиленный тепловой поток); физико-химические (дифференциация магмы, метаморфизм, гидротермальные процессы). Ряд исследователей полагает, что в пределах системы срединно-океанических хребтов формируется кора океанического типа.

Рифтовые зоны аналогичны, по мнению некоторых ученых геосинклинальным областям. Их называют **геоантиклиналями**. Изучение полосовых магнитных аномалий, замеры возраста и мощности осадочных горных пород вкрест простирания рифтов делают обоснованным предположение о растяжении литосферы. Это позволяет считать, что срединно-океанические хребты играют исключительно важную роль в формировании молодой земной коры.

6.2.2. Океанические платформы

Океанические платформы — талассократоны (от греч. «талясса» — море, «кратос» — сила) занимают свыше 60 % площади дна океанов. Мощность земной коры здесь согласуется с рельефом и колеблется от 5 до 15 км. Талассократоны ограничены континентальными склонами и глубоководными желобами с одной стороны и срединно-океаническими хребтами — с другой. В этих границах значительная часть океанического дна занята океанскими асейсмичными плитами, которые выражены в рельефе абиссальными равнинами, состоящими из котловин и внутриплитных поднятий.

Котловины имеют относительно маломощный (десятки—сотни метров) осадочный чехол, сложенный илами, глинами и карбонатами. На фоне котловин нередко выделяются вулканические горы — гайоты (до 500 м), имеющие плоские вершины и часто рифовые постройки.

Внутриплитные поднятия образуют подводные банки или острова с превышением рельефа 2,5—3 км и мощностью коры до 25—30 км. Примерами могут служить поднятия Шатского в Тихом океане и Брокен — в Индийском. К этому типу структур относятся и архипелаги вулканических островов, вытянутых вдоль определенных линий (Гавайская гряда, простирающаяся с северо-запада на юго-восток). В этом же направлении фиксируется последовательное омоложение вулканических пород, слагающих острова.

В пределах талассократонов отсутствуют следы складчатости. Основные структуры — внутриплитные сводовые поднятия и котловины осложнены дизъюнктивными нарушениями и проявлениями вулканизма.

В геологическом строении океанических платформ участвуют морские осадки небольшой мощности, которые ниже сменяются более плотными осадочными породами (глинами, известняками, диатомитами) и вулканогенными образованиями. В основании океанических платформ залегает базальтовый слой, представленный серпентинизированным габбро и перидотитами. Возраст наиболее древних пород не превышает позднеюрский.

Талассократоны и срединно-океанические хребты пересекаются системой широтных сдвигов с амплитудой смещения от 150 до 185 км. Такие разломы называются трансформными. В рельефе дна они выражены уступами высотой до 3 км или сериями вытянутых по их простиранию горстов и грабенов.

К разломам приурочены конусы подводных вулканов и вулканические острова, количество которых на площади развития талассократонов весьма велико. Плоские вершины вулканов погружены на значительные глубины (300—2300м), что свидетельствует об опускании океанического дна.

6.2.3. Периферические переходные зоны

Эти зоны представляют собой основные шовные структуры Земли, по которым соприкасаются материковый и океанический типы земной коры (рис. 6.7). Периферические зоны океанов включают в себя окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба. **Окраинные моря** резко асимметричны. Со стороны материка дно погружается постепенно, у островной дуги отмечается максимальная глубина. **Островные дуги** — это сооружения с еще не завершенной складчатостью, вдоль которых расположены цепочки действующих вулканов, изливающих андезитовую лаву. **Глубоководные желоба** — узкие (2—5 км) и глубокие (8—11 км) впадины, связанные с глубинными разломами, полого падающими под материк на глубину до 700 км (зоны Заварицкого — Беньофа). Они служат структурной границей между материками и океанами, на которой происходит смена типов земной коры.

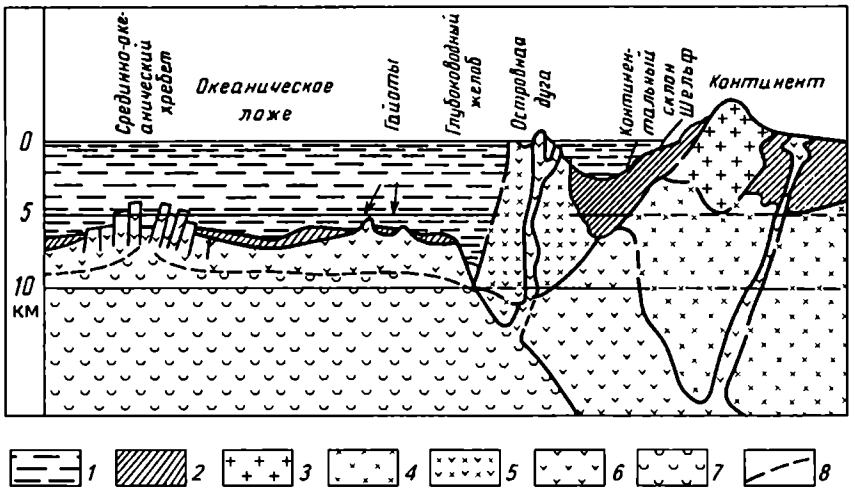


Рис. 6.7. Структуры сочленения периферических переходных зон:
1 — вода океана; *2* — осадочный слой; *3* — гранитные массивы; *4* — гранитный слой; *5* — смешанные породы; *6* — базальтовый слой; *7* — верхняя мантия; *8* — граница Мохо

Строение и мощность земной коры в периферических областях, не имеющих островных дуг и состоящих из шельфа и материкового склона, достаточно однородны. Мощность осадочных пород, небольшая на шельфе, резко увеличивается под материковым склоном. Осадочный покров подстилается корой материкового типа. В океане, у подножия материкового склона, она сменяется океанической корой. Здесь мощность ее на расстоянии 200 км уменьшается от 30—35 км на шельфе до 10—12 км в океане за материковым склоном. Наиболее резко снижается мощность коры на материковом склоне. Аналогично построена земная кора у побережий, где имеются глубоководные желоба, но нет островных дуг (Южная Америка).

6.2.4. Время формирования океанических впадин

Возраст океанов, происхождение океанических впадин и история их эволюционного развития — комплекс сложных и далеких от окончательного решения вопросов. Это объясняется срав-

нительной молодостью науки об океанах и в связи с этим недостаточным количеством доказательных геологических фактов.

Многие исследователи до недавнего времени считали материки и океаны одновозрастными образованиями. На ранних стадиях развития Земли, в процессе дифференциации вещества мантии, по их мнению, в одних случаях образовывалась кора континентального типа, в других — океанического. В это же время, путем дегазации вещества мантии возникли первичные гидро- и атмосфера. Материки, сложенные относительно более легкой сиалической корой, оказались гипсометрически выше океанических впадин, а последние были заполнены водой. Отсюда считалось, что континенты и океаны — первично одинаково древние образования.

Эти представления о происхождении океанов были пересмотрены, и оказалось, что земная кора океанических впадин значительно моложе коры материков. На основе этого возникли представления о вторичном происхождении океанов.

В конце XIX в. австрийский геолог Э. Зюсс проанализировал имевшиеся материалы по геологии, флоре, фауне и другие особенности южных материков и пришел к выводу о существовании в палеозое южного суперконтинента, объединявшего Австралию, Антарктиду, Индостан, Африку и Южную Америку. Эта земля была названа Гондваной (по названию княжества Гонд в Индии). Еще раньше было доказано существование северного суперконтинента — Лавразии, объединявшего Европу, Азию и Северную Америку. Если разъединение Азии и Северной Америки Беринговым проливом произошло сравнительно недавно — в результате позднеледниковой трансгрессии моря, то южные материки были разъединены, видимо, гораздо раньше.

Возраст Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов приближенно датируется как раннемезозойский. Это следует из того, что все складчатые системы материков (от протерозойских до позднепалеозойских) срезаны вкрест простирания береговыми линиями океанов. Впадина Тихого океана окаймлена складчатыми поясами, возраст которых возрастает от

альпийского до протерозойского по мере удаления от берега. Одни исследователи считают Тихий океан древним первичным, другие — новообразованным, но более древним (протерозойским), чем другие океаны.

Вопрос о механизме образования океана и основных его тектонических структур предложен в разработанной В.В. Белоусовым концепции направленного преобразования земной коры материкового типа в кору океаническую. Согласно этой гипотезе, первоначально вся земная кора была материкового типа. До конца палеозоя на Земле не существовало океанов в современном понимании. В конце палеозоя — начале мезозоя в результате сильного возбуждения астеносферы и раздробления материковой литосферы на многочисленные глыбы происходили вынос мантийного вещества и мощные базальтовые излияния. Они послужили основой базификации материковой коры и превращения ее в кору океанического типа.

В Атлантическом и Индийском океанах, по мнению автора концепции, процессы базификации развивались от краевых частей к центру, к срединно-океаническим хребтам, в которых они протекают и поныне. В Тихом океане базификация была направлена от центра к периферии, наложилась на молодые активные геосинклинали, в которых в это время формировался гранитный слой. Эти процессы и обусловили сложность строения периферических зон Тихого океана. Выводы В.В. Белоусова о молодом возрасте Тихого океана подтверждены результатами бурения с судна «Гломар Челленджер», согласно которым возраст пород, лежащих на базальтовом слое, не древнее позднеюрского.

Однако, в настоящее время собран обширный фактический материал, согласно которому достаточно обоснованной представляется идея направленного развития земной коры от океанического типа к материковому. Сущность этих воззрений, составляющих основу концепции тектоники плит, рассматривается далее.

6.3. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

В геологической науке существует ряд гипотез, поразному объясняющих строение земной коры и в ее пределах природу тектонических движений на материках и в океанических впадинах. На протяжении двух столетий развития геологии предложено несколько десятков гипотез геотектонического развития. Однако, ни одна из них не смогла охватить все стороны развития земной коры, ибо каждая гипотеза в определенной мере отвечает уровню знаний своего времени и с накоплением новых фактических данных о Земле обычно почти полностью отвергается.

Обилие геотектонических гипотез и их сравнительная недолговечность объясняются недостатком наших знаний о Земле. Слишком мало данных о влиянии космической энергии на геотектонические процессы, достоверных сведений о термодинамических условиях и составе вещества глубоких зон планеты, крайне фрагментарно изучено строение дна океанов. Недостаточность наших знаний и многие другие нерешенные вопросы не позволяют создать в настоящее время в завершенном виде единую и стройную теорию развития Земли, образования и эволюции земной коры. Даже самые современные концепции не лишены серьезных недостатков.

Геотектонические гипотезы, разработанные к настоящему времени, рассматривают формирование земной коры и различных ее типов с принципиально разных позиций — **фиксизма** и **мобилизма**.

6.3.1. Гипотезы фиксизма

Основная роль в формировании структур земной коры с позиций фиксизма (от лат. «фиксис» — неподвижный) отдается вертикальным тектоническим движениям. Фиксируемые горизонтальные смещения считаются производными вертикальных. Допускаются изменения размеров и формы материков, но исключается возможность изменения их пространственного поло-

жения. Движения глубинного мантийного вещества имеют радиальное направление и носят термогравитационный или гравитационный характер.

Контракционная гипотеза. Эта гипотеза (от лат. «контракцио» — стягивание, сжатие) предложена французским геологом Эли де Бомоном в 1852 г. В развитии гипотезы участвовали крупнейшие зарубежные и русские геологи Э. Зюсс, Э. Ог, Г. Штилле, А.П. Карпинский, И.В. Мушкетов. Гипотеза разработана на основе космогонической гипотезы Канта — Лапласа о происхождении Солнечной системы из раскаленной туманности. Согласно этой гипотезе, первоначально раскаленная Земля медленно остывала с уменьшением объема. Предполагается, что остывание продолжается на больших глубинах и в настоящее время.

В результате земная кора как бы отстает от сжимающихся и сокращающихся в объеме внутренних частей планеты. Кора при уменьшении внутреннего объема «коробится», т.е. подвергается смятию и дроблению. Согласно гипотезе, зоны смятия соответствуют зонам складкообразования, а по крупным разрывам коры происходят опускание блоков и образование океанических впадин. Контракционная гипотеза отдает предпочтение тангенциальным деформациям земной коры. Гипотеза не объясняет периодичности складкообразования, процессов растяжения и формирования рифтов, различия в строении и мощности континентальной и океанической коры. Отсутствует и физическое обоснование сокращения объема Земли при ее остывании.

Гипотеза расширяющейся Земли. Гипотеза сформулирована в конце XIX в. М. Ридом. Позже в ее разработке участвовали Б. Линдеман, М.М. Тетяев, У. Кэри и др. Она предполагает, что основным планетарным видом деформаций было растяжение. В результате за последние 345 млн лет площадь поверхности нашей планеты увеличилась более чем вдвое. Согласно этой гипотезе, первоначальные параметры Земли — плотность (9,13 г/см^3) и размеры (радиус 5430 км) — существенно отличались от современных. Вся поверхность планеты была покрыта мощной корой континентального типа. Повсеместное снижение плотности материи обусловило расширение Земли до ее совре-

менных размеров. Это сопровождалось разрывами коры и образованием современных континентов.

Гипотеза не имеет достоверного физического обоснования увеличения размеров Земли, не объясняет происхождение складчатости и периодичность тектонических процессов.

Пульсационная гипотеза. Гипотеза зародилась в первой половине XX в., когда в 1924 г. А.В. Грэбо объяснил планетарные трансгрессии и регрессии периодически повторяющимися процессами сжатия и растяжения Земли, уменьшением и увеличением ее объема. В 1933 г. американский геолог В. Бухер назвал эти явления пульсациями и сформулировал гипотезу, согласно которой в фазы расширения Земли происходили растяжение коры и формирование геосинклиналей, а в фазы сжатия возникали складки. Развитие данная гипотеза получила в 1940 г. в работах русских геологов М.А. Усова и В.А. Обручева. Они полагали, что в развитии Земли периоды растяжения и сжатия со временем ослабевают, и что Земля находится в стадии преобладания сил сжатия, которые и приводят к сокращению размеров Земли. Растяжение земной коры сопровождается опусканием ее отдельных участков, сжатие — поднятием. При сжатии происходят складкообразование, формирование надвигов. Растяжение ведет к появлению глубоких трещин и интенсивному излиянию магмы основного состава.

Гипотеза объясняет деформации растяжения и сжатия, хорошо обосновывает периодичность эпох складчатости. Вместе с тем, пульсационная гипотеза не содержит надежного объяснения причин пульсации, поскольку ссылка на борьбу сил притяжения и отталкивания является достаточно общей.

Гипотеза гравитационной дифференциации. Гипотеза выдвинута в 1975 г. В.В. Белоусовым. Она относится к современному фиксизму. В ее основе лежат космогоническая гипотеза первично холодной Земли (О.Ю. Шмидт, В.Г. Фесенков) и представление о дифференциации вещества на границе мантии и ядра в результате радиоактивного разогрева. Тяжелые компоненты присоединяются к ядру, наращивая его, более легкие поднимаются

вверх, скапливаясь в мантии на уровне астеносферы. Перемещение легкого вещества идет по каналам, что вызывает импульсы возбуждения астеносферы и различный характер ее взаимодействия с литосферой. Большая роль принадлежит глубинным разломам, расчленяющим литосферу на отдельные глыбы.

Автор гипотезы большое значение придает проницаемости коры по отношению к поднимающимся снизу базальтовым массам, выплавляемым в астеносфере. Характер проницаемости, по существу, и определяет вид тектонического режима земной коры. При пониженной проницаемости литосферы и высокой степени разогрева астеносферы наступает стадия горообразования. Возникающие на поверхности астеносферы высокие диапиры (выступы) встречают разбитую глубинными разломами на длинные глыбы литосферу и выталкивают ее вверх: между диапирами глыбы литосферы опускаются. Поднятия, в целом, преобладают над опусканиями.

Установление платформенного режима связывается со спокойным, т.е. слабо разогретым состоянием астеносферы. Остывание внедрившихся масс, сопровождающееся интенсивной денудацией, приводит к стабилизации коры, выравниванию ее рельефа. Периодичность этапов складчатости обусловливается прерывистым, периодическим характером выплавления жидких компонентов из мантии.

Образование океанов связывается с «базификацией» материковой земной коры и ее погружением без раздвижения. Эта базификация объясняется особенно интенсивным базальтовым вулканизмом, приведшим к началу образования современных океанов в конце палеозоя — раннем мезозое.

Гипотеза В.В. Белоусова объясняет практически все многообразие особенностей развития литосферы в различных геотектонических режимах только с позиций вертикальных движений. Складкообразование и надвиги считаются вторичными процессами. Дискуссионными положениями гипотезы являются: отсутствие объяснения природы и механизма наблюдаемых горизонтальных перемещений; недостаточно доказательное рассмотрение процессов базификации материковой коры и происхождения океанов.

В 1933 г. Р.В. ван Беммелен предложил **ундационную гипотезу**. Она является, по существу, переходной к мобилистским гипотезам, так как признает раздвиговое происхождение океанов, допускает горизонтальное перемещение блоков литосферы за счет гравитационных сил.

