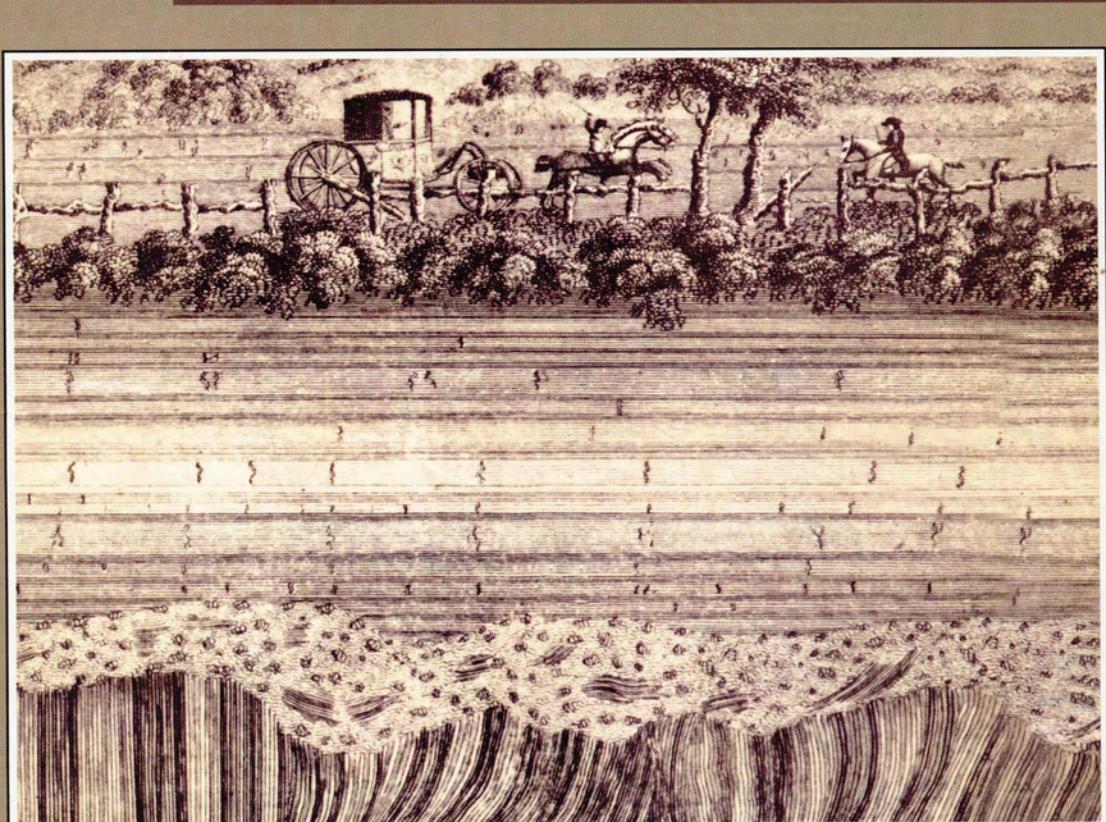


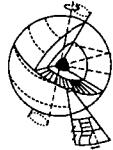
ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Под редакцией А.К. СОКОЛОВСКОГО

ТОМ 1



УНИВЕРСИТЕТ
КНИЖНЫЙ ДОМ



ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Под редакцией А. К. СОКОЛОВСКОГО

ТОМ 1

УЧЕБНИК

Допущено Министерством образования и науки РФ
в качестве учебника для студентов
геологических специальностей вузов



УНИВЕРСИТЕТ
КНИЖНЫЙ ДОМ

Москва
2006

УДК 551(07)

ББК 26.3я7

О-28

Рецензенты:

заведующий кафедрой охраны недр и природопользования МГОУ,

доктор геолого-минералогических наук, профессор *Милютин А. Г.*

заведующий кафедрой динамической геологии геологического факультета МГУ,

доктор геолого-минералогических наук, профессор *Короновский Н. В.*

Авторский коллектив:

А. К. Соколовский

Н. Г. Лин

А. К. Корсаков

В. Я. Медведев

В. Я. Федчук

Л. Е. Михайлов

А. А. Рыжова

А. Ф. Морозов

М. К. Бахтеев

М. И. Никитина

Р. В. Грушин

Н. В. Павлинова

Н. И. Корчуганова

Г. Б. Попова

А. М. Лаптева

Л. К. Филатова

На обложке – обнажение в борту реки Джед в южной Шотландии

Фрагмент гравюры из «Теории Земли» Дж. Хаттона (1795 г.)

О-28 **Общая геология** : в 2 тт. / Под редакцией профессора А. К. Соколовского. – М. : КДУ, 2006.

 Т. 1 : Общая геология : учебник / Под редакцией профессора А. К. Соколовского. – 448 с. : ил., табл.; [16 с.] : цв. ил.

ISBN 5-98227-142-X (Т. 1)

ISBN 5-98227-141-1

Учебник составлен на базе новейших материалов, полученных в результате обработки данных по глубокому и сверхглубокому бурению на континентах, глубоководному бурению в океанах, новой геофизической информации, комплексной интерпретации космических материалов и изотопных исследований, сформировавших новые представления о Земле как планете Солнечной системы, ее внутреннем строении, важнейших процессах, обусловленных как эндогенными, так и экзогенными источниками энергии.

Для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

УДК 551(07)

ББК 26.3я7

ISBN 5-98227-142-X (Т. 1)

ISBN 5-98227-141-1

© Коллектив авторов, 2006

© Издательство «КДУ», 2006

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	7
ВВЕДЕНИЕ	8
ГЛАВА 1. ГАЛАКТИКА И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ	11
ГЛАВА 2. КРАТКИЙ ОБЗОР КОСМОГОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ	15
ГЛАВА 3. ПЛАНЕТЫ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ	22
3.1. Общая характеристика планет Солнечной системы	22
3.2. Планеты внутренней группы	29
Меркурий	29
Венера	30
Земля	32
Марс	34
3.3. Планеты внешней группы	36
Юпитер	36
Сатурн	38
Уран	39
Нептун	39
Плутон	40
3.4. Малые тела Солнечной системы	41
Астероиды	41
Кометы	42
Метеоры и метеориты	43
ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ	46
4.1. Глубинное строение Земли	46
4.2. Тепловое поле Земли	56
4.3. Магнитное поле Земли	63
ГЛАВА 5. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ	70
5.1. Химический состав земной коры	70
5.2. Минеральный состав земной коры	73
5.3.Петрографический состав земной коры	80
5.4. Строение земной коры	84
ГЛАВА 6. ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА	87

ГЛАВА 7. МЕТОДЫ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА	95
ГЛАВА 8. КОНТИНЕНТЫ. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КОНТИНЕНТОВ	104
8.1. Континентальные платформы	104
8.2. Подвижные пояса	114
8.3. Глубинные разломы	122
ГЛАВА 9. ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ (ЭНДОГЕННЫЕ)	128
9.1. Тектонические движения	128
9.2. Землетрясения	140
9.3. Магматизм	152
Общая характеристика и происхождение магм	152
Эффузивный магматизм (вулканизм)	157
Описание главных видов вулканических горных пород	167
Интрузивный магматизм (плутонизм)	167
9.4. Метаморфизм	173
Факторы метаморфизма	174
Особенности состава и строения метаморфических пород	176
Типы метаморфизма	180
ГЛАВА 10. ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ (ЭКЗОГЕННЫЕ)	191
10.1. Атмосфера Земли. Выветривание	192
Атмосфера	192
Выветривание	195
Элювий и кора выветривания	206
Почва и почвообразование	211
10.2. Геологическая деятельность ветра	214
Дефляция	215
Корразия	217
Транспортировка рыхлого материала	221
Эоловая аккумуляция и эоловые отложения	223
Пустыни и формы эолового рельефа	226
10.3. Геологическая деятельность текучих поверхностных вод	233
Плоскостной склоновый смыв	234
Геологическая деятельность постоянных и временных русловых водных потоков	236
Полезные ископаемые, связанные с деятельностью рек	261
10.4. Геологическая деятельность подземных вод	262

Виды воды в горных породах	262
Происхождение подземных вод.....	264
Водно-коллекторские свойства	
горных пород	265
Условия залегания и движение подземных вод	267
Химический состав подземных вод	272
Геологическая деятельность подземных вод	274
Значение подземных вод	283
10.5. Геологические процессы	
в многолетнемерзлых горных породах	283
Площадь распространения ММП	284
Геологический разрез вечной мерзлоты	284
Геологические процессы, связанные с ММП	287
Возникновение криолитозоны	291
Проблема изменения климата	291
Ледниковые покровы и мерзлота	292
10.6. Геологическая работа ледников	293
Ледники и их свойства	293
Геологическая работа ледников	304
Флювиогляциальные процессы	311
История оледенений	318
10.7. Геологическая деятельность морей и океанов	321
Подводные окраины материков	323
Ложе Мирового океана	327
Срединно-океанские хребты (СОХ)	328
Вода морей и океанов	330
Движение воды морей и океанов	332
Осадочный материал морей и океанов	346
Осадки континентальных (материковых) подножий	359
Осадки оксантского ложа (абиссальные)	360
Железомарганцевые конкреции и корки	363
Диагенез осадков	366
10.8. Геологическая деятельность озер и болот	367
Озера	367
Болота	373
10.9. Гравитационные процессы	375
Водно-гравитационные процессы	384
Подводно-склоновые процессы	387
ГЛАВА 11. КСЕНОГЕННИЕ ПРОЦЕССЫ	388
Образование ксеногенных структур	388
Строение импактных кратеров	389
Шок-метаморфизм	391
Взрывные брекчии и импактиты	393
Роль ксеногенных процессов в истории Земли	393

ГЛАВА 12. ГЕОЛОГИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН «КОНТИНЕНТ – ОКЕАН»	395
Пассивные континентальные окраины	395
Активные континентальные окраины	398
Трансформные континентальные окраины	403
ГЛАВА 13. ОКЕАНЫ. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОКЕАНСКОГО ДНА	404
Срединно-океанские хребты (СОХ)	404
Океанские плиты	406
Трансформные разломы	409
ГЛАВА 14. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА И ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ	410
Геологическая деятельность человека и антропогенное воздействие на геологическую среду	410
Активизация геологических процессов под влиянием антропогенной деятельности	411
Мониторинг окружающей среды и задачи геоэкологии	414
ГЛАВА 15. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИИ	418
ГЛАВА 16. НООГЕОЛОГИЯ	423
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	426
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	441

ПРЕДИСЛОВИЕ

В изданных за последние годы в России учебниках по общей геологии были учтены полученные к тому времени материалы по результатам космических, геофизических, океанологических, изотопных и других исследований, позволивших подойти к анализу строения и развития Земли с новых позиций. Вместе с тем процесс познания нашей планеты в последние годы стал настолько интенсивен, что сегодня уже многие из важнейших проблем представляются в ином свете. Это и заставило преподавателей Московского государственного геологоразведочного университета изложить в доступной форме современное понимание важнейших процессов, сопровождающих и обуславливающих развитие планеты Земля.

Учебник соответствует программе курса «Общая геология» для студентов геологических специальностей вузов и задуман как двухтомник, первый том которого представляет собой теоретический курс, а второй — пособие к лабораторным занятиям. Авторами обоих томов являются преподаватели кафедры общей геологии и геологического картирования МГГРУ.

Разделы 1, 3, 4.1, 5, 7, 9.2, 15, 16, «Предисловие» и «Введение» написаны А. К. Соколовским; разделы 4.2, 4.3, 9.4, «Введение» — А. К. Корсаковым; разделы 4.1, 7, 8, 9.4, 13 — В. Я. Федчуком; раздел 10.7 — А. А. Рыжовой; разделы 9.3, 12 — М. К. Бахтеевым и А. Ф. Морозовым; раздел 10.5 — Р. В. Грушиным; разделы 10.3, 14 — Н. И. Корчугановой; разделы 10.6, 11 — А. М. Лаптевой; раздел 9.1 — Н. Г. Лином, А. Е. Михайловым и В. Я. Медведевым; раздел 2 — В. Я. Медведевым; разделы 6, 10.1, 10.2 — М. И. Никитиной; раздел 10.9 — Н. В. Павлиновой; разделы 5, 10.4, 10.8 — Г. Б. Поповой; раздел 3 — Л. К. Филатовой.

Авторы благодарны сотрудникам кафедры динамической геологии Московского государственного университета, проф. Н. В. Короновскому и проф. А. Г. Милютину за основательный и всесторонний анализ рукописи, ценные советы и рекомендации. Авторы также благодарны проф. В. А. Арсеньеву, Е. А. Успенской, В. Е. Бойцову и П. А. Игнатову за ценные советы по отдельным главам. Авторы выражают благодарность и коллективу библиотеки МГГРУ, особенно И. Г. Попковой, а также постоянным помощникам в подготовке рукописи к изданию Н. И. Колесковой, А. А. Подвигиной И. В. Лебедевой и Н. Ф. Кузнецовой.

Замечания по учебнику просьба направлять по адресу: Москва, 117997, ул. Миклухо-Маклая, 23.

ВВЕДЕНИЕ

Геология (от греч. «гео» — земля, «логос» — знание) — это далеко не единственный термин, касающийся строения и развития нашей планеты и содержащий слово «гео». Можно назвать географию, геофизику и геохимию. Каждая из этих дисциплин изучает Землю со своих позиций, с помощью своих подходов и методов.

География исследует (а палеогеография восстанавливает) физико-географические условия поверхности Земли: распределение суши и моря, особенности рельефа, климата, взаимодействие с гидросферой и атмосферой, распространение и развитие органического мира и т. д.

В задачу *геофизики* входит изучение внутреннего (включая глубинное) строения Земли, состояния вещества и физических полей: поля силы тяжести (гравитационного), магнитного, электрического и теплового.

Химическим составом Земли, историей химических элементов (и их изотопов), миграцией и распределением в недрах Земли и на поверхности занимается *геохимия*.

Геология — синтезирующая наука, использующая данные всех перечисленных дисциплин. Ее главной задачей является всестороннее изучение литосфера — внешней оболочки Земли, включающей земную кору и часть верхней мантии до астеносферного слоя (см. параграф 4.1).

Самая большая глубина, с которой геологам на сегодняшний день удалось отобрать образец горной породы, составляет всего лишь 12 261 м (Кольская сверхглубокая скважина). Это при средней мощности континентальной земной коры 40 км, а радиусе Земли 6 378 км. Все остальные рассуждения о глубинном строении планеты (мантия, внешнее и внутреннее ядро) строятся на материалах интерпретации *геофизических* данных, *моделировании*.

Результаты тщательной обработки *всей информации по литосфере* (см. параграф 4.1.) позволяют делать выводы о наличии или отсутствии месторождений полезных ископаемых в том или ином регионе, давать заключение о возможности возведения зданий и инженерных сооружений, плотин, каналов и т. д. И все это возможно при комплексном анализе данных, общем и взаимосвязанном синтезе фактического материала на базе единой теоретической основы.

Главное практическое значение геологии — это разработка вопросов *минерагении* (металлогении) — науки о закономерностях образования и размещения месторождений полезных ископаемых, анализ тер-

риторий и выделение в их пределах участков, перспективных на то или иное полезное ископаемое: рудные, нерудные полезные ископаемые, строительные материалы, драгоценные камни, горючие ископаемые и, наконец, вода — полезное ископаемое № 1.

В последние годы возросло внимание к геологическим данным при анализе и предупреждении чрезвычайных ситуаций — землетрясений, обвалов, оползней, вулканических извержений и т. п.

Сегодня выделяются три главных направления в геологии, определившиеся в последние годы, — *геохимический цикл дисциплин, историческая геология и динамическая геология*.

В первую группу отнесены петрология, минералогия и геохимия.

Петрология исследует горные породы, их состав, структуру, условия образования и изменения.

Минералогия занимается изучением минералов — природных химических соединений, их происхождением, составом и изменениями.

Обобщающей наукой о вещественном составе земной коры является геохимия, занимающаяся историей химических элементов, их миграцией и распределением в недрах Земли и на ее поверхности.

Ко второму разделу геологии относится *историческая геология*, включающая стратиграфию, палеогеографию и четвертичную геологию.

Стратиграфия изучает последовательность образования и залегания слоев горных пород, накапливающихся в виде осадков на дне водных бассейнов, и определяет их относительный возраст.

С помощью палеогеографии восстанавливаются физико-географические условия прошлых геологических эпох.

Четвертичная геология изучает историю развития Земли за последний период геологического времени длительностью 1,7 млн лет.

В третий раздел геологии — *динамическую геологию* включены геологические процессы, разрушающие одни горные породы и создающие другие. Они делятся на эндогенные (поддерживаемые глубинной энергией Земли) и экзогенные (обусловленные солнечной энергией и силой тяжести).

Здесь выделяются *геотектоника*, занимающаяся строением и развитием литосферы; *вулканология*, изучающая процессы вулканизма — характер извержения вулканов, их строение и состав продуктов извержения, и *сейсмология* — исследующая землетрясения, геологические условия их возникновения и явления, связанные с ними.

Содержимое предлагаемого учебника ближе всего к третьему направлению — динамической геологии. В первой половине книги рассмотрены вопросы строения планеты, во второй — эндогенные и экзогенные геодинамические процессы, приведшие ее к современному состоянию.

Большая часть информации, накапливающейся в процессе сбора геологического материала, находит свое отражение на *геологических картах*.

и производных от них разновидностях. Начиная от самых простых геологических карт и кончая геодинамическими (несущими огромный объем информации), карты своей главной задачей имеют максимально эффективный поиск и разведку полезных ископаемых, а также наглядное изображение материала с целью прогнозирования инженерно-геологической ситуации для строительства зданий и сооружений.

Составлению общих геологических и специализированных карт предшествует процесс, называемый геологическим *картированием*, — всестороннее изучение геологии исследуемой территории. Это и маршрутное изучение, и описание обнаженных коренных (неизмененных) пород, и вскрытие этих пород под рыхлыми отложениями с помощью канав, шурфов и скважин с целью визуального определения породы и отбора проб и образцов для дальнейшего изучения и т. д.

После нанесения на основу будущей карты изученных точек производятся их сопоставление и увязка. На этой стадии работ большую помощь могут оказать *аэрофотоснимки* и *космоснимки*, получаемые с самолетов, искусственных спутников Земли и космических станций (дистанционное зондирование). При этом в полной мере используется главное их преимущество — обзорность.

Материалы дистанционного зондирования могут также продуктивно дополняться геофизическими и геохимическими методами, особенно при так называемом объемном геологическом картировании, когда делается попытка «просветить» толщу вышележащих пород и «нащупать» глубокозалегающий геологический объект: рудное тело или его ореол. Основаны эти прогнозы на физических свойствах горных пород, по-разному проводящих упругие колебания, электрический ток и т. д. Особенно эффективно геофизика (сейсмические методы, тепловое и магнитное поля, поле силы тяжести) применяется при прогнозировании нефти и газа под дном морей и океанов, откуда уже добывается порядка 40 % всех углеводородов. Во всех океанах и морях на сегодня пробурено более 1500 научных скважин (буровые суда «Гломар Челленджер», «ДЖОЙДЕС резолюшен»), результаты которых также привлекаются при прогнозировании территорий на нефть и газ. Активно используются в научных исследованиях материалы подводных спускаемых аппаратов (ALWIN, SIENA и др.).

Современная геология заметно отличается от геологии 1970–1980-х гг. Сегодня она оснащена морскими аппаратами, мощной наземной техникой, самолетами, вертолетами, в лабораториях работают масс-спектрометры, микронализаторы — микрозонды, новейшая компьютерная техника (в том числе суперкомпьютеры), позволяющая осуществлять моделирование сложнейших процессов. Все это дает возможность с большей эффективностью проводить тончайшие исследования и использовать материал, получаемый с поверхности и больших глубин сверхглубоких скважин, а также поступающие данные о других планетах Солнечной системы.

Глава 1

ГАЛАКТИКА И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Наиболее крупными космическими единицами сегодня принято считать *скопления и сверхскопления*. Больших по размерам структур в Метагалактике не находят.

Основная часть галактик входит в *скопления*, где сосредоточено от нескольких десятков до тысячи членов. В качестве примера можно назвать крупное скопление в созвездии Волос Вероники (Сома) с радиусом порядка 4 Мпк, содержащее около 10 тыс. галактик.

Местная группа галактик, включающая нашу Галактику, галактику Андромеды и еще десятка три объектов поменьше, образует вместе с двумя-тремя близкими группами галактик систему, называемую *Местным Сверхскоплением*. Оно имеет уплощенную форму размером до 50 Мпк и центр, расположенный в направлении созвездия Девы в крупном скоплении галактик, отстоящем от нас на 20 Мпк.

Оценивая современные знания, астрофизики обращают внимание на два **фундаментальных свойства Вселенной**.

Первое, считают они, заключается в том, что Вселенная, рассматриваемая в глобальном масштабе, является в среднем *однородной*. Такой вывод вытекает из подсчета числа галактик в больших объемах, расчета их средней концентрации в пространстве и оценки средней плотности вещества в таких объемах. Эта плотность оказывается одинаковой независимо от места выбора объема — $3 \cdot 10^{-31}$ г/см³ или один атом водорода на 30 м³ объема.

Другим фундаментальным свойством Вселенной является ее общее *расширение*.

Исследования Э. Хаббла, проведенные в 20-х годах прошлого столетия, показали, что скопления галактик, разделенные расстояниями более 100–300 Мпк, удаляются друг от друга. Эта нестационарность Вселенной была предсказана А. А. Фридманом. Он показал, что разбегание галактик и их скоплений не нарушает общую однородность. Для этого лишь необходимо, чтобы скорости удаления тел друг от друга были прямо пропорциональны расстояниям между ними.

Следует отметить, что скорости разбегания значительны и равны десяткам, а то и сотням километров в секунду.

Наряду с всемирным расширением имеет место всемирное *тяготение*, взаимное притяжение космических систем, которое стремится затормозить всемирное расширение и обратить его в сжатие. При этом тяготение тем сильнее, чем больше массы и меньше расстояние между ними.

В связи с этим можно полагать, что интенсивность расширения во многом зависит от плотности вещества во Вселенной.

Еще в 20-х гг. прошлого столетия стало очевидным, что *галактики* — это не туманности (не облака газа и пыли), а огромные звездные миры. Наша Галактика, или Галактика Млечного Пути, — это серебристое скопление, в пределах которого сосредоточено около 100 млрд звезд.

Во Вселенной известно огромное количество галактик, астрофизики полагают, что их порядка миллиарда.

Э. Хаббл разделил галактики на несколько *классов* (рис. 1.1).

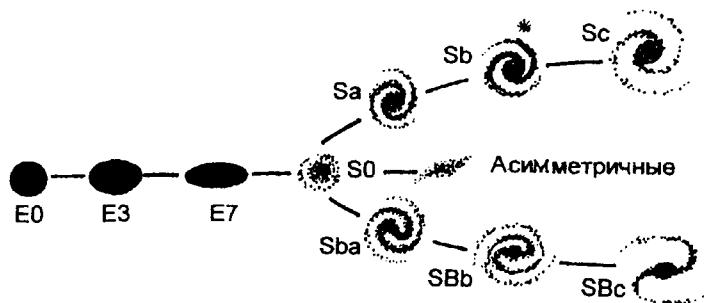


Рис. 1.1. Классификация галактик по Э. Хабблу (П. Мур, 1999).
Звездочкой помечен класс галактик, к которому относится наша Галактика

Спираль класса Sa имеет хорошо сформированные, плотно закрученные рукава, отходящие от четкого ядра; у спирали класса Sb, к которому относится наша Галактика, рукава более растянуты, а ядро менее плотное.

Спирали класса Sc имеют выраженные ядра и далеко отстоящие друг от друга рукава.

У *спирально-линейных* галактик рукава отходят от конусов «поперечины», проходящей через ядро. Они подразделяются на SBa, SBb, SBc.

Эллиптические галактики не проявляют признаков спирального строения. Они варьируют от класса E7 (сильно уплощенные) до E0 (почти сферические и очень похожие на шаровые скопления).

И, наконец, существуют *асимметричные* галактики, не имеющие определенной формы. Полагают, что примерно 30 % галактик — спиральные, 60 % — эллиптические и 10 % асимметричные. По имеющимся

сегодня представлениям, наиболее удаленные системы находятся на расстоянии 143 млрд световых лет от нас и удаляются со скоростью, составляющей более 90 % скорости света.

Три основных типа галактик были изучены в 20–30-х годах прошлого столетия Э. Хабблом и другими учеными. Но в последующие 70–80 лет стали известны галактики и других типов.

В первую очередь это касается галактик с активными ядрами и значительным радиоизлучением. Среди них особо выделяются открытые в 60-е годы *квазары*¹. Звездная составляющая в них не обнаружена, по крайней мере она незаметна на фоне огромной светимости плотного ядра, доходящей до 10^{30} – 10^{40} Вт, что в десятки тысяч раз больше светимости Галактики. Интересно, что эта энергия исходит из областей размером 10^{30} – 10^{40} см, что в сотни раз меньше Галактики. Радиоизлучение квазаров сравнимо по интенсивности с их оптическим излучением, а инфракрасное — еще больше.

Наиболее удаленные объекты, наблюдаемые с помощью самых современных приборов, — квазары. Мы видим квазары на больших расстояниях потому, что они обладают суперсветимостью. С их помощью как бы очерчиваются границы Метагалактики — наблюданной области Вселенной. Причем расстояние до наиболее далеких из них составляет тысячи мегапарсеков. Свет от квазаров идет к нам миллиарды лет.

Парsec — 3,26 светового года², мегапарsec — 1 млн парsecов, гигапарsec (1 Гпк) = 10^9 пк, астрономическая единица — среднее расстояние от Земли до Солнца — 149,6 млн км.

Что же собой представляет наша *Галактика*? Если взглянуть на нее как бы сверху, то будет видна гигантская линза клочковатой структуры. В центре этой структуры плотность больше, поскольку там находится больше звезд. К краям плотность материи уменьшается, появляются разрывы, имеющие вид спиральных ветвей. Отсюда можно сделать вывод, что наша Галактика относится к классу спиральных.

Размеры ее огромны: диаметр порядка 100 тыс. световых лет, а «толщина» — около 10 тыс. световых лет.

В нашей Галактике можно выделить плоскую составляющую — диск с утолщением посередине — и сферическую.

Солнце располагается в пределах диска и отстоит от его центра на расстояние двух третей радиуса (рис. 1.2).

¹ Сокращение английских слов *quasistellar radio source* — квазизвездный радиоисточник.