6.3.2. Гипотезы мобилизма

Основное значение в формировании земной коры и геологических структур гипотезы мобилизма (от лат. «мобилис» — подвижный) придают горизонтальным перемещениям блоков материков и океанического дна; вертикальные смещения рассматриваются как производные горизонтальных. Считается, что конвекционные тепловые потоки мантийного вещества, перемещающие эти блоки, движутся в астеносфере по замкнутым орбитам: восходящим под срединно-океаническими хребтами и нисходящим под глубоководными желобами океанических впадин.

Гипотеза горизонтального перемещения (дрейфа) материков. Сформулирована немецким геофизиком А.В. Вегенером в 1912 г. с использованием идей американского ученого Ф. Тейлора. Согласно этой гипотезе, гранитный (сиалический) слой земной коры ранее равномерно покрывал Землю, плавая по базальтовому (симатическому) слою. Под действием центробежных и приливных сил гранитный слой был собран в единый праматерик — Пангею (от греч. «пан» — всеобщий, «ге» — Земля). С конца палеозоя под влиянием тех же сил он начал раскалываться на отдельные крупные глыбы — континенты, которые стали отплывать друг от друга в широтном направлении. Северная и Южная Америка оторвались от Европы и Африки и подвинулись на запад. В промежутке между ними возник Атлантический океан. Южная Америка и Африка в своем движении испытали поворот по часовой стрелке (рис. 6.8).

При передвижении Индостана к северо-востоку, Антарктиды к югу, а Австралии к юго-востоку между ними образовался Индийский океан. По гипотезе А. Вегенера, Тихий океан являл-

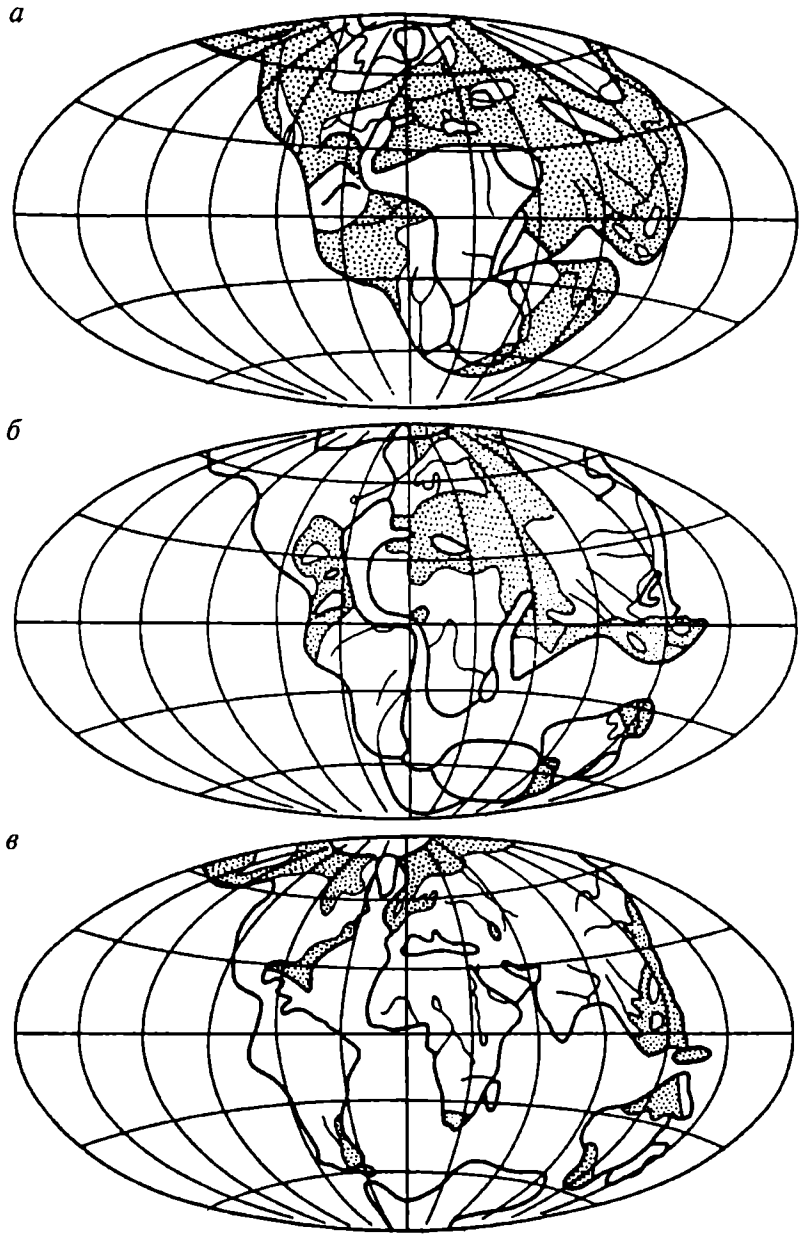


Рис. 6.8. Положение материков, по гипотезе А. Вегенера:
а — 300 млн лет, *б* — 80 млн лет, *в* — 1 млн лет тому назад

ся первичным, а Атлантический и Индийский — вторичными. Образование складчатых поясов объяснялось сжатием в складки континентов, которые при перемещении испытывали сопротивление подстилающего базальтового слоя.

Гипотеза основывалась на сходстве очертаний материков, их геологического строения, животного и растительного мира. Однако, она имела неудовлетворительную физическую основу с точки зрения объяснения причин и механизма движения твердых континентов по твердому субстрату. Не объяснялись также вертикальные тектонические движения и глубокофокусные землетрясения, игнорировалась взаимосвязь коры и мантии. Некоторое время гипотеза была популярна, но затем, как мало обоснованная, была оставлена.

Изучение палеомагнетизма, исследования океанского дна, приведшие к открытию мировой системы срединно-океанических хребтов с их осевыми рифтами, последующие доказательства коренного отличия океанической коры от континентальной, обнаружение резкого утонения осадочного слоя к срединным хребтам и повышенного теплового потока в осевой зоне последних и, наконец, установление астеносферы в мантии — все это привело к возрождению идей мобилизма на принципиально новой основе.

Концепция новой глобальной тектоники. Гипотеза новой глобальной тектоники, или тектоники плит, разработана в 60-е гг. XX в. американскими учеными Г. Хессом и Р. Дитцом. Существенный вклад в ее развитие внесли Б. Изакс, Дж. Оливер, Л.Р. Сайкс, Кс.Ле Пишон, В.Дж. Морган, А. Миясиро и др. Она представляет собой теоретическое обобщение новых фактов и базируется на совокупности современных мобилистских гипотез раздвигания (спрединга) океанического дна (Г. Хесс, Р. Дитц, Ф. Вайн, Д. Мэтьюз), трансформных разломов, субдукции (поддвиг под материк) в зонах глубоководных желобов (Ватати, Г. Беньоф) и дрейфа континентов. Идеи мобилизма, в частности тектоники плит, поддерживаются и развиваются отечественными геологами — А.В. Пейве, В.Е. Хаиным, П.Н. Кропоткиным, Л.П. Зоненшайном и др.

Основные положения концепции тектоники плит заключаются в следующем. Земная кора и верхняя часть мантии, образующие верхнюю твердую оболочку Земли — литосферу, подстилаются астеносферой — более вязкой и пластичной оболочкой. Литосфера разделена на относительно небольшое (6—8) число крупных жестких монолитных плит, вдоль границ которых концентрируется практически вся тектоническая и сейсмическая активность (см. рис. 6.5).

Литосферные плиты испытывают смещения трех типов. Раздвиг (спрединг) происходит в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (так называемые границы разрастания, конструктивные или дивергентные). Сжатие приурочено к зонам Заварицкого — Беньофа — глубоководным желобам окраинных частей океана вдоль глубинных разломов (конвергентные, деструктивные или поглощающие границы). Сдвиг происходит вдоль трансформных разломов (трансформные или скользящие границы).

Смещения литосферных плит по поверхности Земли совершаются в соответствии с законами сферической геометрии. В зонах раздвига срединно-океанических хребтов рождается новая океаническая кора (отсюда название конструктивные границы). В зонах Заварицкого — Беньофа она поглощается в мантии (деструктивные, поглощающиеся границы). Этот процесс называется субдукцией. Предполагается, что субдукция полностью компенсирует спрединг, поэтому объем Земли остается неизменным (рис. 6.9).

Причина относительного перемещения литосферных плит — тепловая конвекция в мантии Земли. Рифты срединно-океанических хребтов располагаются над восходящими ветвями конвективных ячей. Зоны Заварицкого — Беньофа совпадают с нисходящими ветвями. Океаническая литосфера движется от рифтов к этим зонам, увлекаемая, как конвейером, горизонтальными отрезками конвективных ячей. Скорость конвективных потоков колеблется от 1 до 3 см/год. В земной коре эти вертикальные и горизонтальные течения в замкнутых ячеях вызывают тектонические движения в виде поднятий и опусканий, сжатия и растяжения. Они приводят к перемещению материковых плит или их отдельных частей.

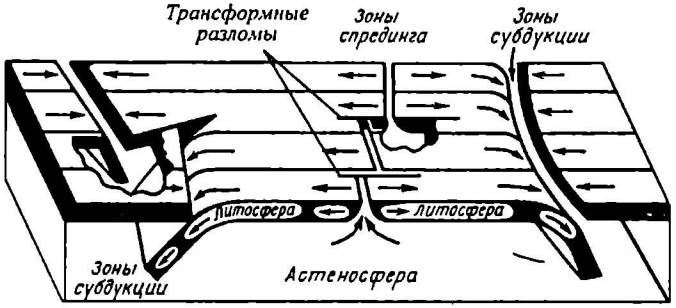


Рис. 6.9. Схема движения литосферных плит

Перемещение материала происходит в виде систем замкнутых кругов. Геосинклинали возникают в зонах смыкания двух ветвей нисходящих потоков, а поднятия — в местах расхождения восходящих потоков. Прогибание сопровождается сжатием, а поднятие — растяжением с образованием разломов в разные стороны (так образуются срединно-океанические хребты). Океанические впадины связывают с нисходящими или горизонтальными ветвями конвекционных потоков. Складкообразование является следствием сжатия геосинклинали двумя сближающимися платформами, при котором пластический материал выдавливается с образованием гор либо столкновением материковых и океанических литосферных плит.

Предложенная концепция отличается относительной простотой, логичностью построения и завершенностью. Ее достоинство — математическая формализованность кинематики плит, что открыло путь к применению ЭВМ при реконструкции положения континентов и восстановления палеоглубин океанов.

Тем не менее, концепция новой глобальной тектоники пока не может претендовать на роль универсальной геотектонической теории, поскольку не в состоянии объяснить многие важные вопросы развития земной коры. Она не объясняет причин унаследованности развития крупных структур материков на протяжении многих геологических периодов и др. Не соответствует ей и плавное, недеформированное погружение побережий Атлантического океана, где следовало наоборот ожидать под-

двига и образования краевых горных цепей. Нет пока удовлетворительного объяснения развития платформ и образования эпиплатформенных орогенических поясов. Умозрительным представляется и механизм перемещения плит конвективными потоками.

В геотектонике решающее значение в настоящее время принадлежит количественной оценке влияния важнейших факторов: термического режима Земли, физического состояния ее глубинных частей, механизма гравитации, дифференциации, конвекции и др.

В заключение следует отметить, что, помимо рассмотренных, существует еще множество гипотез, удовлетворительно объясняющих одни стороны тектонических процессов и оставляющих без объяснения другие. В настоящее время не существует теории, которая в полном соответствии с геологическими данными объясняла бы природу движущих сил тектонических процессов и все особенности эволюции земной коры.

ГЛАВА 7

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ГРАФИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Практическая деятельность горного инженера связана с определенной геологической средой. Горный инженер имеет дело с достаточно ограниченным (по площади и глубине) участком земной коры — месторождением полезного ископаемого или объектом горного строительства. Такой участок образован обычно одной или несколькими (чаще двумя, тремя) толщами горных пород, имеющими различное строение и формы. Так, осадочные горные породы залегают обычно в виде слоев, т.е. тел значительной пространственной протяженности, но малой мощности. Слои осадочных горных пород могут лежать горизонтально, а могут быть наклонены и изогнуты в складки. Магматические и интрузивные горные породы залегают в земной коре в виде массивов куполо-, трубообразной и других форм (см. гл. 3).

В процессе геологических исследований на основе изучения геологических объектов, их взаимосвязей и изменений в пространстве и времени, оценки взаимоотношений с окружающими явлениями и средой создаются модели участков земной коры. Они представляют собой сочетание описания геологического строения участков земной коры и графических материалов, в наглядной форме иллюстрирующих и дополняющих это описание. Графические модели дают объективное отражение современных знаний о строении, составе и свойствах как земной поверхности, так и прилегающих к ней глубинных частей земной коры. Они обычно представлены геологическими картами и планами, разрезами, стратиграфическими колонками, схемами и т.д.

7.1. МЕТОДЫ ПОЛУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Основным методом исследования земной коры является **геологическая съемка**, цель которой — изучение геологического строения, полезных ископаемых, составление геологиче-

ской карты определенного масштаба. По способу проведения геологическая съемка делится на **наземную** и **дистанционную**. При наземной съемке используются естественные выходы горных пород, буровые скважины и горные выработки. Визуальные исследования обычно дополняются геофизическими и геохимическими наблюдениями и измерениями.

Дистанционная геологическая съемка (зондирование) состоит в изучении строения поверхности и глубинных частей Земли с летательных аппаратов (самолетов, спутников, станций), находящихся в атмосфере или космическом пространстве. Названные способы геологической съемки в настоящее время тесно взаимосвязаны. При наземных исследованиях практически всегда используются материалы аэро- и космической фотосъемки. Дешифрирование материалов, полученных с помощью дистанционных методов геологической съемки, производится с использованием наземных (контрольных) наблюдений.

Геологическую съемку ведут планомерно, без пропусков отдельных участков с тем, чтобы в конечном итоге увязать данные по отдельным районам и получить представление о геологическом строении всей территории и крупных регионов. Обязательное условие геологической съемки — ее **кондиционность, или надежность**, которая определяется соответствием детальности картируемых особенностей геологического строения масштабу съемки. По содержанию работ современная геологическая съемка является комплексной.

Масштабы и методы геологической съемки

Детальность геологосъемочных работ определяется заданным масштабом картирования. Чем крупнее масштаб съемки, тем больше деталей геологического строения она выявляет, тем полнее и надежнее будут полученные результаты. Последующее увеличение масштаба уже готовой карты не может повысить степень детальности изображения геологического строения района, заданную масштабом съемки.

Мелкомасштабные съемки (1:1 000 000—1:500 000) в нашей стране в настоящее время не проводятся. Геологические карты этих масштабов составляются на основе обобщения данных более

детальных съемок. **Среднемасштабные съемки** (1:20 000—1:100 000) осуществляются на территории всей страны для изучения геологического строения и прогнозной оценки полезных ископаемых. При съемках этого масштаба проводятся геофизические и геохимические исследования, дешифрирование аэро- и космофотоснимков. Широко применяются легкие горные выработки (канавы, расчистки, мелкие шурфы) и неглубокие буровые скважины. **Крупномасштабные съемки** (1:50 000—1:25 000) ведутся на территории всей страны. Состав работ этой стадии, в целом, соответствует съемке среднего масштаба. Однако, в первую очередь, они проводятся в горно-промышленных районах и используют данные глубокого бурения.

По методам проведения геологическая съемка делится на маршрутную, площадную и инструментальную.

Маршрутная съемка, удовлетворяющая требованиям мелкомасштабных карт, ведется по направлениям, расположенным преимущественно вкрест простирания пород или складчатых комплексов. Кроме того, маршруты обязательно охватывают точки наилучшей обнаженности. Полученные данные распространяются на расположенную между маршрутными ходами площадь.

Площадная съемка, проводимая при картировании в масштабе 1:200 000—1:25 000, осуществляется на основе равномерной сети точек наблюдения, которыми являются естественные и искусственные (картировочное бурение) обнажения. Широко используются аэрофотоснимки, ведутся геофизические и геохимические работы.

Инструментальная съемка применяется при детальном картировании (масштаб 1:25 000 и крупнее). Точки располагают по равномерной сети, положение геологических границ и объектов наносится на топографическую основу инструментально.

В последнее время при региональных исследованиях широкое развитие получили методы **глубинного и объемного геологического картирования**. Они предназначены для изучения геологического строения глубокозалегающих горизонтов и

структур. При картировании используются материалы наземных наблюдений, данные бурения, изучения горных выработок, а также геофизические и геохимические результаты.

Виды наземной геологической съемки

В процессе комплексной геологической съемки, наряду с картированием коренных пород, производится съемка четвертичных отложений, а также проводятся специальные съемки: структурная, геоморфологическая, гидрогеологическая, инженерно-геологическая, металлогеническая, геофизические и др.

Структурная съемка, проводимая в закрытых районах, позволяет выявить опорные горизонты, которые отражают скрытые под толщей отложений геологические структуры. Разновидностью структурной является съемка древних структурных этажей (кристаллического фундамента) платформенных территорий, проводимая на основе глубокого опорного бурения и геофизических данных.

Геоморфологическая съемка направлена на изучение и картирование денудационных и аккумулятивных форм рельефа. Она проводится в комплексе с геологической или отдельно и служит основой для изучения геологии четвертичных отложений и поисков россыпных месторождений.