² Световой год — расстояние, преодолеваемое светом за один год, — 9,46 млн км.

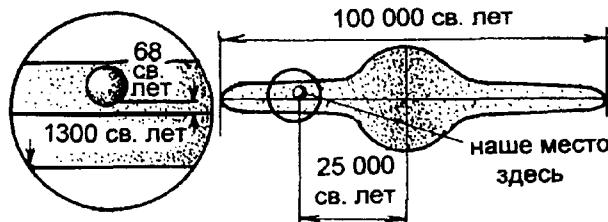


Рис. 1.2. Схема строения Галактики
(Astronomical Journal, November, 1995; New Scientist, 1995, v. 148, p. 17).

В диске, кроме звезд, имеются межзвездный газ и космическая пыль, в сферической же части газа и пыли но существу нет. Важно отметить, что диск Галактики вращается, причем разные его участки перемещаются с разной скоростью.

Область Солнца движется с линейной скоростью 220–250 км/с, и полный оборот по галактической орбите завершается за 270 млн лет. Звезды сферической части вращаются по вытянутым орбитам со скоростью 200–300 км/с.

Звезды обеих составляющих, среди которых преобладают красные гиганты, сгущаются к ядру, являющемуся источником повышенного радиоизлучения: инфракрасного, рентгеновского и гамма-излучения.

Полная масса звезд Галактики оценивается в $2 \cdot 10^{11}$ г, что составляет 100 млрд масс Солнца ($2 \cdot 10^{33}$ г). Светимость Галактики ($3 \cdot 10^{37}$ Вт) также в 100 млрд раз больше светимости Солнца ($4 \cdot 10^{26}$ Вт).

В заключение этой краткой главы следует заметить, что для получения представления о геологическом строении и развитии планеты Земля крайне необходимо представлять картину взаимного расположения планет Солнечной системы как непосредственно в совокупном взаимодействии, так и в месторасположении во Вселенной.

Данная глава служит вводной для двух последующих (2 и 3), рассматривающих космогонические гипотезы и особенности строения планет Солнечной системы.

Представляется, что современному специалисту-геологу хотя бы в самых общих чертах необходимо разбираться в этих вопросах, с тем чтобы представлять себе закономерности исходного состояния Земли и условий ее становления. Учитывая разные этапы развития, на которых сегодня находятся планеты земной группы (см. главу 3.) (причем Земля в своем развитии обогнала своих ближайших соседей), приводимые материалы способствуют лучшему пониманию наиболее древних периодов развития нашей планеты.

Решение этих вопросов приближает нас к более правильному пониманию проблемы происхождения Луны и Солнца.

Глава 2

КРАТКИЙ ОБЗОР КОСМОГОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ

История происхождения Солнечной системы на протяжении многих веков волнует выдающихся мыслителей планеты. Особенно энергично и вместе с тем направленно решение обозначенной проблемы началось после признания наукой гелиоцентрической теории **Н. Коперника** (рис. 2.1) в античную эпоху и Средние века. Поскольку понятие Солнечной системы не получило еще конкретного содержания, вопрос о ее происхождении и, соответственно, абсолютном возрасте решался в контексте библейского писания.

Выводы, подчас абсурдного содержания, не подтвержденные фактами, претендовали на абсолютную точность. Так, ирландский епископ Дж. Усир еще в 1654 г. рассчитал, что Земля образовалась за 2004 года до рождества Христова.

Одним из первых, кто попытался объяснить образование Солнечной системы, был французский естествоиспытатель **Ж. Л. Леклерк де Бюффон** (рис. 2.2). Он считал, что Солнечная система возникла в результате столкновения Протосолнца с крупным космическим телом. Удар пришелся по касательной, при этом Солнце и возникший из него протуберанец получили направленное вращение. Крупные куски протуберанца, вращаясь вокруг Солнца, уплотнялись, приобретали все большую скорость и оформлялись как планеты. Многие обломки силами притяжения удерживались вокруг образовавшихся



Рис. 2.1. Николай Коперник
(1473–1543)



Рис. 2.2. Жорж Луи
Леклерк де Бюффон
(1707–1788)

планет в виде спутников. Заслуга Бюффона состоит в том, что он первый предпринял попытку обосновать происхождение Солнечной системы, опираясь на естественные природные явления, не привлекая библейские постулаты. В своей гипотезе Бюффон освещает отдельные моменты строения Солнечной системы, одинаковое вращение планет и Солнца, природу спутников. Вместе с тем он допускает разорванность эволюционного процесса Солнца и планет, придает процессу формирования планет случайный характер, что не способствовало популяризации его гипотезы среди естествоиспытателей.



Рис. 2.3. Иммануил Кант
(1724–1804)

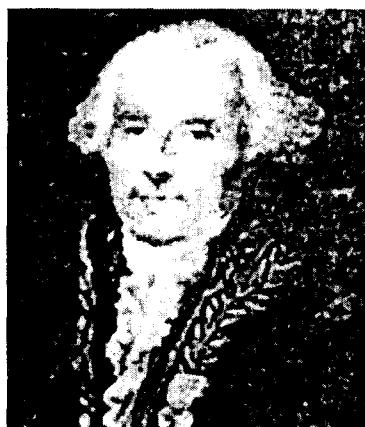


Рис. 2.4. Пьер Симон Лаплас
(1749–1827)

Через 10 лет после опубликования работы Бюффона в Германии выходит книга без имени автора под названием «Общая естественная история и теория неба или опыт об устройстве и механическом происхождении всего мироздания на основании ньютоновских законов». Автором названного труда был молодой кенигсбергский учитель **И. Кант** (рис. 2.3). В своей работе он утверждает весьма прогрессивную мысль: «Все явления природы, которые ранее считались некоторыми учеными как результат непосредственного вмешательства высшего существа (считай Творца) могут быть произведены природой, предоставленной самой себе».

Согласно гипотезе И. Канта, Солнце и планеты образовались одновременно из некоторой туманности. Сжимаясь под действием силы всемирного тяготения, туманность вращалась все быстрее и быстрее. В результате действия больших центробежных сил, возникающих при быстром вращении, от экваториального пояса Протосолнца начинают отделяться кольца. В дальнейшем эти кольца концентрировались в планеты.

Принято думать, что гипотеза И. Канта совпадает с теорией **П. Лапласа** (рис. 2.4), появившейся на 40 лет позднее. Это не совсем так.

Гипотеза Лапласа отличается от кантовской не только стилем изложения, но, что

особенно важно, содержанием. Лаплас начинает свои построения не с хаоса, а с более поздней стадии эволюции Солнечной системы. В его схеме уже существовало Протосолнце, окруженное туманностью. В отличие от представлений И. Канта туманность Лапласа представляла собой громадную массу раскаленного газа. Охлаждаясь, туманность уменьшилась в размерах, что сопровождалось увеличением скорости вращения и ростом центробежных сил. Последние увеличивались быстрее, чем силы притяжения, что способствовало отделению от экватора Протосолнца колец (наменитые «кольца Лапласа»), которые обращались вокруг Солнца в одном направлении (рис. 2.5).

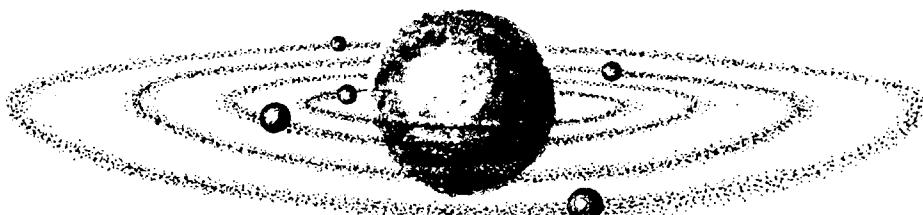


Рис. 2.5. Образование планетной системы по П. Лапласу

В дальнейшем из каждого кольца образовалась одна планета.

Несмотря на отмеченные различия в характеристике процесса эволюции Солнечной системы, представления названных авторов среди естествоиспытателей объединены в гипотезу Канта — Лапласа. На протяжении XIX в. научный авторитет гипотезы был незыблем. Однако в начале XX в. гипотеза столкнулась с фундаментальными трудностями, объяснить которые была не в состоянии.

Наша Солнечная система, состоящая из девяти планет, обладает одной интересной особенностью. Речь идет о *необычайном* распределении *момента количества движения* и масс в Солнечной системе между Солнцем и планетами.

Момент количества движения есть одна из важных характеристик всякой изолированной системы. Именно такой системой является Солнечная, момент движения которой складывается из орбитального вращения планет, вращения Солнца и планет вокруг своей оси.

Математически орбитальный момент количества движения относительно центра тяжести системы (весьма близкого к центру Солнца) определяется как произведение массы планеты (M) на ее скорость обращения (V) и расстояние до центра обращения, то есть Солнца (R).

Суммарная масса всех планет составляет $1/700$ часть солнечной; но, учитывая малую скорость вращения Солнца (2 км/с — на экваторе),

в 15 раз меньшие скорости Земли на орбите, получается, что 98 % всего момента количества движения Солнечной системы связано с орбитальным движением планет. С вращением и движением планет, из-за их малой массы и радиусов, момент движения не превышает 2 %.

Например, момент количества движения только Юпитера превышает момент движения Солнца:

М (Юпитера) $2 \cdot 10^{30}$ г (т. е. 10^{-3} макет Солнца),

Р до Солнца $7,8 \cdot 10^{13}$ см (5,2 а. е.),

V орбитальная скорость $1,3 \cdot 10^6$ см/с, около 13 км/с,

отсюда: $0,4 \text{ MVR} = 19 \cdot 10^{49}$ egs.

В этих единицах момент количества движения Солнца равен $6 \cdot 10^{48}$ egs. Основная доля момента количества движения Солнечной системы связана с планетами-гигантами (внешняя группа).

С точки зрения гипотезы Канта — Лапласа это совершенно непонятно.

В самом деле, когда от первоначальной, быстро вращающейся туманности отделялись кольца, слои туманности, из которых сформировалось Протосолнце, имели на единицу массы примерно такой же момент движения, как и вещества отделившегося кольца, так как угловые скорости у них были почти одинаковые. Поскольку масса кольца была значительно меньше массы Протосолнца, то полный момент движения у кольца должен быть заметно меньше, чем у Протосолнца. В действительности *имеет место обратная картина*, на что гипотеза Канта — Лапласа ответа не дает.

К началу XX в. в естествознании возникла критическая ситуация. Прежние представления потеряли свое научное значение, а новые еще не получили признания. Их почти не было.

В создавшейся ситуации появились альтернативные космогонические гипотезы, опиравшиеся на высказывание шведского химика *Аррениуса*: «Планеты и звезды могут появиться из-за действия высшей силы (катастрофы) и только из материала Протосолнца».

На базе высказанного Аррениусом положения появляются космогонические гипотезы *катастрофического* содержания, представляющие полную противоположность гипотезе Канта — Лапласа. Если последняя объясняла образование Солнечной системы как единый непрерывный процесс от простого к сложному, то катастрофические гипотезы трактовали процессы эволюции таких систем *как дело случая*, представляющее исключительное явление.

Из катастрофических гипотез, появившихся в начале XX в., особой популярностью пользовались гипотезы *Джинса* и *Мультона* — *Чемберлена*.

Несмотря на некоторые отличия в содержании названных гипотез, в их схемах довольно четко просматриваются идеи не только Аррениуса, но и Бюффона.

Гипотеза Джинса (1916). Начальные построения повторяют рисунок гипотезы Канта — Лапласа. Подобно Ланласу Джинс начинает построения Солнечной системы с огненного шара, диаметр которого выходит за пределы самой далекой планеты. При прохождении вблизи крупного космического тела шар получает вращение с последующим уплотнением вещества и увеличением скорости вращения. Когда форма сфераоида достигла вида «чечевицы», от его экваториальной части начали отделяться кольца. Отделение колец продолжалось и после ухода встречной звезды. Это вещество, согласно Джинсу, послужило исходным материалом для образования планет.

В гипотезе Мультона — Чемберлена (1915–1918) суть процесса остается неизменной, как и в представлении Джинса. При близком прохождении от Протосолица крупного космического тела из двух диаметрально противоположных на экваторе участков, определяемых концами длинного диаметра сфераоида Протосолица, возникают *два протуберанца*. После ухода возбуждающего тела протуберанцы остаются в поле притяжения Солица. Истечение прекращается. Протуберанцы сливаются, образуя спираль, ветви которой неравномерно заполнены космической пылью. Сливаясь, мелкие частицы образуют более крупные, названные Чермберленом «планетезималями», рассматриваемые как *центры концентрации вещества будущих планет*.

Гипотезы Джинса и Мультона — Чемберлена не смогли снять фундаментальных вопросов, поставленных наукой Канту и Лапласу. Не совсем убедительно выглядит попытка разорвать единство процесса развития Солнечной системы. Следует также добавить, что факт столкновения крупных космических тел — весьма редкое событие во Вселенной. При громадных расстояниях между звездами и относительно малых размерах самих небесных тел подсчитано, что частота столкновений ничтожно мала (не более одного за 5 млрд лет).

Все это не способствовало научной адаптации катастрофических гипотез, и уже к 30-м гг. XX столетия они представляли только исторический интерес.

Одна из последующих попыток объяснить процесс формирования Солнечной системы была предпринята российским академиком *О. Ю. Шмидтом*.

Гипотеза О. Ю. Шмидта (1944) не является чисто катастрофической, ни тем более небулярной, тины концепции Канта — Лапласа. Решение фундаментального вопроса природы Солнечной системы О. Ю. Шмидт объясняет *захватом Протосолицем космической туманности*.

Теоретическая возможность такого «захвата» допустима, но частота встречи остается минимальной. Так же как и в случае катастрофических гипотез, остается за рамками разбираемой проблемы природа Протосолица.

В 1960 г. советский ученый *В. Г. Фесенков* публикует свою космогоническую гипотезу. По его мнению, Солнце и планеты образовались в результате *сжатия гигантской туманности (глобулы)*, первоначальная плотность которой составляла 10^{-22} г/см³. В составе глобулы преобладали Н; Не и в меньшей степени, более тяжелые элементы.

В начальный этап эволюции Солнечной системы *в ядре глобулы* формируется *Солнце*. Скорость вращения, температура и масса образовавшейся звезды были выше, чем у современного Солнца. В процессе дальнейшей эволюции Солнце в результате выбросов *теряет* часть своей плазмы в космическом пространстве. По мнению автора гипотезы, эти нестандартные выбросы сопровождались потерей массы, с которой к образовавшимся планетам переходили значительные объемы момента количества движения.

Дальнейшая эволюция Солнечной системы была направлена на радиогенный разогрев и даже плавление глубинных частей планет. Главную роль в этом процессе играли изотопы K^{40} , U^{235} и Th^{232} .

Предлагаемая В. Г. Фесенковым модель распределения момента количества движения внутри Солнечной системы и разогрева самих планет, в том числе и нашей Земли, доказывается далеко не однозначно и требует дополнительной апробации.

Большинство опубликованных космогонических гипотез имеют скорее *небулярное*, нежели катастрофическое содержание.

В этом отношении определенный интерес представляет публикация *А. Д. Камерона*, объясняющая начальный этап процесса эволюции Протосолнца и планет Солнечной системы (рис. 2.6). В обоих случаях главная роль в динамике процесса отводится аккреции. В процессе формирования Протосолнца выделяются три стадии:

- образование из протопланетного облака сгущения межзвездного газа, которое еще не является Солнцем.
- наращивание газом и пылинками возникшего сгущения.
- протопланетное облако долгое время наращивается за счет аккреции.

В начальной стадии формирования планет межзвездные пылинки, слипаясь, образуют агрегаты большего размера (рис. 2.6а). В дальнейшем, падая по направлению к плоскости симметрии туманности, агрегаты образуют диффузионный диск (рис. 2.6б). Благодаря гравитационной неоднородности образовавшегося вещества формируются миллионы тел астероидного размера (рис. 2.6в). Дальнейшее объединение ведет к образованию более крупных скоплений (рис. 2.6г). Сталкиваясь и перемешиваясь, эти скопления уплотняются (рис. 2.6д) и переходят в твердые ядра (рис. 2.6е). Продолжающаяся *аккреция* ведет к образованию тел уже планетного размера (рис. 2.6ж). Ядра могут кон-

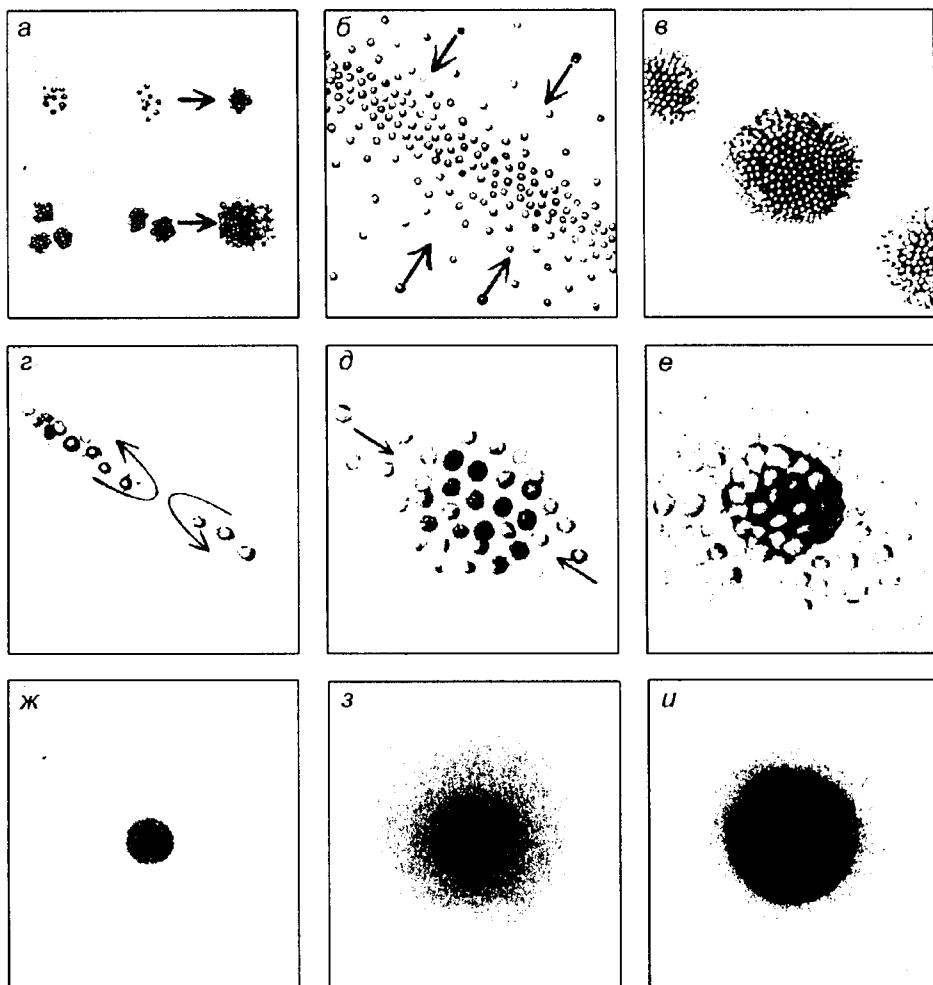


Рис. 2.6. Схема процесса эволюции Солнечной системы (по А. Д. Камерону)

центрировать газ из протопланетного облака гравитационным путем (рис. 2.6з), а большое ядро может заставить газ сжаться в твердую оболочку (рис. 2.6и).

В заключение необходимо отметить, что ни одна из перечисленных гипотез не является теорией, поскольку не вписывается в законы фундаментальных наук.

На сегодняшний день в естествознании имеет место ряд вопросов, ответа на которые наука пока еще не дала, в частности вопросы появления жизни на Земле, происхождения человека. Сюда же пока следует отнести и вопрос о происхождении Солнечной системы.

Эти и другие вопросы естествознания только ожидают своего решения.

Глава 3

ПЛАНЕТЫ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Солнечная система — система космических тел, включающая, помимо центрального светила — *Солнца*, девять больших планет, их спутники, множество малых планет, кометы, мелкие метеорные тела и космическую пыль, движущиеся в области преобладающего гравитационного действия Солнца.

3.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Центральное тело нашей планетной системы — Солнце — сосредоточило в себе 99,866 % всей массы Солнечной системы. Оставшиеся 0,134 % вещества представлены планетами и несколькими десятками спутников (в настоящее время их открыто более 60), малыми планетами — астероидами (примерно 100 тыс.), кометами (около 10^{11} объектов), огромным количеством мелких фрагментов — метеороидов и космической пылью (рис. 3.1).

Планеты, вращающиеся 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.

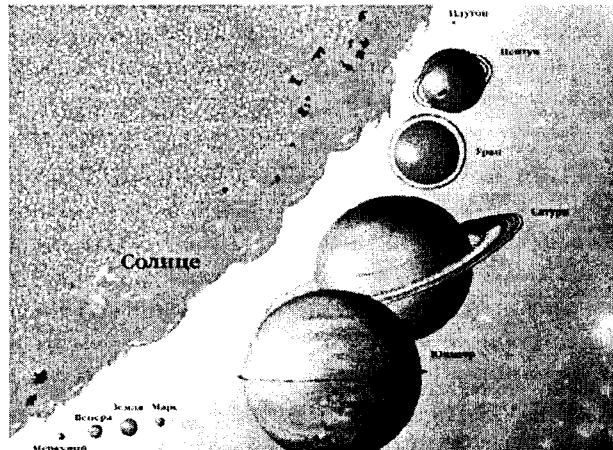


Рис. 3.1. Сравнительные размеры Солнца и планет
(<http://www.space.vsi.ru/sun@planetes.gif>)

К *внешней* группе, которую составляют планеты-гиганты, относятся Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун.

Девятую планету, Плутон, обычно рассматривают отдельно, так как по своим физическим характеристикам она заметно отличается от планет внешней группы.

Орбиты планет — эллиптические с Солнцем в фокусе, за исключением Меркурия и Плутона, орбиты которых почти круговые. Орбиты всех планет лежат более или менее в одной плоскости, называемой *экклиптикой* и определяемой плоскостью орбиты Земли. Эклиптика наклонена примерно на 7° к плоскости экватора Солнца. Орбита Плутона больше всех отклоняется от плоскости эклиптики — на 17° . Все планеты облетают Солнце по орбитам в одном и том же направлении (против часовой стрелки, если смотреть с северного полюса Солнца); все, кроме Венеры, Урана и Плутона, врачаются также в этом направлении.

За некоторым исключением, орбиты спутников планет, так же как и сами планеты, располагаются приблизительно в плоскости эклиптики, но это не распространяется на кометы и астероиды. Девять тел, традиционно называемых планетами, классифицируются несколькими способами. Основные характеристики планет приведены в табл. 3.1.

Планеты *земной группы* по химическому составу, по-видимому, близки к Земле. Эти планеты по-разному врачаются вокруг своей оси: один оборот длится от 24 часов для Земли и до 243 суток у Венеры.

У планет есть атмосферы: довольно плотная у Венеры и почти незаметная у Меркурия. В атмосферах Земли, Венеры, Марса можно обнаружить углекислый газ, водяные пары, азот.

Схож и химический состав планет первой четверки. Они в основном, состоят из соединений кремния и железа. Остальные элементы тоже присутствуют, но их относительно немного.

Строение планет земной группы также схоже.

В центре планет есть железные ядра разной массы. По-видимому, только Венера не имеет расплавленного железного ядра. У остальных планет часть ядра находится в жидком состоянии. Выше ядра планет располагается слой, который называют мантией.

Мантия тоже может подразделяться на слои: внешний — твердый и внутренний — жидкий. Почти у всех планет имеются *спутники*, причем около 90 % их числа группируется вокруг внешних планет. Юпитер и Сатурн сами являются миниатюрными подобиями Солнечной системы. Некоторые из их спутников (Ганимед, Титан) по размерам превосходят планету Меркурий. Сатурн, помимо 17 больших спутников, обладает системой колец, состоящих из огромного числа небольших тел ледяной или силикатной природы; радиус внешнего наблюдаемого кольца составляет примерно 2,3 радиуса Сатурна.

Таблица 3.1

Планеты Солнечной Системы

Название. Диаметр (км). Масса (кг)	Период враще- ния (су- ток). Период обра- щения (суток)	Эксцентриситет орбиты (а. е.). Наличие атмосферы (состав, давление)	Наличие магнитного поля. Наличие магниты, ядра	Спутники	Примечания		
					1	2	3
4	5	6	7				
Меркурий 4878 $3,28 \cdot 10^{23}$	5500 0,387	58,7 88	0,21 Очень разрежена по срав- нению с земной. Неболь- шое количество водорода, углерода и кислорода, при- сутствуют и некоторые инертные газы (аргон и неон)		Слабое магнитное поле, напряженность которого меньше, чем у Земли, и больше, чем у Марса. Силикатная оболочка (500–600 км), оставши- ся 50 % объема занимает железистое ядро		
Венера $12 \cdot 10^2$ $4,87 \cdot 10^{24}$	5250 0,723	243 (враще- ние об- ратное) 224,7	0,007 Масса атмосферы в 100 раз превышает массу ат- мосферы Земли: угле- рольный газ (~97 %); азот 3 %; вязкой пар < 0,1 %. Кислород — тысячи раз меньше доли процента. В очень малых количествах SO_2 , H_2S , CO , HCl , HF		Магнитное поле отсут- ствует. Предполагается при об- олочки. Кора толщиной ~16 км, мантия (спилката- кая оболочка), простиряю- щаяся на глубину ~3300 км до граниты с железным ядром, масса которого составляет около $1/4$ всей массы планеты		Самая плотная атмосфе- ра среди планет земной группы, самое медленное вращение вокруг оси и наименьший эксцентриси- тет орбиты. Единственная планета Солнечной систе- мы, собственное вращение которой противоположно направлению ее обраще- ния вокруг Солнца