Съемка и картирование четвертичных отложений обычно сопровождают общую геологическую съемку. Они предусматривают установление генезиса, возраста и состава четвертичных образований.

Гидрогеологическая съемка, проводимая в составе общей геологической, завершается составлением карты водоносности района. При специальной гидрогеологической съемке определяются число и распространение водоносных горизонтов, их стратиграфическое положение, водообильность, режим и степень минерализации.

Инженерно-геологическая съемка заключается в определении физико-механических свойств горных пород, оценке особенностей рельефа, активности денудационных процессов, важ-

ных для проведения инженерно-строительных работ и освоения месторождений полезных ископаемых.

Геофизические съемки основаны на изучении параметров физических полей Земли — естественных и искусственных. Их проведение позволяет установить строение Земли вплоть до мантии и ядра, развитие пород различного состава по площади и на глубину, выяснить важнейшие тектонические структуры и другие геологические объекты на основе различия их физических свойств.

Дистанционные методы геологической съемки

К дистанционным методам геологических исследований Земли относятся аэро- и космические методы. **Аэрометоды** представляют собой комплекс методов изучения земной поверхности, выполняемых визуально, фотосъемкой, геофизическими и другими приборами. **Аэровизуальные методы** позволяют ускорить наземные геологические работы, увязать в единое целое результаты, полученные при съемке соседних районов.

Аэрофотографические методы дают возможность определить форму, размеры и положение элементов природного ландшафта и на основе их взаимосвязи с геологическим строением территории проводить геологическое дешифрирование стереопар аэрофотоснимков с помощью стереоскопа. Геологическое дешифрирование основано на использовании прямых и косвенных признаков. Прямыми признаками, характеризующими особенности геологических объектов и их элементов, являются: выраженность геологических структур в рельефе, геометрическая форма, размеры и тон (цвет) изображений. К косвенным признакам относятся геоморфологические показатели, характер растительности, цвет и степень увлажнения почв, водные источники и др.

Наиболее широко при аэрофотосъемке используются черно-белые аэрофотоснимки, которые передают до 35 оттенков между черным и белым цветами. Получили развитие цветная и спектрозональная аэрофотосъемки, проведение которых увеличивает эффективность геологического дешифрирования. Аэрофотосъемку

производят обычно в масштабах 1:10 000, 1:20 000, 1:25 000, 1:35 000, 1:50 000, 1:100 000, 1:200 000, применяются также масштабы 1:15 000, 1:18 000 и 1:70 000.

Аэрогеофизические методы (аэромагнитные, аэрорадиометрические, аэрогравиразведочные) основаны на измерении естественных и искусственных физических полей приборами, установленными на самолетах и вертолетах. В качестве вспомогательных методов аэрофотосъемки используются радиолокационная и инфракрасная аэросъемки.

Космические методы открыли новый этап в геологическом изучении Земли. Они основаны на визуальных наблюдениях, фотографировании телевизионных изображений поверхности Земли из космоса, а также на регистрации приборами различных видов излучения — теплового, инфракрасного, сверхвысокочастотного радиоизлучения, ультрафиолетового и др. Летчик-космонавт Г.С. Титов впервые сфотографировал Землю из космоса 6 августа 1961 г.

Из космофотоснимков, отражающих различные ландшафтные условия земной коры, составляются фотопланы, а после их дешифрирования — региональные геологические карты, характеризующиеся высокой точностью. Фотографирование проводится на черно-белой, цветной или спектрозональной пленке. Масштаб изображения зависит от высоты съемки. В настоящее время имеется возможность получить любой масштаб, вплоть до 1:100 000 000.

Дешифрирование основано на контрастно-аналоговом принципе, использовании геолого-геофизической информации и вычислительной техники. Вначале проводится ландшафтное районирование космофотоплана по фототону или цветовым оттенкам изображений. Затем на основе анализа взаимосвязи единичных компонентов ландшафта с элементами геологического строения получают космогеологическую (или тектоническую) карту территории. Наиболее четко дешифрируются разломы, соляные купола и другие геологические структуры. Региональные и глобальные тектонические структуры устанавливаются на большой глубине даже при наличии покрова рыхлых отложений.

Космические методы обеспечивают получение принципиально новой информации о разрывной и складчатой тектонике и глубинной структуре земной коры. С помощью космических изображений выявлены многие важные элементы структуры глубинных слоев земной коры и верхней мантии, которые обычно очень слабо проявлены в структуре приповерхностных слоев. Уточнены границы регионов, установлены глыбовые структуры некоторых горных областей, площади, благоприятные для поисков ряда полезных ископаемых.

В 1979 г. на основе интерпретации данных геологического дешифрирования космофотоснимков, полученных с автоматических спутников типа «Метеор», была составлена космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР в масштабе 1:5 000 000. Она явилась первым опытом непосредственного космогеологического картирования страны в обзорном масштабе. Это позволило выделить основные типы линейных и кольцевых структур, выяснить их распределение в пространстве и создать основу для последующих тектонических и минерагенических построений, а также интерпретации региональных геофизических материалов.

В настоящее время применение космических методов получило дальнейшее развитие. Составлены космогеологическая карта России и стран СНГ масштаба 1:2 500 000, карта кольцевых структур континентов масштаба 1:15 000 000, космотектонические карты Украины (1:1 000 000), Вьетнама (1:1 000 000), Кубы (1:500 000) и др. Более широко стали применять эти методы при изучении современных и новейших геологических процессов, поисках полезных ископаемых и разведке и эксплуатации месторождений (трассирование зон трещиноватости).

Геологическая съемка дна морей и океанов. При геологических работах на акваториях фактически используются дистанционные методы, поскольку геолог-съемщик, находящийся на гидрографическом судне, отделен от дна толщей воды. Для картирования используются аэрофотоснимки мелководных участков шельфа, сбор образцов пород с морского дна, сейсмоакустические методы, специальные геофизические методы (морс-

кая электроразведка, магнитная и подводная радиометрическая съемка), подводное телевидение и фотографирование, геоморфологический метод и т.д.

Изучение геологии глубоководных частей морей и океанов проводится с помощью надводных гидрографических судов, специальных подводных лодок и глубоководных аппаратов, оборудованных прецизионной техникой геофизических наблюдений и измерений. Ценный фактический материал о строении дна океана дает глубоководное бурение.

7.2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Геологическое картографирование — один из важнейших методов геологических исследований. Государственные геологические карты объективно свидетельствуют о степени геологической изученности страны.

В 1894 г. к VI сессии Международного геологического конгресса (МГК) Геолком представил первую Геологическую карту Европейской России (1:2 520 000). С тех пор геологическая картография заняла в русской и советской геологии достойное место. В 1922 г. была издана первая Геологическая карта Азиатской России, а к XVII сессии МГК (Москва, 1937 г.) — первая Геологическая карта СССР (1:5 000 000) под редакцией Д.В. Наливкина, который был главным редактором всех геологических карт страны на протяжении 35 лет.

Среди геологов, в разное время осуществлявших научно-методическое руководство геологической съемкой в масштабе страны и изданием геологических карт различных типов и масштабов, следует отметить В.А. Обручева, А.Д. Архангельского, И.М. Губкина, А.А. Борисяка, Н.С. Шатского, М.М. Тетяева, Д.В. Наливкина, М.В. Муратова, А.А. Богданова, В.В. Белоусова, А.В. Пейве, Ю.М. Шейнманна, В.Е. Хаина, А.Л. Яншина.

На протяжении последнего десятилетия развивались следующие тенденции геологического картографирования:

♦ сочетание обзорных и детальных геолого-картографических работ, что реализуется составлением государственных геологических карт масштабов 1:1 000 000 (новая серия) и 1:50 000;

♦ составление различных нетрадиционных карт геологического содержания, отражающих как строение определенных горизонтов земной коры, так и дающих разностороннюю характеристику ее структур и вещественного состава;

♦ издание комплектов карт для одних и тех же площадей, по содержанию дополняющих друг друга;

♦ широкое комплексное использование дистанционных и геофизических методов при составлении карт земной поверхности и глубинных структур;

♦ разработка методов геологического картографирования шельфовых и более глубоких зон морей и океанов.

К 1983 г. территория СССР была практически полностью покрыта среднемасштабной геологической съемкой, в крупном масштабе заснято около 30 % площади. Результаты геологосъемочных и специальных научно-исследовательских работ синтезированы советскими геологами в ряде крупных картографических обобщений, которые были представлены на XXVII сессии Международного геологического конгресса (Москва, 1984 г.). Сюда относятся серии карт масштабов 1:2 500 000, 1:5 000 000, 1:10 000 000, листы Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000. Кроме того, были изданы карты разломов, осадочных и вулканогенных формаций, намагниченных образований земной коры, космогеологическая карта, атласы геофизических, гидрогеологических, инженерно-геологических карт, а также комплекты карт геологического содержания по отдельным регионам России и странам СНГ.

Дальнейшее повышение степени геологической изученности территории предусматривает реализацию программы исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии. Основу программы составляют сети взаимоувязанных глубинных геофизических профилей, которые должны сочетаться с бурением глубоких и сверхглубоких скважин и дистанционным космическим зондированием.

Геологическую информацию о глубинном строении литосферы с оценкой перспектив нефтегазоносности и рудоносности получили по полигонам глубоких и сверхглубоких скважин, с помощью которых решали две главные группы задач: 1) исследование глубинного строения и оценка перспектив нефтегазоносности основных типов геоструктур, отвечающих различным геодинамическим обстановкам; 2) изучение глубинного строения, оценка вертикального размаха рудоносности и выявление факторов прогноза залежей в типовых рудных районах.

Для решения задач первой группы скважины были размещены таким образом, что они обеспечивали вскрытие глубинных частей различных типов геоструктур, в результате изученные интервалы разреза как бы надстраивали друг друга по возрасту отложений. Это позволило получить геологический разрез отложений суммарной мощностью около 60 км, возрастной диапазон которых составлял более 3 млрд лет.

Изучение древних образований щитов и кристаллических массивов с получением комплексной информации об их строении, составе и потенциале рудоносности гранулит-базальтового, гнейсово-гранитного и протогеосинклинального комплексов обеспечивали Кольская и Криворожская скважины. Глубина Кольской скважины при проектной в 15 км сейчас составляет 12 260 м. Криворожскую скважину предполагалось углубить до 8 км при проектной глубине 12 км, что позволило бы определить характер распространения богатых железных руд на глубину и уточнить существующие представления о рудоносности Криворожского бассейна.

При бурении Уральской скважины предусматривалось вскрытие и изучение наиболее полного разреза палеозойских образований Урала. Этот разрез продуктивен на медноколчеданные и скарново-магнетитовые руды. Проектировалось вскрыть рудоносную систему, пересечь кристаллический фундамент и таким образом получить параметрические данные о физическом состоянии глубинных недр Урала, необходимые для уточнения ранее составленных сейсмических разрезов. Все это было важно для реконструкции и изучения рудоносных систем, а в конечном счете, для анализа процессов рудогенеза.

Получить оценку золотоносности глубоких горизонтов Узбекистана, расшифровать природу их основания планировалось при бурении Мурунтауской скважины, проектная глубина которой 7 км. При благоприятных горно-геологических условиях и хорошем состоянии бурильной установки скважина могла быть пробурена и на большую глубину.

Группа скважин должна была решать задачи выявления и оценки перспектив нефтегазоносности глубинных горизонтов платформенных осадочных толщ. В их числе — Прикаспийская скважина (проектная глубина 7 км) для вскрытия подсолевых отложений.

Днепрово-Донецкая скважина предназначалась для вскрытия каменноугольных нефтегазоносных отложений с возможным выходом в породы основания. Она должна была быть завершена проходкой 7 км в 1990 г. К этому же времени должны были пробурить 7 км Тимано-Печорской скважины для оценки нефтегазоносности девонских и додевонских отложений. Тюменская скважина имела проектную глубину 8 км, она должна была вскрыть потенциально нефтегазоносные доюрские отложения и их основание. К 1991 г. было намечено пробурить 6 км. Задачи оценки нефтегазоносности глубоких горизонтов Татарии следовало решить Новоелоховской скважине с проектной глубиной 7 км. До глубины 11,5 км рассчитывали пройти Саатлинскую скважину в Азербайджане, вошедшую в породы основания Куринской депрессии. Кубанская скважина проектной глубиной 12 км должна была вскрыть мезокайнозойский разрез Западно-Кубанского прогиба и способствовать оценке его нефтегазоносности.

В районах бурения указанных глубоких и сверхглубоких скважин были намечены полигоны, на которых предполагалось выполнить комплекс геологических, геофизических и геохимических исследований. До размещения новых глубоких скважин намечалось провести опережающие исследования на Западно-Сибирском, Тимано-Печорском, Норильско-Игарском, Вилюйском, Становом, Сахалинском, Прикаспийском и Иссык-Кульском полигонах.

Вторая группа задач — глубинное изучение рудных районов — решается путем бурения скважин глубиной 3—5 км и комплексных геолого-геофизических исследований. На конец 90-х гг. XX в. было намечено бурение скважин в следующих рудных районах: Норильском — 3,5 км, Печенгском — 4, Кавалеровском — 4, Тырныаузском — 3, Хибинском — 2, Дарасунском — 2, Алмалыкском — 2 и Малокавказском — 2 км. Все скважины были привязаны к региональным геотраверсам. При этом намечалось изучение рудных районов с плутоногенными месторождениями (сульфидные медно-никелевые, хромитовые, редкоземельно-апатитовые, алмазоносные кимберлиты), с комплексными рудоносными рудно-магматическими системами (золото-, олово-, меднорудные, медно-молибденовые), с рудоносными терригенными толщами (цветные металлы, золото, сурьма и ртуть, вольфрам), с вулканогенными месторождениями (золото-серебряные, цинково-медноколчеданные, железорудные).

При изучении рудных районов предусматривалось решение следующих задач: определение их позиций в глубинных структурах земной коры; получение комплекса данных о разрезах земной коры до глубины 3—5 км путем интерпретации наземных наблюдений и бурения отдельных опорных скважин; выявление факторов, влияющих на распределение руд по вертикали; установление природы факторов, определяющих рудную зональность; разработка комплексных геолого-генетических и прогнозно-поисковых пространственных моделей рудных районов и месторождений с обоснованием методов и методик локального прогноза скрытых месторождений и рудных тел.

Сейчас признано, что глубокое и сверхглубокое бурение являются составным звеном единой научно-геологической программы, базирующейся на синтезе информации, получаемой из космоса с помощью спутников Земли, атмо- и стратосферы с использованием различных летательных аппаратов, с поверхности Земли путем геологических и других наблюдений непосредственно на земной поверхности и из недр Земли по данным бурения скважин и применения геофизических и других глубинных методов.

Сюрпризы Кольской сверхглубокой. Мировым рекордсменом по глубине является и, по всей видимости, на долгие годы останется Кольская сверхглубокая скважина, заложенная на севере Балтийского щита. Ее глубина сейчас составляет 12 260 м.

До бурения Кольской сверхглубокой скважины теория рудообразования была построена на данных, полученных, в основном, при изучении конечных продуктов рудогенеза — самих месторождений. Задачи реконструкции возможного формирования залежей полезных ископаемых решались, главным образом, на основе воссоздания истории геолого-тектонического развития соответствующих блоков земной коры по результатам изучения поверхностных выходов горных пород и разведки отдельных месторождений и рудных полей на глубину в сотни метров. Разумеется, для этих целей использовались и результаты исследований в районах вулканизма. Однако, все это не могло заменить прямых наблюдений процессов, протекающих в земных недрах. В результате бурения Кольской скважины впервые были получены непосредственные данные о составе и физическом состоянии пород на глубинах, превышающих 10 км. Это имеет первостепенное значение для прогноза скрытых месторождений вообще и типоморфных для Кольского полуострова полезных ископаемых (железные руды, апатит, медь и никель, слюда, редкие металлы и др.).

Каждый кусочек горной породы, извлеченный из недр, имел большую ценность. Чем дальше уходила в глубину Кольская скважина, тем труднее было доставлять образцы вещества на поверхность. Куски породы в виде цилиндрических столбиков (кернов), чаще всего диаметром 60—80 мм, выбуриваются буровой коронкой. При этом периферийная кольцевая часть забоя разрушается. В обычных случаях, при бурении разведочных скважин на ограниченную глубину, керн продвигается в буровой снаряд и закономерно попадает в колонковую трубу. В ней он находится в процессе бурения, пока его не поднимут наверх. Однако, на большой глубине керн, выбуренный из массива и освобожденный от горного давления, как бы взрывается. Его разрушают мощные внутренние силы, порожденные сжатием вы-

шележащей многокилометровой толщи пород. Керн разрушается, его отдельные кусочки забивают проход в колонковую трубу и истираются в процессе бурения. Обычно при этом сохраняется не более 5—10 % выбуренного керна. Для борьбы с этим явлением конструкторами был создан принципиально новый колонковый снаряд с системой гидротранспорта керна.

Кольской скважиной вскрыты горные породы, имеющие возраст 1,9—1,6 млрд и свыше 2,8 млрд лет.