1	2	3	4	5	6	7
			0,017 Субширотная многослойная атмосфера (толщиной > 1000 км) нижний слой (14 км); слой от 14 до 50–55 км – тропосфера; слой от 80–85 км – ионосфера. На расстояниях более 1000 км разреженный слой (атомы ионизированы более чем наполовину). Основные газы: в составе нижних слоев атмосферы: азот (~78 %), кислород (~21 %), аргон (~1 %), углекислый газ – < 0,03 %. Атмосферное давление на уровне поверхности океана ~0,1 МПа	Земля обладает превращающим, магнитным и электрическим полем. Напряженности магнитного поля на северном и южном магнитных полюсах разны соответственно 0,58 и 0,68 Э, а на экваторе – около 0,4 Э.	Самая плотная. Возникла и получила развитие органическая жизнь	
Земля 12 · 756 $5,98 \cdot 10^{24}$	5510 1 (149,6 млн км)	23 ч 56 мин 4,1 с 365,26		Внешний слой – кора, средняя толщина ~3,5 км. На глубине от 35 до 2900 км – мантия Земли (сильнокислая оболочка). На глубине 2900 км вишище (жилы) ядро, на глубинах свыше 5120 км твердое внутреннее ядро (1,7 % массы Земли)	Луна	
			0,093 Атмосфера разрежена (давление порядка сотых и даже тысячных долей атмосферы). CO_2 – 95 %, N – 2,5 %, Ar – 1,6 %, O_2 – 0,2–0,4 %, P – 6,1 мбар ($P_{\text{ав}}$ Земли на уровне моря 1 бар). Атмосфера пылеваты сухая, концентрация водяного пара незначительна	Магнитное поле отсутствует. Мантия обогащена сернистым железом, содержание железа заметно меньше, чем у других планет земной группы. Коря ~100 км (верхняя часть мантии). Ядро низкой плотности, богато железом и серой, радиус 800–1000 км		
Mars 6794 $6,42 \cdot 10^{23}$	3930 1,324	24 ч 27 мин 686,98			Фобос и Деймос	

1	2	3	4	5	6	7
<i>Юпитер</i> 142 · 800 $1,9 \cdot 10^{27}$	1330 5.202	9 ч 55 мин 29 с 11.86	0,048 Атмосфера как таковая отсутствует. Газовая оболочка толщиной 1500 км состоит в основном из H_2 и He , но имеется небольшая примесь CH_4 , молекул волны, NH_3 и др.	<i>Имеется магнитное поле. Напряженность у поверхности Юпитера выше по сравнению с Землей в 5–6 раз.</i> Внутреннее ядро диаметром 25 000 км — металлический, включающее H_2O , NH_3 и CH_4 , окружено He .	16 спутников	Самая крутая из планет-гигантов
<i>Сатурн</i> 120 · 1000 $5,7 \cdot 10^{26}$	690 9.539	10 ч 40 мин 30 с 29,46	0,056 Молочная атмосфера включает CH_4 , H_2 , He , NH_3	<i>Имеется магнитное поле.</i> На глубине примерно 30 тыс. км (половина радиуса планеты) володород при давлении около 300 ГПа переходит в металлическую фазу	По краине! мере 28 спутников, 12 из них — большие 100 км в диаметре	Планета, имеющая кольца
<i>Уран</i> 51 · 800 $8,7 \cdot 10^{25}$	1710 19.191	17 ч 14 мин 84,01	0,047 Атмосфера состоит преимущественно из 83 % H_2 , 15 % He и 2 % CH_4	<i>Наличие магнитного поля не установлено.</i> Поверхностный слой представляет собой газожидкую оболочку, под которой находится ледяная (смесь водяного и аммиачного льда) магия, а еще глубже — ядро из твердых пород	Два небольших спутника — Корделлия и Офелия — находятся внутри кольца Эйсли. Предполагается, что в этом кольце может находиться еще 16 спутников	Направление вращения обратное, противоположно направлению обращения вокруг Солнца

1	2	3	4	5	6	7
<i>Nemtu</i> 48 · 600 $1,03 \cdot 10^{26}$	2300 30,071	16 ч 3 мин 164,79	0,009 Атмосфера состоит из H ₂ , He и CH ₄	<p>Обладает магнитным полем, напряженность которого на полюсах примерно вдвое больше, чем на Земле.</p> <p>Предполагается магнитный ядро. Масса ядра вместе с ледяной оболочкой согласно расчетам -90 % всей массы планеты</p> <p>и Нептуна</p>	<p>Известны два спутника — Тритон и Нерейла. «Вояджер-2» открыл еще шесть спутников размерами от 200 до 50 км, врачающихся в том же направлении, что и Нептун</p>	
<i>Pitmon</i> 2290 $1,3 \cdot 10^{22}$	2100 39,457	6,38 247,7		<p>Данные о магнитном поле отсутствуют.</p> <p>Покрыт слоем из замерзших CH₄, CO и N₂</p>	<p>Харон имеет значительную массу (ок. $\frac{1}{30}$ массы планеты), находится на расстоянии всего около 20 000 км от центра Плутона. Поверхность спутника почти полностью покрыта остывший лед в кристаллической форме</p>	

Все планеты Солнечной системы, помимо того что они, подчиняясь притяжению Солнца, вращаются вокруг него, имеют и *собственное вращение*. Вращается вокруг своей оси и Солнце, хотя и не как единое жесткое целое.

Как показывают измерения, скорости вращения различных участков солнечной поверхности несколько различаются. Масса Солнца в 330 000 раз превосходит массу Земли. То же можно сказать и о спутниках.

Как известно, 29 из них обращаются в том же направлении, в каком вращаются сами планеты и Солнце. Из 10 спутников, обращающихся в «обратном» направлении, четыре согласуют свое движение с направлением вращения планеты Уран, чья ось наклонена почти под прямым углом к плоскости эклиптики, — обстоятельство, не находящее объяснения в закономерном развитии Солнечной системы и, видимо, вызванное какой-то случайной причиной.

Стало быть, только 8 спутников из 39 имеют обратное направление движения по отношению к своим планетам.

Метеорные тела, как и космическая пыль, заполняют все пространства Солнечной системы. На их движение и особенно на движение космической пыли влияют гравитационное и (в меньшей степени) магнитное поля, а также потоки радиации и частиц. Все эти факторы сыграли определяющую роль и при формировании планетной системы из первоначального газово-пылевого облака. Внутри орбиты Земли плотность космической пыли возрастает, и она образует облако, окружающее Солнце, видимое с Земли.

В соответствии с Гарвардской классификацией *Солнце — желтый карлик*, звезда спектрального класса G-2. Спектральные классы звезд обозначаются буквами О, В, А, F, G, K, M. Звезды классов О и В — большие и горячие. Температура голубых звезд спектрального класса О достигает 50 000 °С, а температура красного карлика класса М — всего лишь 3000 °С. Солнце — это огромный светящийся газовый шар, не имеющий четкой границы, — плотность его убывает постепенно. Но у наблюдателя создается иллюзия того, что Солнце имеет «поверхность».

Самая внешняя и самая разреженная часть солнечной атмосферы — *корона*, прослеживающаяся от солнечного лимба до расстояний в десятки солнечных радиусов и имеющая температуру 1–2 миллиона градусов (рис. 1, 2 на цветной вклейке).

За время существования Солнца уже около половины водорода в его центральной области превратилось в гелий, и, вероятно, еще через 5 млрд лет, когда в центре светила водород будет на исходе, Солнце (желтый карлик в настоящее время) увеличится в размерах и станет красным гигантом.

На явления, происходящие на Солнце, большое влияние оказывает магнитное поле, которое сильнее земного в 6000 раз. Солнечные вспышки зарождаются в хромосфере, температура вспышек достигает 30 млн градусов.

До сих пор остается загадкой цикличность солнечной активности.

Геомагнитное поле Земли также изменяло зеркально свое направление, но последняя инверсия произошла 740 тыс. лет тому назад.

Некоторые исследователи полагают, что наша планета пропустила свой срок для следующей инверсии магнитных полюсов, но никто не может точно предсказать, когда это произойдет в следующий раз (более подробно о магнитном поле Земли см. в параграфе 4.3).

Для геологов наибольший интерес представляют планеты внутренней группы.

3.2. ПЛАНЕТЫ ВНУТРЕННЕЙ ГРУППЫ

Меркурий

Ближайшим к Солнцу является *Меркурий*. Он регулярно бывает виден то как вечерняя звезда, доступная наблюдениям лишь в первые два часа после захода Солнца, то как утренняя — за два часа до рассвета. Меркурий, как и Луна, светит отраженным солнечным светом и, подобно нашему спутнику, меняет фазы: от узкого серпа до светлого круга.

В 1974 г. американский космический аппарат «Маринер-10» пролетел вблизи Меркурия и передал на Землю изображения его поверхности. Астрономы были поражены: перед ними предстала вторая Луна.

Впрочем, метеоритных кратеров много и на Земле. Позже они были обнаружены также на спутниках планет-гигантов и даже на астероидах.

Наличие ударных кратеров на всех этих телах теоретически было предсказано еще в 1947 г. советскими астрономами В. В. Федынским и К. П. Станюковичем.

Наличие темного вещества в бассейнах и заполненных лавой кратерах позволяет предположить, что в начальный период своей истории планета испытала сильный внутренний разогрев, за которым последовала одна или несколько эпох интенсивного вулканизма.

Атмосфера Меркурия очень разрежена по сравнению с земной атмосферой, на что указывает его низкая отражательная способность. По данным, полученным с помощью «Маринера-10», ее плотность не пре-восходит плотности земной атмосферы на высоте 620 км. В составе атмосферы обнаружено небольшое количество водорода, гелия и кислорода, присутствуют и некоторые инертные газы, например аргон

и неон. Такие газы могли выделиться в результате распада радиоактивных элементов, входящих в состав грунта планеты.

Близость к Солнцу указывает на то, что на обращенном к нему полушарии планеты должна быть очень высокая температура. Немногочисленные измерения подтверждают это.

Обнаружено слабое магнитное поле, напряженность которого меньше, чем у Земли, и больше, чем у Марса.

Средняя плотность Меркурия значительно выше лунной ($5,4 \text{ г/см}^3$), почти равна средней плотности Земли. Предполагается, что Меркурий имеет мощную силикатную оболочку (500–600 км), а оставшиеся 50 % объема занимает железистое ядро.

Жизнь, в земном понимании, на Меркурии вряд ли возможна из-за очень высокой дневной температуры и отсутствия жидкой воды. Спутников Меркурий не имеет.

Венера

Вторая от Солнца и ближайшая к Земле планета Солнечной системы. Это наиболее яркое (после Солнца и Луны) светило земного неба. В максимуме блеска она достигает — 4,4 звездной величины.

Эта планета — одно из красивейших светил. Не случайно именно ей древние римляне дали имя богини любви и красоты. На Венере самая плотная атмосфера среди планет земной группы, самое медленное вращение вокруг оси и наименьший эксцентриситет орбиты. Венера — единственная планета Солнечной системы, собственное вращение которой противоположно направлению ее обращения вокруг Солнца.

Масса атмосферы Венеры примерно в 100 раз превышает массу атмосферы Земли. Преобладающую долю атмосферы составляет углекислый газ (~97 %); азота — около 3 %; водяного пара — менее десятой доли процента, кислорода — тысячные доли процента. В очень малых количествах имеются также примеси SO_2 , H_2S , CO , HC_1 , HF . Облака Венеры состоят в основном из 75–80%-ной серной кислоты. Температура на поверхности Венеры (на уровне среднего радиуса планеты) — около 750 °К, причем ее суточные колебания незначительны. Давление — около 100 атм., плотность газа почти на два порядка выше, чем в атмосфере Земли.

Установление этих фактов явилось разочарованием для многих исследователей, полагавших, что на этой, так похожей на нашу планете, условия близки к тем, что были на Земле в каменноугольный период.

Температура и давление сначала падают с увеличением высоты (минимум температуры 150–170 °К определен на высоте 100–120 км), а по мере дальнейшего подъема температура растет, достигая на высоте 12 тыс. км 600–800 °К.

Согласно одной из моделей внутреннего строения Венеры, наиболее реалистичной, на Венере выделяются три оболочки. Первая из них — кора — имеет толщину примерно 16 км. Далее — мантия, силикатная оболочка, погружающаяся на глубину порядка 3300 км до границы с железным ядром, масса которого составляет около четверти всей массы планеты.

Форма планеты соответствует трехосному эллипсоиду вращения, у которого полярное сжатие на два порядка меньше, чем у Земли. Тщательная радиолокационная съемка северного полушария Венеры с автоматических станций «Венера-15» и «Венера-16», выведенных в 1984 г. на орбиты спутников планеты, показала, что многие горные вершины имеют на склонах явные следы потоков лавы. Еще заметнее они на радиоизображениях, переданных американским аппаратом «Магеллан», который четыре года (1990–1994 гг.) работал на орбите спутника Венеры. На снимках вулкана Маат Монс, второго по величине на Венере и единственного действующего вулкана планеты (рис. 3 на цветной вклейке), видны потоки лавы, протянувшиеся на сотни километров через покрытые трещинами равнины.

Вулканы проявляют себя и в другом: их извержения порождают мощные электрические разряды — настоящие грозы в атмосфере Венеры, которые неоднократно регистрировались приборами станций серии «Венера». Нет сомнений в том, что там случаются и венеротрясения.

Рельеф планеты состоит из обширных равнин, пересеченных горными цепями и возвышенностями типа плато. Горные области выглядят как земные материки. Два континента Венеры — Земля Иштар и Земля Афродиты сравнимы по площади с континентальной частью США. Земля Иштар выделяется горами Максвелла, возвышающимися над средним уровнем на 11 км, то есть они выше земной Джомолунгмы.

По восточному краю Земли Афродиты на 2200 км простираются две рифтовые долины, расположенные ниже среднего уровня венерианской поверхности. Горная область Бета представляет собой два громадных вулкана щитообразной формы наподобие вулканов Гавайских островов. Они, как и их земные двойники, поднимаются на 4000 м, но гораздо большие по площади. Низменности, похожие на океанические бассейны Земли, занимают только шестую часть поверхности планеты, тогда как на Земле — две трети. Есть на Венере и ударные кратеры, подобные лунным. Для крупных метеоритов, астероидов и ядер комет даже плотная атмосфера не преграда. Основная же часть поверхности Венеры — холмистая равнина с кратерообразными структурами (скорее всего, вулканического происхождения).