В результате детального комплексного изучения поднятых с больших глубин образцов горных пород было получено много новых, неожиданных и очень интересных результатов. Причем, интересны они и геологам, и палеонтологам и биологам. В частности, установлено, что породы на глубоких горизонтах земной коры, традиционно считавшиеся извечно «мертвыми», когда-то формировались при активном участии биологических процессов. По данным изотопного анализа углерода выделены два источника углекислого газа: первый связан с мантией, второй имеет биогенное происхождение и преобладает в протерозойских породах. В последних к тому же найдены окаменелые остатки микроорганизмов — микрофоссилии, возраст которых исчисляется первыми миллиардами лет. Обнаружено и определено уже 17 видов микроорганизмов — прямых свидетелей биогенных процессов, происходивших на нашей планете в древние эпохи. Таким образом, бурение Кольской сверхглубокой подтвердило идею В.И. Вернадского о наличии на Земле докембрийских биосфер.

Большой интерес представляет собой впервые доказанное существование на сверхбольших глубинах в пределах древних кристаллических массивов подземных вод: они зафиксированы практически на всех разбуренных интервалах. Наибольшие притоки высокоминерализованных вод и газов установлены в зонах тектонических нарушений, обладающих повышенной проницаемостью. В зонах циркуляции подземных вод, зафиксированных на больших глубинах (6,5—9,5 км и более), происходило отложение относительно низкотемпературной гидротермальной минерализации (медной, свинцово-цинковой, никелевой). Этот процесс продолжается, по-видимому, и поныне.

Обнаруженные в скважине ассоциации рудных минералов, относящиеся к самым низкотемпературным образованиям, свидетельствуют о принципиальной возможности их промышленных скоплений, не говоря уже о высокотемпературных рудных образованиях. Этот вывод имеет фундаментальное значение для развития учения о полезных ископаемых и поисков рудных залежей на больших глубинах. Он означает, что вертикальный размах рудоотложения весьма значителен, и поэтому прогнозирование скрытых рудных залежей можно вести на любую, технически доступную глубину.

7.3. МАСШТАБЫ И ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Геологическая карта с пояснительной запиской к ней служит научной основой для постановки поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, а также разработки перспективных планов развития горно-добывающей промышленности. Детальные геологические карты имеют первостепенное значение для разработки рационального проекта вскрытия и эксплуатации разведанных месторождений и планирования горных работ в процессе эксплуатации месторождения.

В России геологические карты составляются следующих стандартных масштабов:

а) карты мелких масштабов (обзорные или государственные) — 1:5 000 000; 1:2 500 000; 1:1 000 000 и 1:500 000;

б) карты средних масштабов (региональные или областные) — 1:200 000; 1:100 000; 1:50 000 и 1:25 000;

в) детальные (крупномасштабные) карты для отдельных районов строительства и размещения месторождений полезных ископаемых — 1:10 000; 1:5000; 1:1000 и еще более детальные; съемки этих масштабов служат основанием для постановки разведочных работ с целью рационального их проведения, разработки проектов эксплуатации и правильного ведения горно-подготовительных и эксплуатационных работ.

По содержанию и принципам составления различают различные типы карт.

Геологическая карта — графическое изображение на топографической или географической основе в определенном масштабе с помощью условных знаков геологического строения какого-либо участка земной коры, континентов или земного шара в целом. Геологическая карта показывает распространение на земной поверхности выходов горных пород, различающихся по возрасту. Собственно геологические карты по содержанию являются стратиграфическими картами дочетвертичных (коренных) пород. Четвертичные континентальные отложения на них не показываются, за исключением случаев, когда их мощность велика или неизвестны подстилающие их коренные породы. Условными знаками (цветом, штриховкой, буквенными индексами и др.) показывают распространение осадочных, метаморфических и магматических горных пород различного возраста (последнее обычно изображается различным цветом), а специальными значками — состав пород. Линиями разного характера обозначаются геологические границы различных пород, слагающих геологические тела и разрывные нарушения.

Геологические карты по содержанию и назначению делятся на типы: собственно геологические карты четвертичных отложений, геоморфологические, литологические, тектонические, гидрогеологические, полезных ископаемых, металлогенические, прогнозные. Основой их построения являются результаты соответствующего вида геологической съемки. В зависимости от масштаба собственно геологические карты делятся на виды: обзорные (масштаб мельче 1:1 000 000), мелкомасштабные (1:1 000 000 и 1:500 000), среднемасштабные (1:200 000 и 1:100 000), крупномасштабные (1:50 000 и 1:25 000) и детальные (1:10 000, 1:5000, 1:2000 и крупнее).

Геоморфологические карты — изображение на топографической основе характеристик рельефа земной поверхности, его происхождения, возраста, размера неровностей поверхности литосферы, их историко-генетических особенностей. Принятая номенклатура геоморфологических карт: крупномасштабные (крупнее 1:200 000), среднемасштабные (1:200 000— 1:11 000 000),

мелкомасштабные (1:1 000 000—1:5 000 000) и обзорные (мельче 1:5 000 000). В зависимости от содержания выделяют общегеоморфологические и специализированные (частные) карты. Общегеоморфологические карты — многоплановые, составляются с использованием систем условных обозначений (легенд). Наиболее употребительными являются генетическая и историко-генетическая (хроногенетическая) карты. В первом случае фоновой окраской показывают происхождение выделенных форм и комплексов форм рельефа, во втором — их возраст, а происхождение передают наложенными обозначениями (штриховкой, символами). Непременным условием создания общегеоморфологических карт является отображение морфологических и морфографических особенностей рельефа, его облика. Соответственно выделяют элементные (аналитические) карты с обозначением граней и ребер рельефа и синтетические (типологические), характеризующие комплексы и морфогенетические типы рельефа. Общегеоморфологические карты с генетической легендой составляются на морфоструктурной и морфоскульптурной основе. В морфоструктурном варианте показывается **эндогенезис** рельефа, в морфоскульптурном — **экзогенезис**.

Специализированные карты отличаются более высокой избирательностью, с их помощью моделируются отобранные заранее свойства рельефа. К специализированным относятся, например, карты ледниковых форм рельефа, густоты и глубины эрозионного расчленения, связей рельефа с геологическими структурами, аномалий в его строении и др. Отдельные категории образуют карты интенсивности и направленности экзогенных процессов, состояния и тенденций развития геоморфологических систем. Источниками для построения картографических моделей служат ранее созданные карты, каталоги, статистические таблицы, текстовые описания, материалы топографо-геодезических измерений, полевые наземные и аэровизуальные наблюдения, результаты обработки аэро- и космических снимков, прямое зондирование поверхности с воздушных и космических летательных аппаратов.

Геофизические карты — отображают результаты геофизических съемок, проведенных для геологического картирования,

поисков и разведки полезных ископаемых. По своему содержанию геофизические карты подразделяются на четыре категории: 1) карты наблюденных физических полей (карты аномалий силы тяжести, карты аномального поля, карты полей времен и др.); 2) карты трансформированных физических полей (карты осредненных геофизических аномалий, локальных аномалий, типов полей и др.); 3) карты вычисленных и измеренных физических параметров горных пород (карты намагниченности, граничных и пластовых скоростей распространения прямой волны и т.п.); 4) карты геолого-геофизические, являющиеся промежуточными между картами геофизическими указанных трех категорий и геологическими, тектоническими и структурными картами. К последней категории относятся и петрофизические карты. Геофизическая обстановка на картах часто представляется в изолиниях (карты изогамм, изодинам, эквипотенциальных линий и т.п.). На этих картах отчетливо выделяется площадное распространение того или иного физического поля со всеми его характерными особенностями и объективными закономерностями.

Геохимические карты — показывают на фоне основных геологических данных распространение наиболее характерных для определенной территории химических элементов (прямых и косвенных индикаторов) в породах, водах и растительности района. На детальные геохимические карты наносят рудные месторождения, зоны околорудных изменений пород и внутренние ореолы и потоки рассеяния содержащихся в месторождении химических элементов, обычно металлов, специфических минералов. Различают следующие типы геохимических карт: коренных пород; биохимические (съемка по почвенным горизонтам и анализу растений); гидрогеохимические (исследование вод и донных отложений); ландшафтные (комплексного типа: исследования по почвам, грунтам, растениям и водам). Назначение геохимических карт — наиболее полное и достоверное отображение геохимических особенностей геологических тел и комплексов и их металлоносности. Это достигается в результате всестороннего геохимического изучения горных пород, слагающих территорию, и расчленения их по типам геохимической специализации.

В результате анализа геохимических особенностей распределения в горных породах **химических элементов — индикаторов рудоносности** на картах отображаются комплексы и отдельные геологические тела, а также оконтуриваются районы и перспективные участки для постановки более детальных поисково-оценочных работ.

Гидрогеологические карты — отображают на горизонтальной плоскости гидрогеологические условия участка земной коры. Составляют карты по результатам гидрогеологической съемки, являющейся составной частью геологической съемки. Номенклатура карт соответствует масштабу гидрогеологической съемки: мелкомасштабные (1:1 000 000—1:500 000), среднемасштабные (1:200 000—1:100 000), крупномасштабные (1:50 000—1:25 000) и детальные (крупнее 1:25 000) карты. Различают карты общего назначения, в составе которых выделяют общегидрогеологические и узкотематические карты (например, гидрогеохимические, динамики подземных вод), и карты специального назначения, предназначенные для обеспечения отдельных видов деятельности (например, водоснабжения, обводнения или осушения территорий).

По признаку полноты отражения картируемых явлений карты подразделяют на **общие**, например, гидрогеологическая карта общего назначения, с максимальными для данного масштаба полнотой, детальностью и точностью отражающие картографическими средствами основные элементы гидрогеологических условий, и **частные**, так называемые погоризонтные карты: раздельно составленные карты грунтовых и напорных вод четвертичных и дочетвертичных отложений, гидрогеологических параметров водоносных горизонтов. Карты сопровождаются гидрогеологическими разрезами и пояснительным текстом и обычно дополняются частными и специализированными картами. В дополнение к общей гидрогеологической карте составляют карту районирования территории по условиям водоснабжения, а также карту потенциальных эксплуатационных ресурсов подземных вод.

Геоэкологические карты. Геоэкология изучает региональные и глобальные изменения природной (в том числе и геологической) среды, обусловленные техногенным воздействием. Объект ее изучения — экосистемы или их составные части: почвы, поверхностные и подземные воды, приземная атмосфера, горные породы. Геоэкологическая карта — уменьшенное и обобщенное изображение в той или иной картографической проекции и системе условных знаков результатов специальных съемок по оценке состояния компонентов природной среды и хозяйственного освоения территории. Экологическое картографирование завершается составлением комплекта карт, состав и содержание которых пока строго не определены. Комплект включает в себя карты: хозяйственного освоения территории, источников загрязнения, техногенной нагрузки; техногенных ореолов загрязнения почв, поверхностных и подземных вод, реже — атмосферы растительности и животного мира.

Инженерно-геологические карты — изображают на горизонтальной плоскости особенности инженерно-геологических условий изучаемой территории с точностью и достоверностью, соответствующей ее масштабу. Различают **карты условий**, отражающие особенности объективно существующей геологической среды, и **карты специальные**, имеющие целевое назначение, включая характеристику, оценку и прогноз инженерно-геологических условий и процессов. Эту информацию по возможности представляют в приближенно-количественных показателях и во времени.

Основой для составления инженерно-геологических карт являются геологические, геоморфологические и гидрогеологические карты. Применяемая номенклатура инженерно-геологических карт и их назначение следующие: 1) **обзорные** (1:500 000 и мельче) — для обобщения накопленных материалов, региональной специализированной характеристики геологического строения, подземных вод и геологических явлений в пределах больших территорий (страны); 2) **мелкомасштабные** (1:200 000 —1:100 000) — для обоснования схем развития промышленно-

го, дорожного и городского строительства, региональных схем инженерной защиты территорий и сооружений от негативных геологических процессов; разработки районных нормативов и пособий по проектированию и типовому строительству и инженерно-геологическим изысканиям; 3) **среднемасштабные** (1:50 000—1:25 000) — для инженерно-геологического обоснования схем проектов разработки месторождений полезных ископаемых, схем и ТЭО размещения сооружений (каналы, мосты, тунели), проектирования линейного строительства; проектных решений по схемам комплексного использования водных ресурсов рек в районах сложного геологического строения, высокой сейсмичности, оценки территорий на проявление селевых потоков, карста; 4) **крупномасштабные** (детальные — 1:10 000, 1:5000, 1:2000, 1:1000, 1:500) — для размещения площадок сооружений на стадии проекта, осуществления мероприятий по инженерной подготовке территорий и защите от опасных геологических процессов.

Литологические карты. Литологические карты на топографической основе отображают общее геологическое строение областей развития преимущественно осадочных горных пород и распределение этих пород по вещественному, минеральному и петрографическому составу, текстурам и условиям залегания (в том числе рифогенные структуры и нетектонические нарушения) на определенной территории. Особенно важно составление таких карт для палеонтологически не охарактеризованных комплексов осадочных пород. Литологический состав пород на этих картах обычно изображают при помощи штриховых и краповых условных обозначений. Литологические карты позволяют судить об условиях осадконакопления в прошлые геологические эпохи.

Полезных ископаемых карты — схематическое изображение площади распространения полезных ископаемых. Обычно это мелкомасштабные карты, которые составляются на географической или упрощенной топографической основе.

Прогнозные карты — отражают прогнозные выводы о возможном нахождении еще не выявленных перспективных ру-

доносных площадей и месторождений и содержат рекомендации для направления дальнейших геолого-поисковых работ. Прогнозные карты составляются на основе металлогенических карт (обычно по отдельным видам или по группам родственных полезных ископаемых) на отдельных листах, накладываемых на металлогенические карты и рассматриваемых вместе с последними. Рудоносные площади на прогнозных картах по степени перспективности разбиваются на несколько категорий, затем выделяются площади для постановки дальнейших работ.

Детальные геологические карты (масштаб 1:10 000, 1:5000, 1:2000 и крупнее) дают подробную геологическую характеристику отдельных месторождений полезных ископаемых, районов гражданского или промышленного строительства.

Геологические планы горизонтов по масштабу относятся к детальным, но имеют свои специфические особенности. Они характеризуют условия залегания тел полезных ископаемых, их морфологию и вещественный состав. Эти планы составляются не на основе картирования, а по данным детальной и эксплуатационной разведки месторождений, вскрытых многочисленными скважинами и горными выработками, пространственное положение которых наносится на планы по данным маркшейдерских съемок.

7.4. ОФОРМЛЕНИЕ И УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Существуют стандартизованные правила составления и оформления карт. Геологическая карта сопровождается условными обозначениями (легендой), геологическими разрезами, стратиграфической колонкой, которые выносятся за рамку карты (*рис. 51*, *рис. 52*, *цв. вкл.*). Слева располагают стратиграфическую колонку, справа — легенду, внизу — геологические разрезы. Надписи к карте помещаются над ее северной и под южной рамками. Каждая карта сопровождается числовым и графическим (линейным) масштабами.

Для характеристики горных пород по возрасту, составу и происхождению используются различные условные знаки: цветовые, штриховые, буквенные и цифровые.

Цветовыми знаками показывают возраст осадочных и стратифицированных вулканогенных и метаморфогенных пород в соответствии с Международными стандартами (*см. рис. 47, цв. вкл.*). При этом для обозначения пород нижнего отдела какой-либо системы применяется темный тон, для среднего и верхнего — более светлые тона того же цвета. Яркими цветами отражают состав магматических горных пород (например, кислые — ярко-красный цвет, основные — ярко-зеленый, ультраосновные — ярко-фиолетовый, щелочные — ярко-оранжевый).

Штриховыми знаками в виде точек, черточек, штрихов разной толщины и ориентировки, треугольников, кружочков, крестиков и т.п. изображают вещественный состав горных пород различного происхождения. Главные литологические и петрографические типы пород показываются простыми знаками (рис. 7.1), породы промежуточного состава — различными сочетаниями этих знаков или их усложненными формами. На одноцветных картах штриховыми знаками обозначают также возраст горных пород.

Буквенные и цифровые обозначения (индексы) служат для указания возраста и происхождения пород. Буквами греческого алфавита обозначают также состав интрузивных и некоторых вулканогенных пород (например, кислые — γ, средние — δ, щелочные — ξ, основные — ν, ультраосновные — σ).

Индекс для обозначения осадочных, вулканогенных и метаморфогенных пород составляется из прописных и строчных букв латинского алфавита и цифр. Первой ставится прописная латинская буква, обозначающая систему, внизу справа от нее арабской цифрой указывается отдел, далее дается обозначение яруса строчными латинскими буквами и затем цифрой справа внизу указывается подъярус. Например, запись K_1al_3 обозначает: верхний подъярус альбского яруса нижнего отдела меловой системы. При необходимости буквенные знаки используют для обозначения комплексов, серий, свит, а также для выражения генезиса некоторых осадочных, вулканогенных и других образований.