Вулканизм Венеры свидетельствует об активности ее недр. Однако проявления этой активности не носят глобального характера, как на нашей планете.

Земля¹

Третья от Солнца планета Солнечной системы. Благодаря своим уникальным, быть может, единственным во Вселенной природным условиям стала местом, где возникла и получила развитие органическая жизнь. По форме Земля близка к кардиоиду.

Площадь поверхности Земли 510,2 млн км², из которых примерно 70,8 % приходится на Мировой океан. Его средняя глубина около 3,8 км, максимальная (Марианская впадина в Тихом океане) равна 11 022 км; объем воды 1370 млн км³, средняя соленость 35 г/л. Суша составляет соответственно 29,2 % и образует шесть материков и острова. Она поднимается над уровнем моря в среднем на 875 м; наибольшая высота (вершина Джомолунгма в Гималаях) 8848 м. Горы занимают свыше 1/3 поверхности суши. Пустыни покрывают около 20 %, саванны и редколесья — около 20 %, леса — около 30 %, ледники — свыше 10 %.

У Земли имеется единственный спутник — *Луна*. Ее орбита близка к окружности с радиусом около 384 400 км. Среднее расстояние от Земли — 384 400 км, экваториальный диаметр — 3476 км, период вращения — 27,3 суток, период обращения — 27,3 суток, температура на поверхности — от −170 °C до +130 °C.

Крупные детали на поверхности Луны образовались в основном вследствие метеоритной бомбардировки. Только темные моря, скорее всего, связаны с вулканической деятельностью, извержением богатой железом базальтовой лавы. Определение возраста лунных пород радиоизотопным методом (см. главу 7) показало, что некоторые образцы, доставленные «Аполлоном-17», имеют возраст 4,6 млрд лет, то есть почти тот же возраст, что и сама Луна. Однако большая часть материковых пород моложе примерно на 700 млн лет. Это указывает на то, что активная бомбардировка Луны закончилась 3,9 млрд лет назад, оставив после себя огромные круглые воронки (Море Дождей и Море Восточное). «Морской» базальт еще моложе: от 3,9 до чуть более 3 млрд лет.

Однако анализ изотопов показывает, что разделение химических элементов в недрах Луны произошло 4,3 млрд лет назад. Примерно в это время сформировались области основных лунных пород. По окончании извержения последней морской лавы (вероятно, в Море Дождей) самым значительным событием в истории Луны было образование кратеров, таких как Коперник (850 млн лет назад), и постепенное нарастание толстого пылевого слоя — *лунного реголита* — под действием ударов мелких метеоритов и ионизующего облучения. Поскольку лунные детали не сильно изменились за время существования Солнечной системы, по ним

¹ Подробная характеристика Земли приведена в параграфе 4.1; главах 5; 8; 13.

можно судить о самых ранних эпизодах в истории системы Земля — Луна. Тот факт, что большинство лунных кратеров гораздо старше самых древних земных пород, помогает понять, почему на Земле мы не встречаем крупных ударных бассейнов. Обладая более мощным гравитационным полем, Земля в первые 700 млн лет существования Солнечной системы должна была подвергаться более интенсивной бомбардировке, чем Луна, но активные более поздние геологические процессы на Земле уничтожили все свидетельства той бомбардировки.

Средняя плотность Луны $3,34 \text{ г}/\text{см}^3$. Это близко к плотности метеоритов хондритов, то есть солнечного вещества, за исключением наиболее летучих его компонентов, таких как водород и углерод. Плотность Луны близка и к плотности земной мантии. Значительно более высокая средняя плотность Земли ($5,52 \text{ г}/\text{см}^3$) в основном обусловлена плотным железным ядром. Низкая плотность Луны означает отсутствие у нее заметного железного ядра. Более того, момент инерции Луны свидетельствует о том, что это шар однородной плотности, покрытый аортозитовой (богатый кальцием полевой шпат) корой толщиной 60 км, что подтверждается сейсмическими данными.

Основными лунными породами являются:

- морские базальты, более или менее богатые железом и титаном;
- материковые базальты, богатые калием, редкоземельными элементами и фосфором;
- алюминиевые материковые базальты — возможный результат ударного плавления;
- магматические породы, такие как аортозиты, пироксениты и дуниты.

Реголит, покрывающий поверхность Луны, состоит из фрагментов основной породы, стекла и *брекчии* (порода, состоящая из сцепленных угловатых обломков), образовавшихся из основных пород.

Лунные породы не полностью похожи на земные. Обычно лунные базальты содержат больше железа и титана; аортозиты на Луне более обильны, а таких элементов, как калий и углерод, в лунных породах меньше. Лунные никель и кобальт, вероятно, были замещены расплавленным железом еще до окончания формирования Луны.

Современная температура лунных недр зависит от ее начальной температуры и тепла, выделившегося и сохранившегося с момента ее образования. Начальной высокой температурой внешних слоев Луна в основном обязана кинетической энергии вещества, падавшего на Луну на заключительной стадии ее формирования. Определенный вклад могнести и короткоживущий изотоп алюминий-26. Вместе эти явления могли породить «океан» расплавленной магмы глубиной в сотни километров и дефицит летучих элементов.

Марс

Четвертая от Солнца планета Солнечной системы.

Экваториальный радиус планеты равен 3394 км, полярный — 3376,4 км. Уровень поверхности в южном полушарии в среднем на 3–4 км выше, чем в северном.

Марс находится на минимальном расстоянии от Земли во время противостояний, происходящих с интервалами в 779,94 земных суток.

Однако раз в 15–17 лет происходит так называемое великое противостояние, когда эти две планеты сближаются примерно на 56 млн км; последнее такое сближение имело место в 1988 г. Во время великих противостояний Марс выглядит самой яркой звездой на полуночном небе (−2,7 звездной величины), оранжево-красного цвета, вследствие чего его стали считать атрибутом бога войны (отсюда название планеты).

Качественно новый уровень исследований Марса начался в 1965 г., когда для этих целей стали использоваться космические аппараты, которые вначале облетали планету, а затем (с 1971 г.) опускались на ее поверхность.

Телескопические исследования Марса обнаружили сезонные изменения его поверхности. Это относится прежде всего к белым полярным шапкам. Оба полюса Марса покрыты постоянными ледяными шапками, состоящими из твердой двуокиси углерода («сухой лед»). Они представляют собой структуру из чередующихся слоев льда и темной лыси. С наступлением осени шапки начинают увеличиваться, а весной заметно таять. Значительная часть поверхности Марса представляет собой более светлые участки (материки?), которые имеют красновато-оранжевую окраску (рис. 4а на цветной вклейке); 25 % поверхности — более темные (моря?) серо-зеленого цвета, уровень которых ниже материков.

Перепады высот весьма значительны и составляют в экваториальной области 14–16 км, но имеются и вершины, вздымающиеся значительно выше, например кольцевой вулкан Олимпус Mons (24 км) (рис. 3.2).

При меньших размерах (28 % от площади поверхности Земли) Марс обладал практически земной кислородной атмосферой и запасами воды в виде морей и рек. Наблюдения Марса со спутников обнаруживают отчетливые следы вулканизма и тектонической деятельности — разломы, ущелья с ветвящимися каньонами, некоторые из них имеют сотни километров в длину, десятки — в ширину и несколько километров в глубину. Обширнейший из разломов — Долина Маринера — вблизи экватора протянулся на 4000 км при ширине до 120 км и глубине 4–5 км. Ударные кратеры на Марсе мельче, чем на Луне и Меркурии, но масштабнее, чем на Венере.



Рис. 3.2. Высочайшая гора Марса — кольцевой вулкан Олимпус Mons, самый крупный вулкан Солнечной системы

Вулканические кратеры имеют огромные размеры. Крупнейшие из них — Арсия, Акреус, Павонис и Олимп — достигают 500–600 км в основании и более двух десятков километров в высоту. Диаметр кратера у Арсии — 100, а у Олимпа — 60 км (для сравнения: у величайшего на Земле вулкана Мауна-Лоа на Гавайских островах диаметр кратера 6,5 км). Исследователи пришли к выводу, что вулканы были действующими несколько сотен миллионов лет назад.

Атмосфера на Марсе разрежена (давление порядка сотых и даже тысячных долей атмосферы) и состоит в основном из углекислого газа (около 95 %), добавок азота (около 3 %), аргона (примерно 1,5 %) и кислорода (0,2 %). Концентрация водяного пара невелика и существенно меняется в зависимости от сезона. Имеются основания полагать, что вода на Марсе есть.

На такую мысль наводят длинные ветвящиеся системы долин протяженностью в сотни километров, весьма похожие на земные реки, причем перепады высот отвечают направлению течений (рис. 4б на цветной вклейке). Некоторые особенности рельефа явно напоминают участки, выглаженные ледниками. Судя по хорошей сохранности этих форм, не успевших ни разрушиться, ни покрыться последующими наслоениями, они имеют относительно недавнее происхождение (в пределах последнего миллиарда лет).

Высказываются предположения, что вода существует и сейчас в виде мерзлоты. При весьма низких температурах на поверхности Марса (в среднем около 220 °К в средних широтах и лишь 150 °К в полярных областях) на любой открытой поверхности воды быстро образуется толстая корка

льда, которая к тому же через короткое время заносится пылью и песком. Не исключено, что благодаря низкой теплопроводимости льда под его толщей местами может оставаться и жидкая вода, и, в частности, подледные потоки воды продолжают и теперь углублять русла некоторых рек. На целом ряде фотографий Марса в овражных врезах на некоторой глубине от поверхности отчетливо наблюдается замерзшая вода (лед). Два марсохода «Spirit» и «Opportunity», совершившие посадку на Марс в январе 2004 г., должны дать однозначный ответ на этот вопрос.

Химический состав Марса типичен для планет земной группы, хотя, конечно, существуют и отличия. По-видимому, имеющее относительно невысокую температуру (около 1300 °К) и низкую плотность ядро Марса богато железом и серой и невелико по размерам (его радиус 800–1000 км), а масса составляет около одной десятой всей массы планеты. Формирование ядра, согласно современным теоретическим оценкам, продолжалось около миллиарда лет и совпало с периодом раннего вулканизма.

Мантия Марса обогащена сернистым железом, заметные количества которого обнаружены и в исследованных поверхностных породах, тогда как содержание металлического железа заметно меньше, чем на других планетах земной группы. Толщина литосферы Марса – несколько сотен километров, включая примерно 100 км ее коры.

Вокруг Марса обращаются два спутника. Первый из них (Фобос) движется вокруг Марса по орбите со средним радиусом 9350 км за 7 ч 39 мин, то есть обгоняет планету в ее суточном вращении. Деймос облетает Марс по орбите с радиусом 23 500 км за 30 ч 17 мин. Оба спутника имеют неправильную форму и всегда обращены к Марсу одной и той же стороной. Их максимальные размеры: 26 км в длину и 21 км в ширину у Фобоса и соответственно 13 и 12 км – у Деймоса. Гравитационные поля спутников настолько слабые, что атмосфера они не имеют. На поверхности обнаружены метеоритные кратеры. На Фобосе крупнейший кратер Стикни имеет диаметр 10 км.

Прежде чем перейти к краткой характеристике планет *внешней* группы Солнечной системы, следует отметить, что внутренние и внешние планеты как бы разделены *поясом астероидов*, с одной стороны которого проходит орбита Марса, а с другой – Юпитера.

3.3. ПЛАНЕТЫ ВНЕШНЕЙ ГРУППЫ

Юпитер

Пятая от Солнца планета Солнечной системы, самая крупная из планет-гигантов. Экватор наклонен к плоскости орбиты под углом 3° 5'; из-за малости этого угла сезонные изменения на Юпитере выражены весьма слабо. В противостоянии Юпитер виден как чуть желто-

вятая звезда — 2,6 звездной величины; из всех планет уступает в блеске только Венере и Марсу.

Юпитер не имеет твердой поверхности, поэтому, говоря о его размерах, указывают радиус верхней границы облаков, где давление порядка 10 кПа; радиус Юпитера на экваторе равен 71 400 км.

Юпитер обладает самой обширной атмосферой водородно-гелиевого состава (89 % водорода и 11 % гелия). В атмосфере Юпитера отчетливо просматриваются параллельные плоскости его экватора слои, или зоны, вращающиеся вокруг оси планеты с различными угловыми скоростями. Быстрее всего вращается экваториальная зона — период ее обращения 9 ч 50 мин 30 с, что на 5 мин. 11 с меньше периода обращения полярных зон. Так быстро не вращается ни одна другая планета Солнечной системы.

В умеренных южных широтах Юпитера медленно перемещается овальное Большое Красное Пятно, поперечные размеры которого 30–40 тыс. км. За 100 лет оно совершаet примерно три оборота. Природа этого феномена до конца неясна.

Как и другие планеты-гиганты, Юпитер существенно отличается по химическому составу от планет земной группы. В центре планеты, согласно существующим моделям, имеется жидкое ядро из расплавленных металлов и силикатов, окруженное водно-аммиачной жидкой оболочкой. Радиус ядра порядка 1/10 радиуса планеты, масса ~0,3–0,4 ее массы, температура около 2500 °К при давлении ~8000 ГПа.

Поток тепла из недр Юпитера вдвое превышает энергию, получаемую им от Солнца. Ввиду отсутствия твердой поверхности атмосферы как таковой у Юпитера нет.

Красноватый оттенок планеты приписывают главным образом присутствию в атмосфере красного фосфора и органики, возникающей благодаря электрическим разрядам. В области, где давление порядка 100 кПа, температура составляет около 160 °К. Замечены интенсивные атмосферные потоки, в том числе вертикальная циркуляция. Установлено наличие облаков, высота которых в различных поясах различна.

Светлые полосы и Большое Красное Пятно связаны с восходящими потоками; облака здесь выше, а температура ниже, чем в остальных областях. Исследователи обращают внимание на необычную устойчивость вихрей. В атмосфере Юпитера замечены грозы.

Юпитер обладает магнитным полем. Его магнитный дипольный момент почти в 12 тыс. раз превосходит дипольный момент Земли, но так как напряженность магнитного поля обратно пропорциональна кубу радиуса, а он у Юпитера на два порядка больше, чем у Земли, то напряженность у поверхности Юпитера выше по сравнению с Землей только в 5–6 раз.

Известно 16 *спутников Юпитера*. Их можно разделить на две группы: *внутреннюю и внешнюю*, включающие по восемь спутников каждая.

Первый из галилеевских спутников, Ио, по размерам превосходит Луну. Имеет атмосферу и ионосферу, состоящую в основном из ионов серы и натрия. Весьма активна его вулканическая деятельность (больше, чем на Земле). Размеры вулканических кратеров достигают сотни километров, превосходя земные в десятки и даже сотни раз, хотя высота вулканов сравнительна невелика. Только в полярных областях Ио есть вулканы высотой около 10 км. Выбросы серы из вулканов вздымаются на высоту до 250 км. По мнению ряда исследователей, под тоикой твердой поверхностью коркой спутника, засыпанной слоем серы и ее диоксида, может находиться жидкая сера. Температура у поверхности Ио около -120°C на экваторе (кроме вулканических областей) и еще на 50° ниже у полюсов. Относительная немногочисленность ударных кратеров крупнее 1–2 км позволяет считать поверхность Ио сравнительно молодой (менее 1 млн лет).

У Юпитера установлено существование огромного *плоского кольца* из пыли и некрупных камней, которое при ширине 6 км и толщине 1 км простирается до десятков тысяч километров от верхней границы облаков.

Сатурн

Шестая от Солнца, вторая по размерам после Юпитера большая планета Солнечной системы. Представляет собой огромный быстро вращающийся (с периодом 10,23 часа) шар, состоящий преимущественно из жидкого водорода и гелия и окутанный мощным слоем атмосферы. Сатурн – планета, имеющая кольца. Четкой твердой поверхности нет, оптические наблюдения затрудняются непрозрачностью атмосферы. В состав атмосферы входят CH_4 , H_2 , He , NH_3 .

Температура в средних слоях атмосферы около 100°K . По внутреннему строению и составу Сатурн весьма напоминает Юпитер. В частности, на Сатурне в экваториальной области также существует Красное Пятно, хотя оно и меньших размеров, чем на Юпитере.

На две трети Сатурн состоит из водорода. На глубине, примерно равной половине радиуса планеты, водород при давлении около 300 ГПа переходит в металлическую фазу. По мере дальнейшего увеличения глубины, начиная с $R/3$, возрастает доля соединений водорода и оксидов. В центре планеты (в области ядра) температура порядка $20\,000^{\circ}\text{K}$.

Сатурн имеет по крайней мере 28 *спутников*, и 12 из них – больше 100 км в диаметре. Все спутники, кроме Гипериона и Фебы, повернуты к Сатурну одной стороной. Все спутники, кроме огромного Титана, превосходящего по размерам Меркурий и имеющего атмосферу, сложены в основном льдом. Между кольцами существуют щели, где нет

частиц. Та из щелей, которую можно увидеть в средний телескоп с Земли (между кольцами А и В), названа щелью Кассини.

Кольца являются остатками того протопланетного облака, которое породило все тела Солнечной системы. На тех расстояниях от планеты, на которых вращается большая доля частиц кольца, возникновение спутников невозможно из-за гравитационного воздействия самой планеты, разрушающей все более или менее крупные тела. Частицы колец многократно сталкиваются, разрушаются и слипаются вновь. Они настолько хрупки, что уступают в этом самому рыхлому снегу, который можно себе вообразить.

Поток солнечной энергии, достигающий Сатурна, в 91 раз меньше, чем у Земли. Температура на нижней границе облаков Сатурна составляет 150 °К. Однако тепловой поток от Сатурна в два раза превышает поток энергии, получаемой от Солнца. Источником этой внутренней энергии может быть энергия, выделяемая за счет гравитационной дифференциации вещества.

Уран

Седьмая от Солнца большая планета Солнечной системы, относится к планетам-гигантам. Его поверхностный слой представляет собой газожидкую оболочку, под которой находится ледяная мантия (смесь водяного и аммиачного льда), а еще глубже — ядро из твердых пород. Масса мантии и ядра составляет 85–90 % от всей массы Урана. Зона твердого вещества простирается до $\frac{3}{4}$ радиуса планеты. Температура в центре Урана близка к 10 000 °К при давлении 7–8 млн атмосфер¹. На границе ядра давление на два порядка ниже (около 100 килобар). Эффективная температура, определяемая по тепловому излучению с поверхности планеты, составляет около 55 °К.

Уран имеет 17 спутников (5 больших). Для них характерны круговые орбиты в плоскости экватора. Предварительный анализ показывает, что пять больших спутников — совокупность ледяных глыб. Большие спутники Урана на 50 % состоят из водяного льда, на 20 % — из углеродных и азотных соединений, на 30 % — из разных соединений кремния — силикатов.

Нептун

Восьмая от Солнца планета Солнечной системы, относится к планетам-гигантам. Нептун выглядит на небе как звезда 7,8 звездной величины (недоступна невооруженному глазу); при сильном увеличении имеет вид зеленоватого диска, лишенного каких-либо деталей.

¹ Одна атмосфера соответствует примерно одному бару.

Из всех элементов на Нептуне преобладают водород и гелий примерно в таком же соотношении, как и на Солнце: на один атом гелия приходится около 20 атомов водорода. Нептун обладает магнитным полем, напряженность которого на полюсах примерно вдвое большее, чем на Земле.

По наземным исследованиям были известны лишь два *спутника* Нептуна: Тритон и Нерейда, обращающиеся вокруг Нептуна в обратном направлении. «Вояджер-2» открыл еще шести спутников размером от 200 до 50 км, врачающихся в том же направлении, что и Нептун.

Плутон

Открыт в 1930 году американским астрономом К. Томбо.

Проведенные Ловеллом вычисления послужили побудительной причиной начатых еще в 1905 г. поисков планеты «Х», как он ее называл. Космические аппараты еще не появлялись в окрестностях Плутона, вся информация получена наземными средствами.

Орбита Плутона очень вытянута, поэтому иногда (например, с 1979 по 1999 г.) Плутон оказывается ближе к Солнцу, чем Нептун. Плутону при такой низкой температуре, какая царит так далеко от Солнца (-233°C), под силу удержать атмосферу из тяжелых газов, и, судя по всему, она у него есть. Поверхность Плутона, нагреваемая Солнцем до минус 220°C , даже в наименее холодных полуденных участках, покрыта, по-видимому, снегом из замерзшего метана. Атмосфера планеты разрежена и состоит из газообразного метана с возможной примесью инертных газов.

В 1976 г. на Плутоне обнаружили метановый лед. В 1992 г. — азот и углерод, тоже замерзшие. Подобно Урану, Плутон вращается в обратном обычному направлении. Ось его вращения наклонена к плоскости эклиптики на 122° , так что планета движется «лежа на боку».

В 1978 г. был открыт спутник Плутона, названный Хароном (согласно греческой мифологии, это имя перевозчика душ в царство Плутона Аид через реку Стикс), он имеет значительную массу (около $1/30$ массы планеты), находится на расстоянии всего около 20 000 км от центра Плутона и обращается вокруг него с периодом 6,4 земных суток, равным периоду обращения самой планеты.

Таким образом, Плутон и Харон врачаются как целое, и поэтому они часто рассматриваются как единная двойная система, что позволяет уточнить значения масс и плотностей.

В атмосфере Плутона, не испытывая сжижения, может оставаться только неон, более легкие газы из-за малой силы тяготения из атмосферы улетучиваются. Диоксид углерода, метан и аммиак затвердевают даже при максимальной для этой планеты температуре. В атмосфере

ре Плутона могут быть и незначительные примеси аргона, и в еще более малых количествах — азота. Давление у поверхности Плутона, по имеющимся теоретическим оценкам, составляет менее 0,1 атмосферы. Данные о магнитном поле Плутона пока отсутствуют, но по теории бароэлектрического эффекта его магнитный момент на порядок ниже, чем у Земли. Приливные взаимодействия Плутона и Харона должны приводить к возникновению электрического поля.

По ряду косвенных данных, за пределами орбиты Плутона располагаются три пояса астероидов, как бы ограничивающих с внешней стороны Солнечную систему.

3.4. МАЛЫЕ ТЕЛА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Астероиды

Это твердые каменистые тела, которые, подобно планетам, движутся по околосолнечным эллиптическим орбитам. Но размеры этих тел намного меньше, чем у обычных планет, поэтому их еще называют малыми планетами. Термин «астероид» (или «звездоподобный») был введен известным астрономом XVIII в. Уильямом Гершелем для характеристики вида этих объектов при наблюдениях в телескоп.

Основная масса известных на сегодняшний день астероидов движется между орбитами Марса и Юпитера на расстоянии от Солнца 2,2–3,2 астрономической единицы (а. е.). Всего на сегодняшний день открыто примерно 20 тыс. астероидов, из которых около 10 тыс. зарегистрированы, то есть им присвоены номера или даже имена собственные, а орбиты рассчитаны с большой точностью.

Имена собственные астероидам обычно присваивают их первооткрыватели, но в соответствии с установленными международными правилами.

Вначале, когда малых планет было известно еще немного, их имена брали из древнегреческой мифологии.

Кольцевая область пространства, которую занимают эти тела, называется Главным поясом астероидов. При средней линейной орбитальной скорости около 20 км/с астероиды главного пояса затрачивают на один оборот вокруг Солнца от 3 до 9 земных лет в зависимости от удаленности от него. Наклоны плоскостей их орбит по отношению к плоскости эклиптики иногда достигают 70° , но в основном находятся в интервале $5\text{--}10^\circ$. На этом основании все известные астероиды главного пояса делят примерно поровну на *плоскую* (с наклонами орбит до 8°) и *сферическую подсистемы*.

Периодические изменения яркости, наблюдаемые у некоторых астероидов, говорят о том, что они обладают неправильной формой, неровной

поверхностью и вращаются вокруг своих осей. Поверхности астероидов, как и спутников планет, должны нести следы ударов более мелких тел. Атмосферы у астероидов нет (рис. 5 на цветной вклейке).

Самый крупный астероид — Церера имеет размер около 1003 км, на втором месте — Паллада с радиусом около 500 км, но большинство их имеют более мелкие размеры. Самые маленькие из известных астероидов имеют в поперечнике около 1 км. Без сомнения, существует и множество более мелких астероидов, которые невозможно увидеть с больших расстояний.

Кометы

Название происходит от греческого слова, означающего «длинно-волосый».

Первое письменное упоминание о появлении кометы датируется 2296 г. до н. э. Движение кометы по созвездиям тщательно наблюдалось китайскими астрономами.

Один из выдающихся астрономов эпохи Средневековья, Региомонтан, отнесся к кометам как к объектам научного исследования. Регулярно наблюдая все появлявшиеся светила, он первым описал траекторию движения и направления хвоста. В XVI в. астроном Апиан, проводя похожие наблюдения, пришел к выводу, что *хвост* кометы всегда направлен в *противоположную* от Солнца сторону.

Эти тела Солнечной системы движутся по сильно вытянутым орбитам, на значительных расстояниях от Солнца выглядят как слабо светящиеся пятнышки овальной формы, с приближением к Солнцу у них появляются голова и хвост. Центральная часть головы называется ядром. Диаметр ядра 0,5–20 км.

Маленькое ядро кометы является единственной ее твердой частью, в нем сосредоточена почти вся ее масса. Поэтому ядро — первопричина всего остального комплекса кометных явлений. Ядра комет до сих пор все еще недоступны телескопическим наблюдениям, так как они вуалируются окружающей их светящейся материей, непрерывно истекающей из ядер.

Туманная атмосфера, окружающая фотометрическое ядро, называется комой. Кона вместе с ядром составляют голову кометы — газовую оболочку, которая образуется в результате прогревания ядра при приближении к Солнцу. Вдали от Солнца голова выглядит симметричной, но с приближением к нему она постепенно становится овальной, затем удлиняется еще сильнее, и в противоположной от Солнца стороне из нее развивается хвост, состоящий из газа и пыли, входящих в состав головы.

Ядро — главная часть кометы. Однако до сих пор нет единодушного мнения, что оно представляет собой на самом деле.