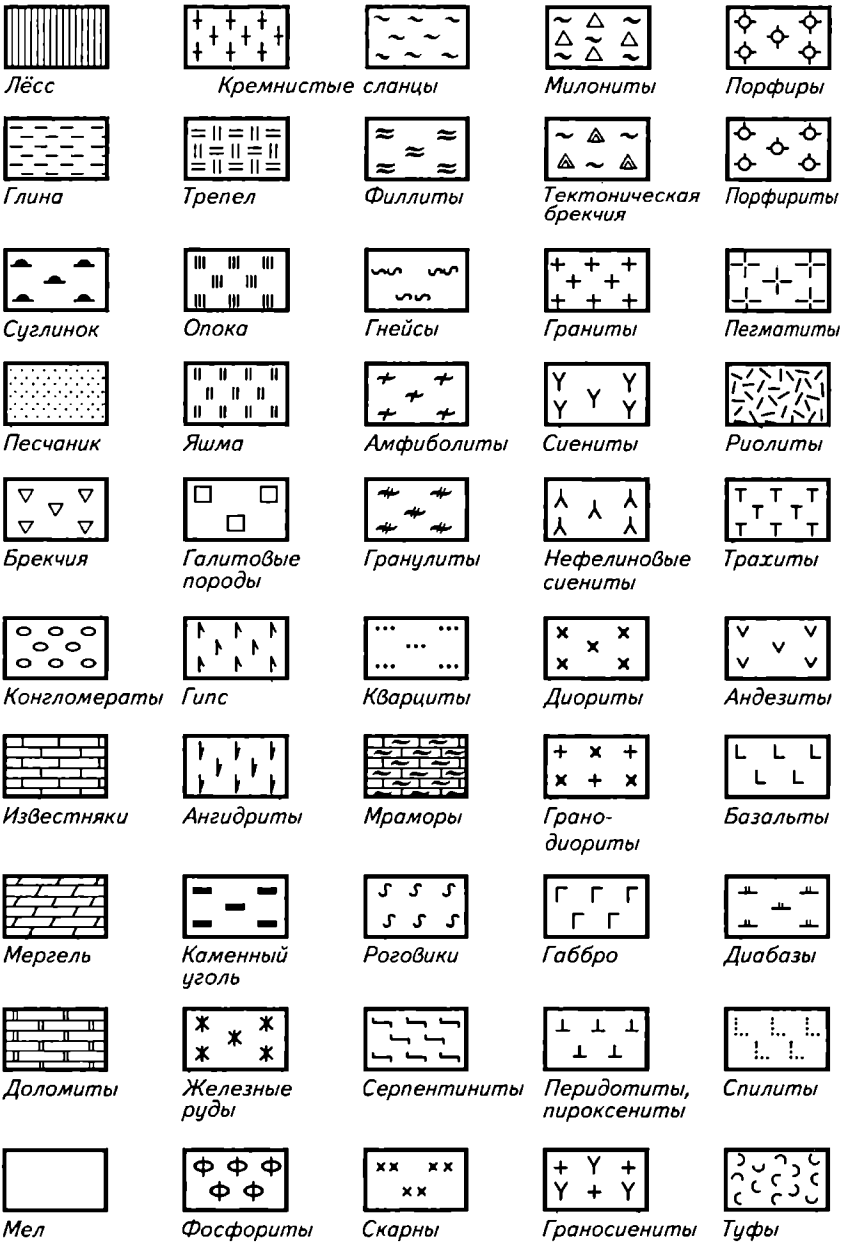


Рис. 7.1. Условные обозначения горных пород на геологической карте

Внемасштабными (линейными) знаками на карте показывают маркирующие горизонты (слои, пласты), силлы, дайки, жилы, геологические границы, разрывные нарушения, условия залегания пород, ориентировку шарниров складок, главнейшие палеонтологические находки, геологоразведочные выработки.

Условные знаки помещаются в прямоугольник и справа от него дается словесное описание (*см. рис. 52, цв. вкл.*). В расположении знаков в легенде должен соблюдаться строгий порядок. Все возрастные знаки размещаются сверху вниз в возрастной последовательности от молодых к древним отложениям. Знаки магматических пород (в последовательности от кислых к ультраосновным, сначала интрузивные, затем эффузивные) располагают ниже. Еще ниже помещают знаки метаморфических пород (если они не разделены по возрасту). Тектонические, структурные и прочие внемасштабные знаки замыкают таблицу условных обозначений.

Система обозначений на кондиционных геологических картах РФ соответствует Международной системе и регламентируется «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000» и «Основными требованиями к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1:50 000, (1:25 000)». На горных предприятиях для крупномасштабной геологической графики (геологических планов и разрезов) рекомендуется использовать несколько отличающуюся в деталях систему условных обозначений, которая предписывается Государственным стандартом на горную графическую документацию — ГОСТ 2.857—75. «Обозначения условные полезных ископаемых, горных пород и условий их залегания». В настоящее время ведется работа по полной унификации условных обозначений для всех типов и видов графической геологической документации.

Геологические разрезы и стратиграфические колонки

Геологические разрезы — это графическое изображение на вертикальной плоскости условий залегания горных пород; соотношения горных пород различного возраста и состава; фор-

мы геологических тел и изменения их мощности; характера складчатых и разрывных нарушений. Геологические разрезы дополняют и уточняют геологического карту. Они дают наглядное представление об изменении геологического строения с глубиной. Строятся разрезы одновременно с геологической картой. При составлении разрезов используют не только данные геологического картирования, но и материалы, полученные при бурении и горных работах, геофизических наблюдениях и др.

Разрезы составляются, раскрашиваются и индексируются в строгом соответствии с геологической картой. Линия разреза проводится от одной рамки листа до другой рамки и, как правило, пересекает всю площадь карты вкрест простирания горных пород по наиболее характерному направлению. Допускается составление разреза и по ломаной линии, при этом желательно, чтобы точек излома было немного. **Геологические разрезы показываются на карте черными тонкими линиями, на концах которых ставят прописные буквы русского алфавита или римские цифры** (*см. рис. 52, цв. вкл.*). **Если мощность четвертичных отложений слишком мала и не может быть выражена в масштабе разреза, то они снимаются.**

Горизонтальный масштаб разрезов должен соответствовать масштабу карты; увеличение вертикального масштаба допустимо только для районов с горизонтальным или пологим залеганием пород, но не более чем в 20 раз. **На всех разрезах геологические границы указываются сплошными черными линиями.**

Стратиграфическая колонка в определенном масштабе показывает последовательность напластования горных пород, характер контактов между ними и вещественный состав (*см. рис. 51, цв. вкл.*). Стандартная форма колонки предусматривает изображение в центре столбика геологической колонки **(условными знаками без раскраски),** слева в графах указывают стратиграфические подразделения единой шкалы — от системы до яруса и их общий индекс. Справа от колонки в отдельной графе указывается мощность, а в следующей графе — характеристика пород.

Колонка строится, как правило, в более крупном масштабе, чем карта (на всю длину рамки). Независимо от условий залегания пород их контакты указываются горизонтальной линией (кроме секущих интрузивных образований). **При согласном залегании пород линии должны быть прямыми, при несогласном — горизонтальными, но волнистыми.**

К другим видам графических материалов относятся зарисовки обнажений, геологические колонки отдельных скважин и горных выработок, а также специализированные планы и разрезы с изолиниями значений различных геологических показателей.

Пояснительная записка

К каждой геологической карте составляется пояснительная записка, в которой содержится описание территории, изображенной на карте. В ней приводится геологический материал, относящийся только к данной территории. Материал в записке располагают в определенной последовательности. В общем виде пояснительная записка содержит следующие главы.

1. Введение.
2. Орогидрография.
3. Геологическая изученность.
4. Стратиграфия.
5. Интрузивные образования.
6. Тектоника.
7. Полезные ископаемые.
8. Гидрогеология и подземные воды.
9. Оценка перспектив района на нахождение полезных ископаемых.
10. Литература.

Конкретное содержание пояснительной записки в соответствии с масштабом и назначением карты приводится в инструкциях, регламентирующих порядок и последовательность составления карты, содержания пояснительной записки, перечень условных знаков.

7.5. ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ИЗМЕРЕНИЕ

Под залеганием горных пород понимают пространственное положение горных пород в земной коре, т.е. их расположение по отношению к странам света и горизонтальной плоскости. Различают два вида залегания пород: нормальное — ненарушенное и ненормальное — нарушенное.

Нормальное (ненарушенное) залегание характеризуется горизонтальным или слабонаклонным (1—2°) положением слоев пород. Породы с нормальным залеганием занимают огромные площади в европейской части России, в Западной Сибири и других районах нашей страны.

На геологической карте района, сложенного горизонтально залегающими образованиями (*см. рис. 52, цв. вкл.*), хорошо просматриваются признаки такого залегания: **выходы (границы) слоев располагаются параллельно горизонталям рельефа и друг другу**; на водоразделах залегают более молодые, а в речных долинах — более древние породы. На карте и геологическом разрезе хорошо видно положение каждого слоя (пласта), представляющего собой плитообразную по форме и относительно однородную по составу горную породу, ограниченную поверхностями напластования и образовавшуюся в один и тот же промежуток геологического времени.

В зависимости от условий осадконакопления различают два типа соотношения пластов при их залегании: согласное и несогласное.

По масштабам несогласия делятся на региональные и локальные. Региональные развиты на огромных территориях, а локальные — на небольших площадях, чаще всего в пределах отдельных структур.

Нарушенное залегание слоев — это залегание, при котором нарушается первоначальное, горизонтальное положение горных пород. При этом происходит деформация слоев: они меняют угол наклона к горизонту, сминаются в складки, разрываются трещинами и разломами. В том случае, когда дислоциро-

ванные породы наклонены в одну сторону и под одним углом, наблюдается моноклинальное залегание. Например, слои меловых и палеогеновых отложений Северного Кавказа падают на северо-восток под углом 10° и более.

Причины выхода на поверхность коренных пород

Процессы осадконакопления (седиментации) в ходе геологического времени протекают более или менее непрерывно, хотя крайне неравномерно в различных районах Земного шара. Поэтому следовало бы ожидать, что древнейшие геологические напластования должны повсеместно залегать под слоями более молодых осадков, притом на большой глубине. В действительности, наблюдается совершенно иная картина: древнейшие (например, докембрийские) породы во многих районах выходят на земную поверхность и нередко на огромных площадях (например, на щитах и в горно-складчатых районах).

Выход (обнажение) древних геологических образований на земную поверхность объясняется явлениями денудации и тектоническими движениями земной коры. Как известно, в процессе денудации имеют место смыв, размыв и перенос продуктов разрушения горных пород текучими водами, ледниками и другими агентами денудации. При этом сносятся верхние, молодые напластования и обнажаются подстилающие их более древние породы.

Известно, что процессы денудации особенно интенсивно протекают в областях, высоко приподнятых над уровнем Мирового океана и характеризующихся высокой энергией рельефа (большой разностью высотных отметок поверхности).

Основное условие денудации — разность высотных отметок поверхности — постоянно возобновляется тектоническими движениями земной коры. Области, испытывающие поднятие, вместе с тем являются областями денудации. Напротив, области, испытывающие погружение, характеризуются преобладанием процессов седиментации. Вследствие дифференциации земной коры на области преимущественного поднятия (и денудации) и

на области преимущественного погружения (и седиментации) появляются территории, в пределах которых процессы денудации обнажили древнейшие горные породы, и территории, которые характеризуются глубоким залеганием древнейших пород под толщей более молодых напластований. Поэтому степень и глубина обнажения древнейших горных пород зависят от длительности и интенсивности процессов поднятия и связанных с ним явлений денудации. Интенсивностью и длительностью процессов погружения определяется глубина залегания древнейших пород на данной территории.

Таким образом, степень обнаженности и глубина залегания горных пород определяются совместным действием колебательных движений земной коры и тесно связанных с ними денудационных и седиментационных процессов.

Общую картину обнажения горных пород значительно усложняют дислокационные движения земной коры — складчатые и разрывные нарушения первоначального залегания горных пород. Пестрота рисунка выходов древних пород на земную поверхность связана также с различной глубиной вреза эрозионной сети (оврагов, балок, долин рек, горных ущелий) и сложной (в плане) конфигурацией самой эрозионной сети. Естественно, что в долинах рек, глубоко врезанных в толщи горных пород, будут обнажены более древние напластования и на большую мощность. В бортах неглубоких оврагов будут выходить более молодые напластования.

Элементы залегания горных пород

Во всех случаях, когда залегание различных геологических тел и, в частности, пластов горных пород отличается от горизонтального, для определения их ориентировки в пространстве вводится понятие об **элементах залегания.** К ним относятся: простирание, падение и угол падения.

Простирание пласта (или любой наклонной плоскости) — это его протяженность (положение) по отношению к странам света на горизонтальной плоскости. Направление простирания может быть выражено линией простирания. **Линия простира-**

ния — это линия пересечения поверхности пласта с горизонтальной плоскостью, т.е. любая горизонтальная линия в плоскости пласта.

Положение линии простирания относительно стран света определяется азимутом простирания. **Азимут простирания** — это правый горизонтальный векториальный угол, отсчитываемый от северного направления географического медиана до линии простирания. Азимут может меняться от 0 до 360°. Так как любая линия простирания имеет два взаимно противоположных направления, то азимут простирания может быть выражен двумя значениями, различающимися на 180°.

Падение пласта — его положение по отношению к плоскости горизонта. Оно определяется линией падения. **Линия падения** — это линия пересечения плоскости пласта с вертикальной плоскостью, направленная в сторону его наибольшего наклона. Таким образом, линия падения и линия простирания взаимно перпендикулярны. В отличие от линии простирания линия падения является вектором. Направление падения пласта также определяется азимутом.

Азимут падения — угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением географического меридиана. Азимут падения может изменяться от 0 до 360° и всегда имеет только одно значение.

Угол падения — это двугранный угол, образованный плоскостью пласта и горизонтальной плоскостью (или угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость). Угол падения изменяется при наклонах пласта от 0 до 90°. Запись элементов залегания производится следующим образом: пр. ЮЗ 225; пд. ЮВ 135, $\angle$ 32.

В полевых условиях определение элементов залегания геологических тел производится с помощью горного компаса. Горным компасом определяются как горизонтальные (азимутальные), так и вертикальные углы. Элементы залегания наклонного пласта и их измерение с помощью горного компаса показаны на рис. 7.2.

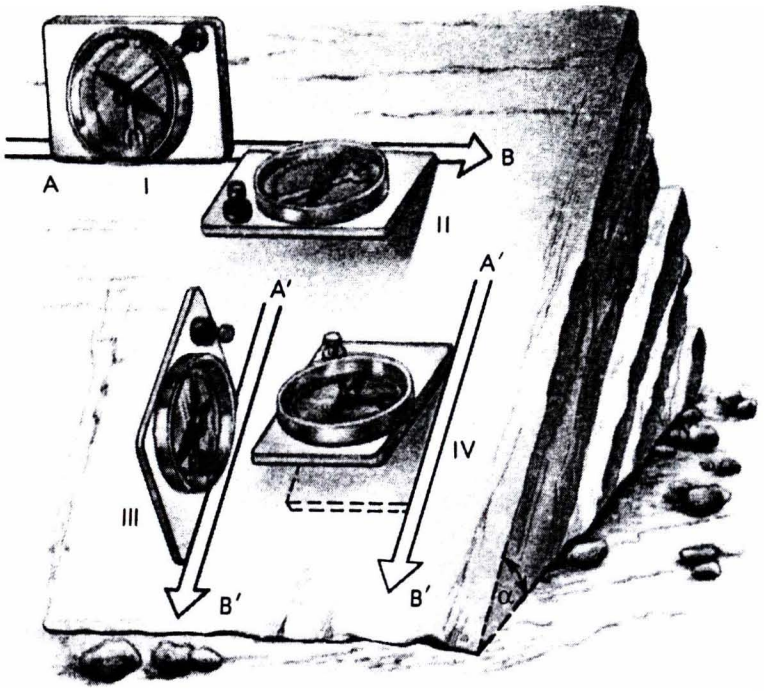


Рис. 7.2. Элементы залегания пласта и их определение с помощью горного компаса:
АВ — линия простирания; А′В′ — линии падения; α — угол падения; I — нахождение линии простирания; II — определение азимута простирания; III — определение угла падения; IV — определение азимута падения

Горный компас состоит из алюминиевой или медной пластинки, длинная сторона которой ориентирована параллельно направлению с севера на юг, и укрепленного на пластинке лимба. В центре лимба на металлическую иглу насажены магнитная стрелка и отвес соответственно для определения азимутов и угла падения. Для удобства работы лимб разделен на 360° в направлении, обратном движению часовой стрелки; переставлены и индексы запада и востока. Это позволяет наносить данные измерений азимутов падений и простираний на карту без какого-либо пересчета.

При определении элементов залегания слоя можно воспользоваться следующим, достаточно распространенным способом. На поверхности слоя, для которого надо установить элементы залегания, расчищают небольшую ровную площадку и на ней сначала определяют положение линии падения и значение угла падения. С этой целью к расчищенной плоскости слоя прикладывают длинную сторону вертикально расположенного компаса так, чтобы отвес был направлен вниз (см. рис. 7.2). Вертикальное положение компаса определяется по свободному качанию отвеса. Магнитная стрелка при этом должна быть закреплена. Удерживая компас в таком положении, вращают его по поверхности слоя, выбирая по показанию отвеса клинометра на полулимбе наибольший отсчет. Это и будет истинный угол падения слоя. По направлению длинной стороны компаса на площадке прочерчивают или мысленно проводят на плоскости слоя прямую, которая и соответствует направлению линии падения.

Для определения азимута падения компас поворачивают до совмещения его основания с плоскостью слоя. Короткая сторона компаса в этот момент показывает направление линии простирания. Вращая компас вокруг этой линии, приводят его (по уровню компаса) в горизонтальное положение, но так, чтобы северная сторона компаса была направлена в сторону падения слоя. Затем отпускают стопор стрелки и по ее северному концу на лимбе компаса снимают значение азимута падения. Азимут простирания отличается от азимута падения на 90°, поэтому его можно не измерять, а вычислить. Для этого следует прибавить (или отнять) к величине азимута падения 90°. Например, если азимут падения северо-восток 40°, то азимут простирания будет юго-восток 130° и северо-запад 310°. Из этих двух значений берут то, которое находится в северной половине — северо-запад 310°.

При записи элементов залегания обязательно указывается четверть квадранта, в которой расположен этот угол; применяется буквенное выражение (СВ, ЮВ, СЗ, ЮЗ). Элементы залегания записываются следующим образом:

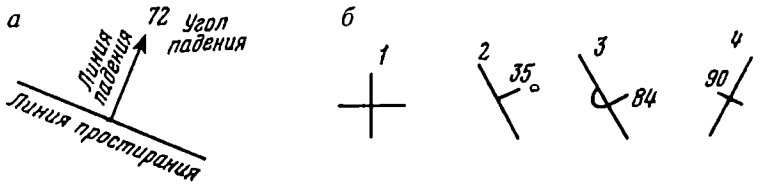


Рис. 7.3. Схема изображения элементов залегания (*а*) и условные знаки для изображения элементов залегания на геологической карте (*б*).
Залегание: *1* — горизонтальное, *2* — нормальное наклонное, *3* — перевернутое (опрокинутое), *4* — вертикальное

$$\text{аз.пад. } 320 \angle 42; \text{ аз.пр.} \frac{\text{СВ } 50}{\text{ЮЗ } 230}.$$

Знак градуса не ставится, чтобы не спутать его с нулем. На геологических картах элементы залегания слоев показываются специальными условными знаками (рис. 7.3).

7.6. ГРАФИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УЧАСТКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ С РАЗЛИЧНЫМИ УСЛОВИЯМИ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД

Горизонтальное залегание горных пород. При горизонтальном залегании слоев различного возраста и литологического состава рисунок геологической карты зависит от расчлененности рельефа и мощности слоев, образующих соответствующий участок земной коры. Границы (контакты) пластов следуют изгибам рельефа, так как в силу горизонтального залегания подошва и кровля каждого пласта имеют определенную и постоянную высотную отметку. В этом случае выходы пластов на поверхность будут изображаться в виде полос, вытягивающихся параллельно горизонталям местности (*см. рис. 52, цв. вкл.*). Ширина этих полос зависит от мощности пластов и величины уклона поверхности. Очевидно, чем мощнее пласт и положе склон, тем шире будут полосы выходов пластов и наоборот.

Признак горизонтального залегания пород на геологической карте — постоянство отметок поверхностей разделов геологических тел и подобие геологических границ горизонталям рельефа поверхности.

По геологической карте можно не только установить, какие породы выходят на поверхность Земли (или под покров четвертичных отложений), но также получить представление о геологическом строении участка. Для этого составляется геологический разрез. Построение геологического разреза при горизонтальном залегании пород состоит в следующем.

1. По топографической основе геологической карты (*см. рис. 52, цв. вкл.*) по заданному направлению АБ составляется топографический профиль. Если местность равнинная или слабопересеченная, а масштаб геологической карты мелкий, то топографический профиль будет иметь волнистый характер, мало отличающийся от прямой. В таких случаях профиль местности без ущерба для точности разреза может быть принят прямолинейным.

2. Наносятся с геологической карты на топографический профиль границы толщ пород, пересекаемые заданным направлением разреза.

3. Изображаются границы распространения толщ на глубину (*см. рис. 52, цв. вкл.*) путем проведения горизонтальных линий исходя из стратиграфического положения слоев (более молодые отложения перекрывают более древние).

Моноклинальное залегание пластов. Моноклинальным называется залегание, когда слои или толщи пород в пределах участка наклонены в одном направлении и под одним углом. Соответственно признаком моноклинального залегания пород на участке является постоянство элементов залегания, к которым относят азимут простирания, азимут падения и угол падения. Выходы одинаково (моноклинально) наклоненных пластов в условиях равнинной местности будут иметь вид параллельных друг другу полос. Если местность неровная, то полосы выходов пластов будут пересекать горизонтали местности. Ширина полос выходов пластов зависит от мощности, угла наклона и укло-

на поверхности местности. Наклонное значение слоев показано на *рис. 52, цв. вкл.*

Признак моноклинального залегания пород на геологической карте — закономерное пересечение границами пород горизонталей рельефа в направлении, перпендикулярном простиранию пород (вкрест простирания возраст пород сменяется в соответствии со стратиграфической шкалой).

Рассмотрим варианты определения элементов залегания графическим способом по плану или геологической карте. Например, на поверхность выходит пласт угля (рис. 7.4); поскольку линия выхода пласта пересекает горизонтали рельефа, пласт залегает наклонно. Обозначим буквами точки пересечения пласта с горизонталями: точки А и А′ лежат на горизонтали 130 м, В и В′ — на горизонтали 120 м. Прямая, соединяющая точки А и А′, есть линия простирания с абсолютной отметкой 130 м. Аналогично, линия ВВ′ — линия простирания с отметкой 120 м. Следовательно, пласт наклонен и имеет падение на юго-запад от линии АА′ к линии ВВ′. Нанесем значок элементов залегания рядом с линией выхода пласта (около точки А) и определим (компасом или транспортиром) азимуты падения и простирания, которые соответственно равны: аз. пад. 220 ЮЗ; аз. пр. 130 ЮВ (310 СЗ).

Для определения угла падения пласта необходимо построить треугольник заложения АВ″А″. В этом треугольнике АА″ — величина сечения между горизонталями (10 м); А″В″ = l — расстояние между линиями простирания АА′ и ВВ′ в горизонтальной плоскости, т.е. проекция линии падения на горизонтальную плоскость. Соединив точки А и В″, получим угол наклона пласта А″В″А = 30°.

Если для **наклонного пласта известны элементы залегания и точка его выхода на поверхность**, то по этим данным можно **построить линии выхода пласта на поверхность.** На рис. 7.5 приведен топографический план участка, в точке А которого выходит пласт с аз.пад. 240 и углом падения 40°.

Чтобы построить линию выхода, надо найти серию точек, в которых отметка пласта и отметка поверхности рельефа одина-

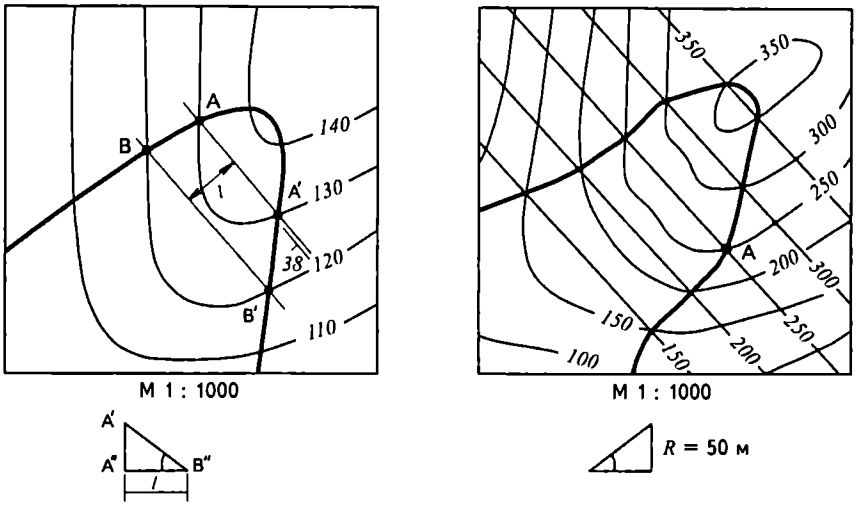


Рис.7.4. Определение элементов залегания пласта, выходящего на поверхность

Рис. 7.5. Построение линии выхода пласта на поверхность по заданным (измеренным) элементам залегания

ковы. Одна точка известна, это точка А. В этой точке отметка поверхности пласта равна 250 м, т.е. линия простирания, проведенная через эту точку, будет иметь отметку 250; так как пласт падает на ЮЗ, то на СВ от этой линии отметки поверхности пласта увеличиваются, а на ЮЗ — уменьшаются.

Проведем линии простирания с отметками, соответствующими горизонталям рельефа. Для определения расстояния между ними построим треугольник заложения. Величину заложения (проекцию линии падения) определим по формуле: $l = h / \operatorname{tg} \alpha$ (h — величина сечения между двумя линиями простирания, α — угол падения пласта). Затем необходимо найти точки пересечения линий простирания и горизонталей местности, имеющие одинаковые отметки, и соединить их плавной линией, которая и будет линией выхода пласта.

Если наклонная плоскость не выходит непосредственно на поверхность, то определить ее элементы залегания графически можно при условии, что она на глубине пересечена тремя гор-

ными выработками. На рис. 7.6 изображен участок, в точках А, Б и В которого пройдены скважины, встретившие пласт угля на глубинах соответственно 290, 280 и 310 м. На поверхность этот пласт не выходит. Определив отметки устьев скважин (точек А, Б и В), найдем отметки кровли пласта в скважинах (вычитаем из отметки устья глубину подсечения кровли пласта соответствующей скважиной). Они будут равны 210 м (т. А), 140 м (т. Б) и 150 м (т. В). Соединим прямой линией точки с наивысшей и наименьшей отметками (для рис. 7.6 — т. А и т. Б) и найдем на этой прямой точку В′ с отметкой, равной отметке кровли пласта в т.В. Линия ВВ′ является линией простирания пласта. Если теперь из т. А опустить на линию простирания перпендикуляр, то получим горизонтальную проекцию (заложение) линии падения. Обозначим пересечение на рис. 7.6 точкой Г. Направление падения — от т. А (с наибольшей отметкой кровли пласта) к отстроенной линии простирания, имеющей меньшую отметку. Теперь можно определить азимуты линии простирания и падения.

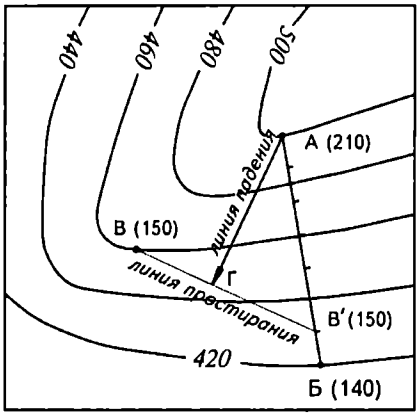


Рис. 7.6. Определение элементов залегания пласта, вскрытого горными выработками

Для определения угла падения следует построить треугольник заложения, катетами которого будут горизонтальная проекция линии падения АГ и превышение т. А над т. Г (для нашего случая превышение составит 210 – 150 = 60 м). Угол этого треугольника и будет углом падения пласта.

Построение линии пересечения рудного тела и разрывного нарушения. Выполнение этой задачи производится в определенной последовательности.

1. Строятся треугольники заложения рудного тела и разрывного нарушения и определяется горизонтальное расстояние в плане между линиями простирания с различными высотными отметками.

Строятся системы линий простирания (изогипс) для рудного тела и разрыва, имеющие одинаковые высотные отметки, которые соединяются плавной линией. Это и будет линия пересечения с разломом рудного тела.

Пример. Золотоносная жила имеет азимут падения 180∠45, в точке *А* на горизонте +100 м смещается разрывом с элементами залегания: аз. пад. 210∠ 30 (рис. 7.7). Требуется: построить линию пересечения жилы разрывом до отметки +40 м.

Ход решения. 1. В масштабе плана (1 : 1000) строим треугольники заложения (см. рис. 7.7): а) жилы, б) разрыва, где l_1 —горизонтальное проложение жилы, l_2 — горизонтальное проложение разрыва. 2. Строим системы изогипс (линий простирания) для жилы и разрыва. 3. Точки *А*, *1*, *2*, *3*, *4*, *5*, *6* (точки пересечения линий простирания с одинаковыми высотными отметками) соединяем линией. В заштрихованной области жила отсутствует.

Построение геологического разреза при моноклинальном залегании пород сводится к следующему (рассматривается на примере *рис. 53, цв. вкл.*).

1. Анализ карты и проведение линии разреза.

На карте все породы падают на северо-восток. Другое залегание пород невозможно, так как тогда древние породы налегали бы на молодые. В случае нормального залегания пород это исключено. При построении разреза через участок, где породы залегают моноклинально, линию разреза выбирают по направлению падения слоев, т.е. вкрест простирания. Тогда на разрезе угол наклона слоев будет истинным, истинной будет и мощность слоев.

Направление линии разреза относительно элементов залегания слоев (линии падения и линии простирания) имеет большое значение, так как если провести разрез по направлению простирания слоев, то все слои на разрезе будут залегать горизонтально; при косом расположении разреза мощности и углы падения будут отличаться от истинных.

При построении геологических разрезов по участкам с наклонным залеганием слоев вертикальный масштаб должен быть равен горизонтальному. Только в этом случае получатся истинные углы падения слоев. Иногда вертикальный масштаб может

быть увеличен по отношению к горизонтальному, тогда на построенном разрезе углы будут больше истинных; изменится и характер рельефа поверхности.

2. Отображение рельефа поверхности. По топографической основе геологической карты по линии разреза составляется топографический профиль (см. горизонтальное залегание).

3. Наносятся с геологической карты на топографический профиль границы толщ пород, пересекаемые заданным направлением разреза.

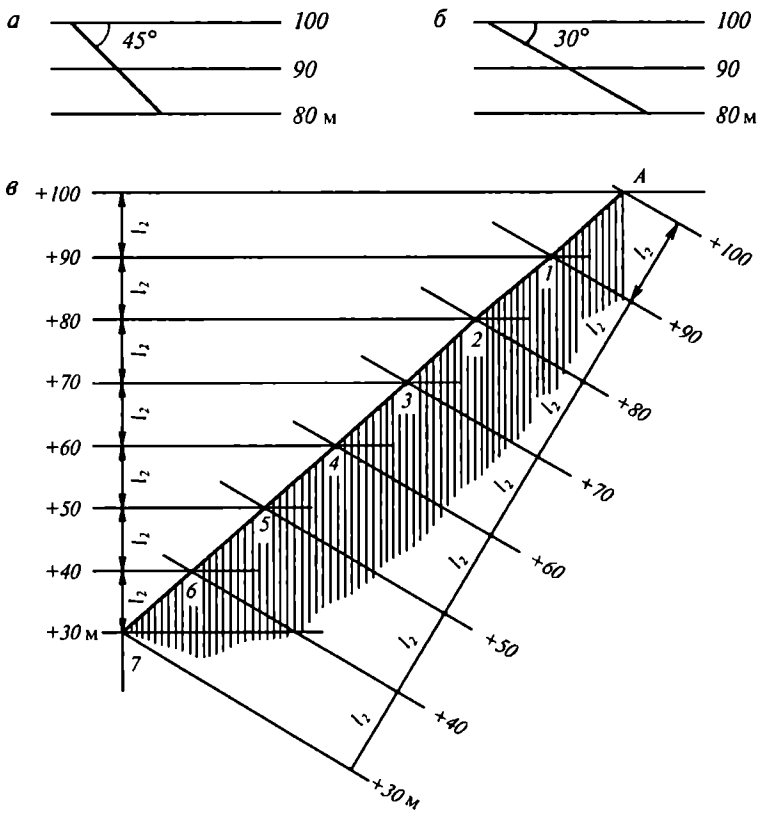


Рис. 7.7. Построение линии пересечения рудной жилы и разрывного нарушения.

Треугольники заложения: *а* — жилы, *б* — разрыва; *в* — схема для определения области проявления жилы

4. Изображаются границы распространения толщ на глубину. Для этого используются данные об элементах залегания пластов, нанесенные на геологической карте. Если же таких данных на карте нет, то распространение толщ на глубине устанавливается ориентировочно по стратиграфическому положению слоев, исходя из того, что более молодые отложения перекрывают более древние. Соответственно границы толщ на глубине будут смещаться в сторону перекрывающих слоев.

5. Когда таким способам будет выявлено направление наклона слоев, можно уточнять значения углов наклона толщ пород. Это можно сделать при помощи простейших расчетов, зная ширину полосы выхода толщи (определяется по геологической карте) и ее мощность (берется по геологической колонке). Очевидно, угол падения пласта $B = 90° - A$ (рис. 7.8). Величина угла A определяется из равенства

$$\operatorname{tg} A = \frac{a}{b} = \frac{\sqrt{c^2 - b^2}}{b},$$

где c — ширина полосы выхода толщи; b — мощность толщи.

6. В случае пересечения линией разреза разрывных нарушений они наносятся на разрез.

Складчатое залегание. Все складчатые образования могли бы четко прослеживаться и в рельефе, и на поверхности, если бы не было процессов денудации. Однако, эти процессы, которые протекают почти одновременно с образованием складок, разрушали («срезали») возвышенные участки рельефа, т.е. зам-

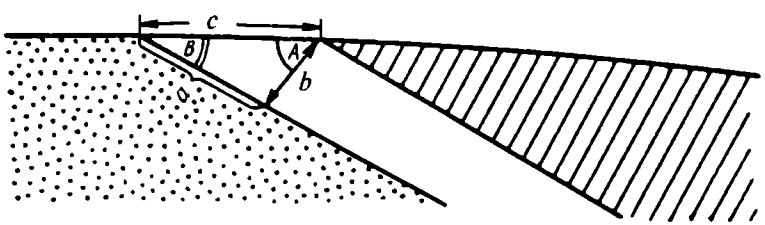


Рис. 7.8. Определение угла падения пласта по мощности слоя и ширине полосы выхода слоя пород

ковые части антиклинальных и крылья синклинальных складок. В результате на дневной поверхности обнажаются более древние образования, залегающие в ядрах антиклинальных складок, и более молодые породы, сохраняющиеся в ядрах синклинальных складок (*рис. 54, цв. вкл.*).

На геологических картах районов, характеризующихся складчатым строением земной коры с сильно денудированной поверхностью, разновозрастные слои пород имеют различное расположение: это могут быть вытянутые параллельные, сходящиеся и расходящиеся, зигзаго- и дугообразные, а также концентрические полосы, которые сужаются, расширяются, а иногда и выклиниваются. На геологической карте основным признаком складчатого залегания является симметрично повторяющееся расположение полос (слоев) горных пород относительно центральной непарной полосы или участка, соответствующего внутренней части складки — ядру структуры.

Антиклинальные складки на геологической карте устанавливаются по симметричному расположению полос более молодых пород относительно центрального, непарного участка с более древними породами, слагающими ядро складки. У синклинальных складок в ядре находятся более молодые породы, вокруг которых симметрично по обе стороны располагаются более древние образования.

Разберем пример, когда шарнир складки параллелен ее оси, а местность плоская, равнинная (рис. 7.9). В этом случае выходы пластов будут вытянуты в виде полос, параллельных осям складки. Наиболее молодые отложения, расположенные в осевой части синклинали, по обе стороны от нее будут сменяться полосами выходов все более и более древних (подстилающих) слоев. Обратная картина будет наблюдаться у антиклинальной складки: в осевой части будут выходить на дневную поверхность наиболее древние слои, а по обе стороны от нее последовательно вытянутся полосы все более и более молодых (перекрывающих) слоев. Ширина полос выходов слоев, как и в предыдущих случаях, зависит от мощности пластов и угла их наклона.

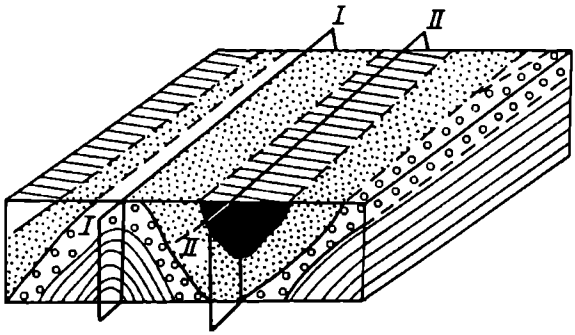


Рис. 7.9 Блок-диаграмма линейных складок с горизонтальными шарнирами *I—I* и *II—II*

Если местность пересеченная, то контуры выходов пластов будут уже не параллельными, а извивающимися и тем в большей степени, чем сложнее поверхность местности.

Брахискладки, как известно, характеризуются куполообразным (брахиантиклиналь) или мульдообразным (брахисинклиналь) залеганием слоев. При пересечении таких складок поверхностью Земли получатся системы концентрически замыкающихся слоев. При этом в ядре (в центре) брахиантиклинали будут выходить наиболее древние, а по краям — более молодые наслоения. В центральной части брахисинклинали, наоборот, будут наиболее молодые, а по периферии — более древние наслоения.

Складки, нарушенные разрывами. Контуры выходов пластов значительно усложняются, если мы имеем дело со складкой, разорванной сбросом или сдвигом. На рис. 7.10 показаны наиболее типичные случаи такого рода нарушений, цифрами показаны номера слоев в последовательности от более древних к более молодым.

Чтобы определить опущенную по сбросу часть складки, необходимо сначала установить, синклиналь это или антиклиналь, а затем проследить за изменением раствора крыльев складки. У антиклинали в сброшенной части раствор крыльев уменьшается, у синклинали, наоборот, возрастает (под раствором крыльев складок понимают ширину складки в сечении, нормальном к осевой плоскости).

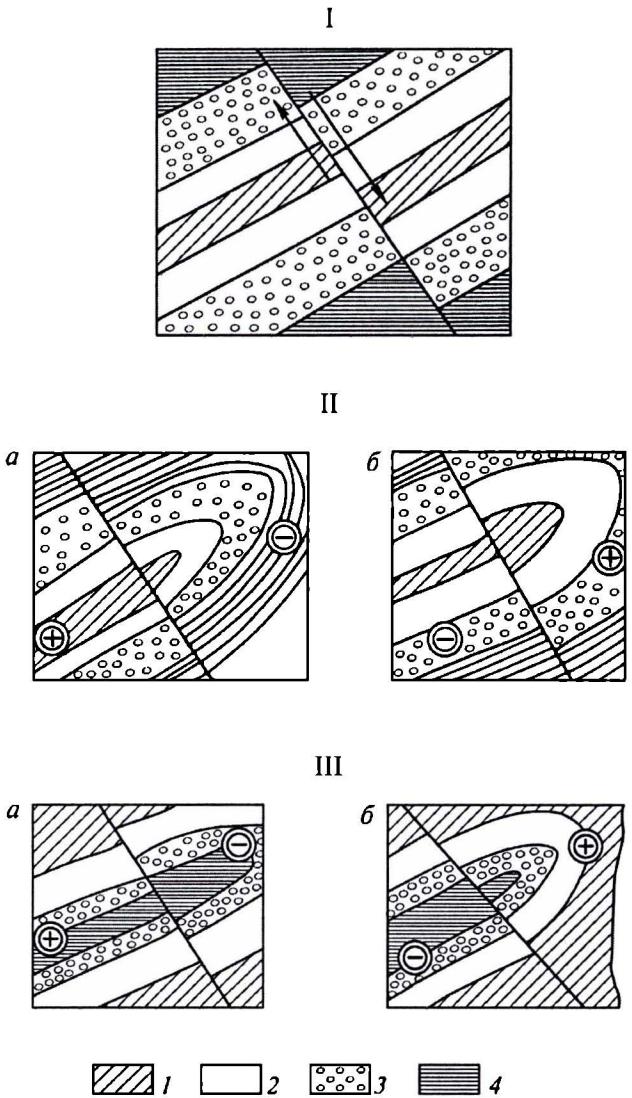


Рис. 7.10. Характерные случаи нарушений:
I — антиклиналь, разорванная сдвигом; II — то же, сбросом; III — синклиналь, разорванная сбросом; *а* — опущено северо-восточное крыло; *б* — опущено юго-западное крыло; отложения: *1* — триаса, *2* — юры, *3* — мела, *4* — палеогена; стрелками показаны направления смещения по горизонтали; «плюс» и «минус» — соответственно поднятые и опущенные блоки

Разрывные нарушения. Большое значение имеет правильное изображение разрывных нарушении. Разрывы в горных породах бывают весьма разнообразными по характеру и масштабам. Они могут быть одиночными и многочисленными, а перемещения блоков — незначительными и сравнительно сильными относительно друг друга. В нарушениях важно выделить главные элементы: поверхность разрыва (сместитель), сместившиеся блоки и величину (амплитуду) смещения.

При составлении геологических карт необходимо знать, как обозначаются разрывные нарушения на картах и разрезах. Это особенно важно для наиболее распространенных разрывных нарушений со смещением — сбросов, взбросов, горстов, грабенов, сдвигов и надвигов.

Для определения характера разрывного нарушения и его элементов необходимо знать важнейшие признаки нарушений. К ним относятся:

1) внезапное исчезновение горизонтов и пачек пород при их прослеживании в поле или по карте, а также «утыкание» горизонтов одних пород в другие; это свидетельствует о несогласном залегании пород (что не имеет отношения к разрывам), тектонических контактах или оползневых явлениях;

2) наличие зон брекчий, залегающих согласно со слоистостью пород;

3) резкое изменение элементов залегания пород;

4) прямолинейность долин рек, резкие ограничения озер, коленообразные изменения речных долин;

5) линейное расположение блюдцевидных понижений, болот, озер и др.;

6) выступающие в рельефе гряды, гребни или отрицательные формы рельефа, отражающие нарушения, выполненные жильными дайковыми образованиями, или фиксирующие вулканические постройки;

7) наличие сравнительно узких и протяженных полос с более обильной растительностью на фоне бедной растительностью территории.

При работе с геологической картой для определения разрывных нарушений важно выявить положение в анализируемой структуре опущенного и приподнятого крыльев. Для этого сравнивают возраст пород, обнаженных на поверхности по разные стороны от сместителя (*см. рис. 54, цв. вкл.*). Поднятым крылом окажется то, которое на денудированной поверхности сложено более древними породами; в опущенном крыле на поверхности обнажены более молодые породы. На геологических картах разрывы показываются жирными красными линиями. На сместителе с помощью стрелочек указываются (при наличии данных) направление сместителя и цифрой угол его падения. Если конкретных данных нет, то сместитель обычно показывают вертикальным. При построении геологического разреза через разрывные нарушения сначала показываются их сместители, так как разрез делится разрывами на отдельные блоки, в пределах которых горные породы изображаются без связи с соседними участками. Если сместитель пересекает один и тот же слой или стратиграфический горизонт, то его изображение на разрезе на разных крыльях разрыва позволит определить амплитуду смещения слоев.

Задача определения возраста разрывного тектонического нарушения решается, в принципе, как и в случае определения возраста магматической интрузивной породы: необходимо найти на карте самую молодую породу, через которую проходит разлом; его возраст будет моложе возраста этой горной породы.

7.7. ЧТЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

По очертанию выходов пород различных систем, изображенных на карте, и их взаимному расположению можно составить впечатление о геологических структурах, развитых на данном участке земной коры, и истории их развития. Однако, следует помнить, что геологическая карта является двухмерным плоскостным изображением трехмерных объемных геологических структур земной коры, поэтому очертания выходов пород и взаимное расположение их в природе (зависящее не только от геологического строения, но и от рельефа) будут иными, чем на геоло-

гической карте. Это заставляет представить, как сочетаются на карте различно лежащие слои с рельефом данной местности.

При горизонтальном залегании слоев и горизонтальном нерасчлененном рельефе местности, изображенном на карте, карта будет представлять собой сплошное поле, закрашенное одним цветом, присвоенным слою, занимающему самое верхнее положение в толще горизонтально лежащих слоев. Рельеф на карте такой местности будет представлен полем без горизонталей. При горизонтальном залегании слоев на расчлененном рельефе местности изображение на карте будет уже иное. Если овраги молодые и развивают свои долины еще в верхнем слое, то на карте это получит свое отображение лишь в горизонталях, обрисовывающих неровности; изображение геологии остается таким же однообразным, как и в первом случае. Если овраги или речные долины обнажили породы нижележащих слоев горизонтально наслоенной толщи, то нижележащий слой получит отображение не только в рельефе, но и на геологической карте. Причем, чем ниже залегает слой на местности, тем с меньшей отметкой участок будет ему соответствовать на карте. Самые древние слои изобразятся на карте в участках, ограниченных горизонталями с наименьшими абсолютными отметками, а самые молодые — на участках, ограниченных горизонталями с наибольшими отметками. Следовательно, в последнем случае основная площадь будет закрашена цветом ближайшего к поверхности слоя и только вдоль долины будут появляться полосы более древних пород. Граница слоев на карте пройдет параллельно горизонталям рельефа (*см. рис. 52, цв. вкл.*).

В таком случае по геологической карте можно легко установить мощность слоев и последовательность их накопления, а для иллюстрации этой последовательности составить геологическую (стратиграфическую) колонку местности. Стратиграфическую колонку рекомендуется составлять для района с любым залеганием слоев, чтобы дать наглядное представление о возрасте пород, развитых в районе, о последовательности их залегания, литологическом составе. Для района, изображенного на геологической карте (*см. рис. 53, цв. вкл.*), литолого-страти-

графическая колонка будет выглядеть так, как это показано на *рис. 51, цв. вкл.* (волнистая линия — перерыв в отложениях). Иногда в стратиграфической колонке указывают на встречающуюся в каждом слое фауну, а также дают характеристику подземных вод и т.п.

На геологической карте слои, «стоящие на головах» (вертикально), изобразятся в виде сменяющих друг друга полос; полосы эти тянутся по простиранию слоев.

При наклонном залегании слоев и горизонтальном нерасчлененном рельефе местности слои на карте также изображают в виде полос, сменяющих друг друга в сторону падения от более древних к более молодым; полосы тянутся здесь, как и в предыдущем случае, по простиранию слоев. При расчлененной местности, сложенной наклонными пластами, она будет на геологической карте изображаться по-разному — в зависимости от направления падения слоев, а также направления и уклона расчленяющих местность долин. В зависимости от данных параметров соотношения границ слоев на карте и изображенных на ней горизонталей могут быть различны. В случае падения слоев в сторону уклона местности, но с меньшим углом, изгибы горизонталей и границ слоев на геологической карте будут направлены в одну сторону. При более крутом падении слоев по сравнению с уклоном рассекающей местность долины горизонтали и границы слоев на карте будут изогнуты в противоположные стороны.

Местность, сложенная слоями, собранными в линейные прямые складки, при их размыве изображается на карте в виде длинных полос, симметрично повторяющихся относительно центральной, непарной полосы, соответствующей слою, лежащему в центральной части складки. Если непарная полоса на карте будет соответствовать самому молодому слою на местности, то на карте будет изображена синклиналь, а непарный слой будет ее ядром. Если непарная полоса на карте будет соответствовать самому древнему слою на местности, то, следовательно, на карте изображена антиклиналь, а непарный слой будет соответствовать ядру антиклинали. При наличии брахискладок полосы на карте замыкаются в виде эллипсов. Контуры слоев при складчатом залегании пересекутся с горизонталями.

Когда на местности отмечаются разрывные нарушения, следует учитывать падение и простирание слоев в лежачем и висячем крыльях (крыло устанавливается по возрасту соприкасающихся по разрыву пород), а также простирание и падение сбрасывателя; по карте можно установить и наклон сбрасывателя. Если сбрасыватель вертикальный, то на геологической карте как при нерасчлененном, так и при расчлененном рельефе он будет выражен в виде прямой линии, при наклонном залегании на карте и нерасчлененном рельефе — прямой линией, а при расчлененном — ломаной. Причем, чем больше расчленен рельеф, тем больше изломана линия. Для определения направления падения следует построить на карте треугольник из зигзага сбрасывателя на карте, тогда вершина треугольника в речной долине будет направлена по падению сбрасывателя, а на водоразделах плоскость падения сбрасывателя будет направлена параллельно перпендикуляру, опущенному из вершины к основанию треугольника.

Читая геологическую карту, можно установить, согласно или несогласно залегают слои в той местности, которая изображена на карте. При согласном залегании слоев границы выхода на карте будут параллельны; в случае наличия углового несогласия границы слоев на карте пересекаются между собой и одна серия слоев как бы срезает другую. Параллельные несогласия также можно проследить в случае налегания молодых пород на более древние.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондаренко О.Б.* Палеонтология: Ч. 1, 2. — М.: Изд-во МГУ, 1997.

2. *Вахромеев Г.С.* и др. Петрофизика. — Томск: Изд-во Томского ун-та, 1997.

3. *Ершов В.В., Новиков А.А., Попова Г.Б.* Основы геологии. — М.: Недра, 1994.

4. *Инструкция* по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. — М.: изд. Роскомнедра, 1995.

5. *Казанский Ю.П., Ван А.В., Кашик С.А.* Осадочные породы. — Новосибирск: Наука, 1994.

6. *Маракушев А.А.* Петрография. — М.: Изд-во МГУ, 1993.

7. *Маракушев А.А., Бобров А.В.* Метеориты и горные породы. — М.: Изд-во МГУ, 1998.

8. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья. — М.: Изд-во МГУ, 1997.

9. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов: Кн. 1 — 3. — М.: Недра, 1994—1996. Кн. 4. — М.: Экология, 1996.

10. Общая геофизика: Ч. 1 — Физика твердой Земли / Ред. В.А. Магницкий. — М.: Изд-во МГУ, 1995.

11. Основы геокриологии: Ч. 2. — Литогенетическая геокриология / Ред. Э.Д. Ершов, И.Д. Данилов. — М.: Изд-во МГУ, 1996.

12. *Старостин В.И., Игнатов П.А.* Геология полезных ископаемых. — М.: Изд-во МГУ, 1997.

13. *Фролов В.Т.* Литология: Кн. 1 — 3. — М.: Изд-во МГУ, 1992 — 1995.

14. *Хаин В.Е., Ломидзе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. — М.: Изд-во МГУ, 1995.

15. *Хаин В.Е., Рябухин А.Г.* История и методология геологических наук. — М.: Изд-во МГУ, 1996.

16. *Хмелевской В.К.* Геофизические методы исследования земной коры. — Дубна: Изд-во ун-та Дубна, 1997.

17. *Япаскурт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза. — М.: Изд-во МГУ, 1995.

Абразия 453
Автометаморфизм 392
Аккумуляция 402, 403, 457
Алевролит 259, 261
Аллохроматическая окраска 162
Аллювий 439, 465
Алмаз 179
Амфиболит 276
Андезит 239
Анизотропность 146
Антиклинорий 326
Антимонит 183
Апатит 198
Аргиллит 262
Арсенопирит 185
Ассимиляция 373
Астероиды 40
Атмосфера 52
Атмосферная влага 54

Базальт 241
Базальтовая оболочка 67
Барит 196
Батолит 234
Берилл 202
Биогенная миграция 117
Биогенные осадки 480, 486
Биосфера 56
Биохимические осадки 485, 486
Блеск 164
Боковая морена 448, 469
Боксит 192, 266
Борнит 185
Брахискладки 325
Брекчия 260
Бурый железняк 266

Валуны 258
Венера 34
Взброс 318
Внутренняя морена 450
Водно-гравитационные процессы 442
Воды поверхностного стока 436
Воды руслового стока 437
Возраст пород 280
Волны
– продольные 334
– поперечные 335
– поверхностные 334
Вольфрамит 197
Восстановление 421
Вулканический ил 443
Вулканогенно-осадочные горные породы 449
Выветривание 402, 403
– кристаллизационное 410, 412
– морозное 409, 412
– органогенное 411, 412
– температурное 404, 408, 409, 412
– физическое 404, 412
– химическое 412

Габбро 241
Галактика Млечного пути 29
Галенит 182
Галит 187
Галька 259
Гелиотермическая зона 90
Гематит 189, 190
География вулканов 368
Геоид 47
Геологическая съемка 541
Геологический разрез 563
Геомагнитный полюс 82
Геосинклинали 72, 499
Геохимическая миграция 115
Геохимия 101
Геохронологическая шкала 285

Гидратация 419
Гидролиз 419
Гидросфера 55
Гипоцентр 335
Гипс 197, 266
Глетчерный лед 445
Глина 261, 492
Глинистые горные породы 492
Глыбы 259
Гляциальные отложения 468
Гнездо 253
Гнейс 277
Горизонтальное залегание 569
Горнблендит 243
Горные породы 215
Горный компас 571
Горст 318
Горючий сланец 268
Грабен 318
Гравий 260
Гравиметрия 73
Гравитационные аномалии 73
– процессы 440
Гранаты 201
Гранит 235
Гранитная оболочка 67
Гранит-порфир 236
Графит 181
Грейзен 279

Движения
–тектонические 296
– колебательные 297
– современные 298
– новейшие 303
– прошлых геологических эпох 307
Дезинтеграция 422
Деквамация 407, 408
Делювий 436, 463
Дендриты 160
Денудация 402, 403, 407, 429
Дефляция 431
Дешифрирование 544
Диабаз 241
Диагенез 245, 402, 405, 487
Диапировые складки 325, 328
Диатомит 264
Диорит 238
Дислокационные движения 311
Дистанционные методы съемки 543
Дифференциация магмы 372
Дифференциация
– механическая 458
– химическая 459
Доломит 195, 263
Донная морена 448, 469
Дресва 260
Друза 159
Дунит 242

Железные шляпы 417

Закон постоянства углов 149
Замок складки 320
Зандры 470
Запрещенная ассоциация 111
Зеленый ил 473
Землетрясения 322
Землистые и плотные массы 159
Земля 35, 51
Земная кора 65
Зернистый агрегат 159
Золото 177
Зона термии 90

Идиохроматическая окраска 162
Известняк 262
Излом 171
Изодинамы 84
Изоклины 83
Изоморфизм 139
Изопахиты 309
Изосейсты 336
Изостазия 76
Изотоп 101
Изотопный возраст 286
Инверсионная ось 152
Инсоляция 404
Интрузивные породы 225
Интрузивный магматизм 371
Ионосфера 52
Иризация 163

Кальцит 194
Карат 451
Карты 544
Кары 447
Касситерит 191
Категории и типы вулканов 358
Каустобиолиты 493
Кварц 211
Кварцевый порфир 237
Кварцит 276, 279
Кимберлит 243
Киноварь 183
Кларк 104
Классификация складок 322
Климат 54
Коллювий 467
Комбинация 156
Кометы 41
Конгломерат 260
Конечная морена 450
Конкреция 160, 489
Контактовый метаморфизм 392
Континентальный склон 49
Координационное число 132
Кора
– континентального типа 68
– океанического типа 69
– субконтинентального типа 69
– субокеанического типа 69
Кора выветривания 425
Корразия 434
Корунд 191
Красный ил 473
Кремень 212
Кристалл 144
Крылья складки 320
Купола 325

Лава 350
Лакколит 233
Лёссовые отложения 461
Ликвация магмы 373
Линейные коры выветривания 427
Линза 253
Литораль 441, 481
Литосфера 66
Ложе Мирового океана 476, 482
Лополит 233

Магма 348
Магматизм 348
Магматические породы 224
Магнезит 195
Магнетит 189
Магнитность 173
Магнитные аномалии 84
Магнитный полюс 84
Магнитный экватор 83
Магнитопауза 81
Магнитосфера 81
Мантия Земли 64
Марс 36
Материковый склон 472, 482
Медь 178
Мел 263
Мергель 262
Меркурий 32
Металлогенные элементы 114
Метаморфизм 380
Метаморфические породы 269
Метеориты 42
Метод анализа фаций 309
Механическая миграция 115
Механические осадки 460
Микроклин 209
Минерал 125
Многолетняя мерзлота 91
Молибденит 184
Моноклинальное залегание 574
Монокристалл 158
Морена 447, 469
Моренные отложения 469
Морозостойкость 410
Мрамор 276, 279

Надвиг 318
Наклонение 83
Напряженность 83
Нарушенное залегание 567
Натечные агрегаты 160

Нептун 39
Несогласие 255
Нефелин 201
Нефелиновый сиенит 244
Нормальное залегание 567

Обвалы 489
Обезвоживание 489
Области складчатости 515
Обломочные горные породы 491
Обсидиан 237
Однородность 147
Окисление 416
Оливин 201
Оолиты 160
Опока 264
Органогенные осадки 480
Ортоклаз 209
Осадочные горные породы 244, 491
Осыпи 441
Ось складки 321
Отдел 286
Относительный возраст 282

Парагенетическая ассоциация 110
Пегматит 236
Пемза 238
Пентландит 186
Перекристаллизация 488
Перидотит 243
Перлит 237
Песок 259
Песчаник 261
Петрогенные элементы 114
Петрофизика 222
Пирит 184
Пирокластические горные породы 494
Пироксен 203
Пироксенит 243
Пиролюзит 193
Пирротин 186
Плагиоклаз 208
Пласт 252
Платина 178
Платформа 72, 507
Плита 72, 508
Плотность 171
Плутон 40
Пневматолитовый метаморфизм 392
Побежалость 163
Поверхностные морены 448, 449
Погода 54
Полиморфизм 135
Пояснительная записка 566
Продукты
– остаточные 423
– подвижные 422
Прозрачность 165
Пролювий 439, 465
Процессы минералообразования 126

Разрывные нарушения 313, 317, 584
Растворение 414, 489, 490
Региональный метаморфизм 387, 394
Риолит 237
Роговая обманка 203
Роговик 278
Руководящие ископаемые 283

Сапропелит 268
Сапропель 483
Сатурн 38
Сброс 317
Свита 286
Сдвиг 318
Сейсмограмма 339
Секреция 160
Сера 178
Серединные морены 448, 449
Серия 286
Серия пород
– трансгрессивная 308
– регрессивная 308
Серпентин 205
Серпентинит 279
Сидерит 195, 266
Сиенит 239

Сила, энергия и магнитуда землетрясений 340
Силл 233
Сильвин 188
Сильвинит 266
Сингония 153
Синий ил 472
Система 286
Синклинорий 326
Скарн 278
Складки
– сжатия 327
– скольжения 328
– раздавливания 328
– выпирания 330
– разбухания 330
– оползания 330
– обрушения 330
Складчатое залегание 580
Складчатые нарушения 320
Склонение 83
Сланец
– хлоритовый 275
– тальковый 276
Слюда 206
Солифлюкция 444, 468
Солнце 31
Спайность 170
Стадии развития геосинклиналей 501
Сталагмиты 480
Сталактиты 480
Стратиграфическая колонка 564
Стратиграфическое несогласие 310
Стратисфера 66
Стратосфера 52
Структура 219, 228, 250, 272
Структурные единицы 130
Структурные элементы геосинклиналей 506
Структурный мотив 134
Суглинки 492
Супеси 492
Суффозия 452
Сфалерит 182
Сфероид 47

Тальк 204
Твердость 167
Текстуры 221, 229, 252, 272
– тектонические 296
Терригенные осадки 460, 486, 457
Техногенная миграция 117
Типы химических связей 131
Торф 267, 484
Травертин 480
Трахит 240
Трещины
– петрогенетические 316, 405
– тектонические 316
Троги 447
Тропосфера 52

Угол складки 321
Уголь 268
Ультраметаморфизм 391
Уран 39

Факолит 234
Факторы
– метаморфизма 383
– миграции 118
Фация 215, 248, 271
Филлит 275
Флиш 256
Флювиогляциальные отложения 468, 470
Флюоресценция 165
Флюорит 188
Формация геологическая 224
Формы
– выветривания 490
– залегания 223, 230, 274
Фосфорит 267

Халцедон 211
Халькопирит 185
Хемогенные осадки 458, 474, 480

Хемогенные осадочные горные породы 494
Химико-органогенные горные породы 494
Хлорит 207
Хромит 190

Цвет черты 164
Цементация 489

Шарнир складки 322
Шельф 49, 472, 481
Шток 235

Щебень 259
Щетка 159
Щит 72

Экзарация 446
Элементы
– залегания 569
– симметрии 151
Элювий 423
Эндогенные процессы 295
Эоловые
– отложения 461
– процессы 461
Эонотема 285
Эпидот 202
Эпиплатформенный орогенез 510
Эпицентр 335
Эпохи складкообразования 506
Эратема 286
Эрозия 437
Эффузивные породы 225
Эффузивный магматизм 350

Юпитер 38

Ядро Земли 63
Ядро складки 322
Ярус 286
Яшма 265

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 5

ВВЕДЕНИЕ 9

Глава 1

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ 27

1.1. Земля как планета Солнечной системы 29
1.1.1. Характеристика Вселенной 29
1.1.2. Строение Солнечной системы 30
1.1.3. Гипотезы происхождения Солнечной системы и Земли 43
1.1.4. Форма и размеры Земли 47
1.2. Строение Земли 51
1.2.1. Внешние геосферы 52
1.2.2. Внутренние геосферы 58
1.2.3. Модель внутреннего строения Земли 59
1.2.4. Характеристика внутренних геосфер 63
1.3. Физические поля Земли 72
1.3.1. Гравитационное поле Земли 72
1.3.2. Магнитное поле Земли 80
1.3.3. Тепловое поле и радиоактивность Земли 88

Глава 2

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ 99

2.1. Химический состав земной коры 101
2.1.1. Распространенность химических элементов в земной коре 102
2.1.2. Формы нахождения элементов в природе 108
2.1.3. Геохимические классификации элементов 110
2.1.4. Миграция химических элементов. Факторы и виды миграции 115
2.2. Минеральный состав земной коры 123
2.2.1. Общие сведения о минералах и процессах их образования 123
2.2.2. Внутреннее строение и состав минералов 128
2.2.3. Химический состав минералов 135

2.3. Основы кристаллографии 139
2.3.1. Общие положения 139
2.3.2. Строение кристаллов 142
2.3.3. Свойства кристаллов 144
2.3.4. Основы геометрической кристаллографии 147
2.4. Формы природных выделений минералов 158
2.5. Диагностика минералов 161
2.5.1. Оптические свойства минералов 162
2.5.2. Механические свойства минералов 167
2.5.3. Прочие свойства минералов 171
2.6. Классификация и характеристика главных породообразующих и рудных минералов 174
2.6.1. Классификация минералов 174
2.6.2. Простые вещества (самородные элементы) 177
2.6.3. Сульфиды и их аналоги 181
2.6.4. Галогениды 187
2.6.5. Кислородные соединения 189

Глава 3
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД 213
3.1. Общие сведения о составе и строении горных пород 215
3.1.1. Вещественный состав горных пород. Понятие о фазовом составе 216
3.1.2. Строение, сложение, формы залегания и формации горных пород 219
3.2. Магматические горные породы 224
3.2.1. Классификация, вещественный состав, строение и формы залегания 224
3.2.2. Описание наиболее распространенных магматических горных пород 235
3.3. Осадочные горные породы 244
3.3.1. Классификация, вещественный состав и строение осадочных горных пород 245
3.3.2. Формы залегания и строение толщ осадочных горных пород 252
3.3.3. Описание наиболее распространенных осадочных горных пород 258
3.4. Метаморфические горные породы 269
3.4.1. Классификация, вещественный состав, строение и формы залегания 269

3.4.2. Описание наиболее распространенных метаморфических горных пород 275
3.5. Возраст горных пород 280
3.5.1. Догеологическая и геологическая стадии развития Земли 280
3.5.2. Способы определения относительного возраста горных пород 282
3.5.3. Методы определения изотопного возраста горных пород 286
3.5.4. Краткая геологическая история развития земной коры 289

Глава 4
ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ 293
4.1. Тектонические движения земной коры 296
4.1.1. Колебательные тектонические движения 297
4.1.2. Дислокационные тектонические движения 311
4.1.3. Значение тектонических движений 331
4.2. Землетрясения 332
4.2.1. Механизм землетрясений и их регистрация 334
4.2.2. Сила, энергии и магнитуда землетрясений 340
4.2.3. Географическая и геотектоническая приуроченность сейсмических областей 342
4.2.4. Прогноз землетрясений 344
4.2.5. Явления, связанные с землетрясениями 346
4.3. Магматизм 348
4.3.1. Общая характеристика магматизма. Причины зарождения и миграции магматических расплавов 348
4.3.2. Эффузивный магматизм 350
4.3.3. Интрузивный магматизм 371
4.4. Метаморфизм 380
4.4.1. Общая характеристика процессов метаморфизма, факторы метаморфизма 380
4.4.2. Типы метаморфизма 387

Глава 5
ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ 399
5.1. Выветривание 403
5.1.1. Физическое выветривание 404
5.1.2. Химическое выветривание 412
5.1.3. Результаты выветривания и их практическое значение 422
5.2. Денудация 429

5.2.1. Денудационная деятельность ветра....430
5.2.2. Денудационная деятельность текучих вод....435
5.2.3. Денудационная деятельность сил гравитации....440
5.2.4. Денудационная деятельность льда....445
5.2.5. Денудационная деятельность подземных вод....450
5.2.6. Денудационная деятельность морей и океанов....452
5.3. Аккумуляция и диагенез....457
5.3.1. Аккумуляция....457
5.3.2. Диагенез....487

Глава 6
ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ....497
6.1. Тектоническое строение материков....499
6.1.1. Геосинклинали, их развитие и строение....499
6.1.2. Платформы, их развитие и строение....507
6.1.3. Тектоническое районирование материков....511
6.1.4. Тектоническое районирование территории СНГ....514
6.2. Тектоническое строение океанических впадин....517
6.2.1. Срединно-океанические хребты....517
6.2.2. Океанические платформы....521
6.2.3. Периферические переходные зоны....522
6.2.4. Время формирования океанических впадин....523
6.3. Геотектонические гипотезы....526
6.3.1. Гипотезы фиксизма....526
6.3.2. Гипотезы мобилизма....530

Глава 7
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ГРАФИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ....537
7.1. Методы получения геологической информации....539
7.2. Геологическая изученность территории России....546
7.3. Масштабы и типы геологических карт....553
7.4. Оформление и условные знаки геологических карт....560
7.5. Элементы залегания горных пород и их измерение....566
7.6. Графическое моделирование участков земной коры с различными условиями залегания пород....572
7.7. Чтение геологических карт....584

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ....588

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ....589

Валерий Александрович **Ермолов**
Лев Николаевич **Ларичев**
Владимир Васильевич **Мосейкин**

I

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

Режим выпуска «стандартный»

Редактор текста *Л.С. Дмитриева*
Компьютерная верстка и подготовка оригинал-макета *Н.В. Гончарова*
Выполнение рисунков *Н.В. Гончарова*
Дизайн серии *Е.Б. Капралова*
Зав. производством *Н.Д. Уробушкина*

Диапозитивы изготовлены в Издательстве МГГУ

Подписано в печать 18.09.2008. Формат 60×90/16. Бумага офсетная № 1. Гарнитура «Times». Печать офсетная. Усл. печ. л. 37,5. Тираж 500 экз. Заказ 509

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА

Лицензия на издательскую деятельность ЛР № 062809. Код издательства 5Х7(03)

Оригинал-макет подготовлен в издательстве «Горная книга»

Отпечатано в ОАО «Московская типография № 6»
115088 Москва, ул. Южнопортовая, 24

Магниевые штампы изготовлены в Первой Образцовой типографии

119991 Москва, ГСП-1, Ленинский проспект, 6, Издательство МГГУ;
тел. (495) 236-97-80; факс (495) 956-90-40;
тел./факс (495) 737-32-65

ГЕОЛОГИЯ