Еще во времена Лапласа существовало мнение, что ядро кометы — твердое тело, состоящее из легко испаряющихся веществ типа льда или снега, быстро превращающихся в газ под воздействием солнечного тепла, масса 10^{11} – 10^{19} кг, ядро представляет собой леденистое тело — конгломерат замерзших газов и частиц пыли. Хвост кометы состоит из улетучивающихся из ядра под действием солнечных лучей молекул (ионов) газов и частиц пыли, длина хвоста может достигать десятков миллионов километров.

Кометы «подсказали» ученым существование солнечного ветра, имеются предположения о том, что кометы являются причиной возникновения жизни на Земле; они могут дать и ценную информацию о возникновении галактик (рис. 6 на цветной вклейке).

Комета Галлея — историческая комета. Наблюдалось 30 ее сближений с Солнцем начиная с 240 г. до н. э. Возвращается через каждые 75–76 лет. В 1986 г. комету встретили пять космических межпланетных аппаратов: «Вега-1», «Вега-2» (СССР), «Джотто» (ЕЭС), «Суисен» и «Сакигаке» (Япония). Все аппараты выполнили свои программы. «Веги» прошли сквозь голову кометы в 8000 км от ядра, «Джотто» — в 600 км. Зарегистрировано твердое ядро неправильной формы (16–8 км). Японские аппараты пролетели вблизи кометы. В следующий раз комета Галлея появится в 2061 г.

Комета Уэста — одна из красивейших комет века. Она имела протяженный широкий хвост, напоминающий облачко в лучах утреннего Солнца. Голова светила как Венера. Комета распалась на части.

Комета Шумейкеров — Леви. В июле 1992 г. комета прошла в 15 тыс. км от облачного покрова Юпитера. В результате ядро оказалось раскрошенным на 17 кусков, растянувшихся на 200 тыс. км. В таком виде комета и была открыта на обсерватории Маунт-Паломар Кэролайн и Юджином Шумейкерами (лучшими профессиональными ловцами комет) и Дэвидом Леви.

Метеоры и метеориты

Падающие с неба камни или куски железа — их называют *метеоритами* — ведут себя удивительно миролюбиво по отношению к людям. Наблюдать прибытие на Землю космического вещества может каждый. Достаточно в ясную ночь провести хотя бы час, всматриваясь в звездное небо, и вы наверняка заметите огненную черту, прорезающую небосвод. Иногда их бывает много — целые звездные ливни. Но сколько бы их ни пролетело, вид звездного неба не изменится: падающие звезды не имеют никакого отношения к звездам настоящим.

7 августа 1996 г. Национальное управление по аeronавтике и исследованию космического пространства США (НАСА) провело пресс-конференцию, посвященную открытию американских ученых.

В метеорите, предположительно марсианского происхождения, они обнаружили следы микроорганизмов и другие признаки существования на красной планете в далеком прошлом органической жизни. Открытие было столь значительным, что собравшихся поздравил президент.

В космическом пространстве, окружающем нашу планету, движется множество твердых тел самых разных размеров — от пылинок до глыб с поперечниками в десятки и сотни метров. Чем больше размер тел, тем реже они встречаются. Поэтому пылинки сталкиваются с Землей ежедневно и ежечасно, а глыбы — раз в сотни и даже тысячи лет.

Совершенно различны и сопровождающие эти столкновения эффекты.

Маленькое тело массой в доли грамма, вторгаясь в земную атмосферу с огромной скоростью (десятки километров в секунду), раскаляется от трения о воздух и целиком сгорает на высоте 80–100 км. Наблюдатель на Земле видит в этот момент *метеор*. Если же в атмосферу влетает обломок крупнее, атмосфера может сработать как тормоз и погасить космическую скорость, прежде чем кусок полностью сгорит. Тогда его остаток упадет на поверхность Земли. Это — *метеорит*. Падение метеорита сопровождается полетом по небу огромного шара и громоподобными звуками. Наконец, когда масса влетевшего тела еще больше, атмосфера уже не может погасить всю скорость, и оно врезается в поверхность Земли, оставляя на ней космический шрам — метеоритный *кратер* или воронку. Наиболее известные из них: кратер Рис (Германия) (рис. 7 на цветной вклейке), Чикшулуб (Мексика) (рис. 8 на цветной вклейке) — кратер в Аризоне и Попигайский метеоритный кратер (диаметром 100 км) (см. главу 11).

Метеориты делятся на три больших класса: *железные, каменные и железокаменные*. *Железные метеориты* состоят в основном из никелистого железа. В земных горных породах естественный сплав железа с никелем не встречается, так что присутствие никеля в кусках железа указывает на его космическое (или промышленное) происхождение.

Включения никелистого железа есть в большинстве *каменных метеоритов*, поэтому космические камни, как правило, тяжелее земных. Главные же их минералы — силикаты (оливины и пироксены). Характерным признаком основного типа каменных метеоритов — хондритов — является наличие внутри них округлых образований — *хондр*. Хондры состоят из того же вещества, что и весь остальной метеорит, но выделяются на его срезе в виде отдельных зернышек. Их происхождение пока не вполне ясно.

Железокаменные метеориты — это куски никелистого железа с вкраплениями зерен каменистых минералов. Бывают целые метеорные потоки, дающие приблизительно одинаковое число метеоров каждый год

(Персеиды), и бывают такие, которые дают метеорные дожди через длительные промежутки времени (Леониды). Эта разница связана с возрастом потока.

Два самых крупных падения XX в. произошли на территории России: Тунгусское и Сихотэ-Алиньское.

Падение *Тунгусского метеорита* произошло 30 июня 1908 г. Оно сопровождалось явлениями, которые указывали на очень мощное выделение энергии. Огненный шар, видимый на территории протяжённостью в сотни километров; мощные громовые раскаты; воздушная волна, дважды обогнувшая земной шар и зарегистрированная барометрами во многих странах мира; наконец, небольшое землетрясение, отмеченное сейсмографом в Иркутске, — все это говорило о чрезвычайном характере космической катастрофы.

Падение произошло в глухой тайге в бассейне реки Подкаменная Тунгуска, в 100 км от ближайшего (очень маленького) населенного пункта, и только в 1927 г. первые исследователи сумели туда добраться. Перед ними открылась потрясающая картина: почти все деревья на площади поперечником около 40 км были повалены, причем корни их показывали в одно место. А в эпицентре, где следовало бы ожидать наиболее сильных разрушений, стоял мертвый «телеграфный» лес: голые прямые стволы с начисто обрубленными ветками. Ни первая, ни многочисленные последующие экспедиции не смогли найти ни одной частицы Тунгусского метеорита.

Конец XX в. не принес окончательного решения тунгусской проблемы. Самым вероятным остается предположение, что тунгусское тело представляло собой ядро или часть ядра небольшой старой кометы. Это ядро много раз прошло мимо Солнца и потеряло почти весь лед. Остались слипшиеся воедино твердые частицы, не очень прочно скрепленные между собой. Влетев в атмосферу Земли, под давлением набегающего потока воздуха тело стало разрушаться. На высоте в несколько километров оно рассыпалось в пыль, а отделившаяся ударная волна произвела те разрушения, которые зафиксированы на месте падения: она повалила деревья там, где ударила наклонно, и срубила с них сучья там, где ударила вертикально, то есть в эпицентре.

Глава 4

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

Прежде чем говорить о вещественном составе Земли и земной коры, их возрасте и процессах, приведших к возникновению основных структурных элементов континентов и океанов, необходимо обсудить хотя бы в самых общих чертах (основываясь на современных материалах моделирования) особенности глубинного строения нашей планеты, полагая, что Земля – единый сложный «организм» и геологические события, происходящие в ядре и нижней мантии, находят свое отражение в приповерхностной части верхней мантии и – что самое главное – земной коре.

4.1. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Изучение внутреннего строения Земли сопряжено со значительными трудностями. Методы, использующиеся для этой цели, подразделяются на *прямые* и *косвенные*.

К *прямым* относятся геологические методы непосредственного изучения горных пород и структур в естественных обнажениях (в береговых обрывах рек, оврагов, на склонах гор) и в искусственных горных выработках (разведочных канавах, шурфах, карьерах, буровых скважинах). Глубина этих методов определяется в основном глубиной горных выработок, самой глубокой из которых является скважина, пробуренная на Кольском полуострове СГ-3 и достигшая отметки 12 261 м.

Некоторое представление о глубоких уровнях Земли дает изучение *ксенолитов* – обломков глубинных горных пород, выпесенных к поверхности магматическими расплавами. Так, например, в кимберлитовой трубке Лесото (Южная Африка) обнаружено включение, которое рассматривается как представитель пород, залегающих на глубине порядка 250 км.

В настоящее время не существует технических средств, позволяющих проникать в недра Земли на сотни и тысячи километров и извлекать оттуда образцы вещества для непосредственного изучения. Поэтому глубинное строение нашей планеты исследуется косвенными методами, основанными на анализе космологических и геофизических данных, то есть на результатах изучения космических тел (в первую

очередь метеоритов и Луны) или физических полей Земли соответственно, а также на основе моделирования.

Основную информацию о внутреннем строении Земли дают *геофизические методы*:

- сейсмические, основанные на регистрации упругих колебаний, вызванных землетрясениями или искусственными взрывами;
- гравиметрические, основанные на изучении поля силы тяжести;
- магнитометрические — изучающие магнитное поле Земли;
- геотермические, изучающие тепловое поле планеты и плотность теплового потока на ее поверхности;
- электрометрические методы, изучающие электропроводность земных недр.

Важнейшим из таких методов является *сейсмический*, использующий кратковременно возникающее при землетрясениях поле упругих *сейсмических волн*, в течение 10–20 минут пронизывающих практически всю нашу планету. Возникнув в очаге землетрясения (см. параграф 9.2), сейсмические волны распространяются с определенной скоростью по всем направлениям путем упругих перемещений частиц среды. По характеру распространения волны делятся на *продольные* и *поперечные*.

Продольные волны характеризуются упругим объемным типом передачи возмущения, при котором перемещение частиц среды соответствует направлению распространения волны. *Поперечные* волны обладают сдвиговым упругим механизмом передачи возмущения, обеспечивающим распространение волны в направлении, перпендикулярном к перемещению частиц. Продольные волны имеют большую скорость, чем поперечные. При этом последние не распространяются в жидкой среде, где упругое сопротивление сдвига отсутствует.

В целом сейсмические волны подчиняются *законам оптики* — на границах раздела сред с различными скоростями распространения упругие волны отражаются и преломляются. В результате наряду с прямыми волнами регистрируются отраженные и преломленные волны. Отражение и преломление волн на границах раздела являются довольно надежным источником информации о положении этих границ и широко используются для изучения внутреннего строения Земли. Повторная регистрация волн, которые ранее были зарегистрированы как прямые, свидетельствует о наличии четких границ раздела в недрах Земли и позволяет, используя время движения и скорость распространения волн, установить глубину их залегания.

Существующий объем информации о глубинном строении Земли позволяет сегодня обсуждать несколько моделей. До последнего времени широко применялась модель К. Е. Буллена. В наши дни предпочтение отдается уточненной модели PREM (Preliminary Reference Earth

Model), которая основана на усредненном и нормальном распределении с глубиной физических параметров, в числе которых и скорости сейсмических волн. При этом самым важным источником данных о внутреннем строении Земли являются именно землетрясения, порождающие сейсмические волны (рис. 4.1).

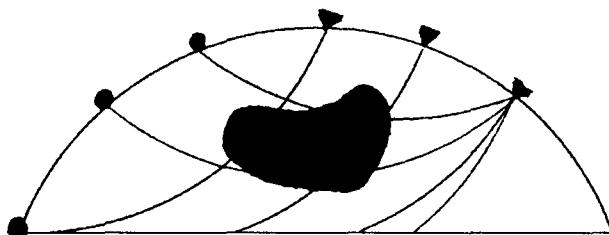


Рис. 4.1. Прохождение сейсмических волн через аномальное тело в мантии Земли. Треугольники — регистрирующие сейсмостанции; кружочки — гипоценитры землетрясений. В центре — аномальное тело (по Н. В. Короновскому, 2000)

Количество сейсмических станций в мире с каждым годом растет, что, с одной стороны, ведет к увеличению объема сведений о недрах Земли, с другой стороны, обработка поступающей информации требует привлечения быстродействующих компьютеров. Это в итоге привело к развитию методов, в совокупности получивших название *сейсмической томографии*.

Появилась возможность определять пространственное размещение в недрах участков, характеризующихся повышенными или пониженными значениями скоростей сейсмических волн, которым соответствуют участки уплотнения или разуплотнения вещества, его охлаждения или разогрева, были получены объемные картины таких неоднородностей (Дж. Вудхауз, А. Дзевонский, 1984 (рис. 4.2); А. Бихворт и др., 1999).

Важно подчеркнуть, что сейсмические волны распространяются в однородных (гомогенных) средах прямолинейно и достигают регистрирующих станций в расчетное время. Иная картина наблюдается с неоднородными (гетерогенными) средами. При встрече с аномальной массой сейсмическая волна или увеличивает свою скорость, или уменьшает ее, достигая регистрирующей станции раньше или позже расчетного времени. Таким образом выявляются неоднородности в недрах Земли.

По сейсмологическим данным, в Земле сегодня выделяют около двух десятков границ раздела, в целом свидетельствующих о концентрически расслоенном строении ее недр. Основными из этих границ являются две: поверхность Мохоровичича¹ (Мохо или просто М) на глубине

¹ Впервые этот сейсмический раздел был установлен в 1909 г. югославским сейсмологом А. Мохоровичичем.

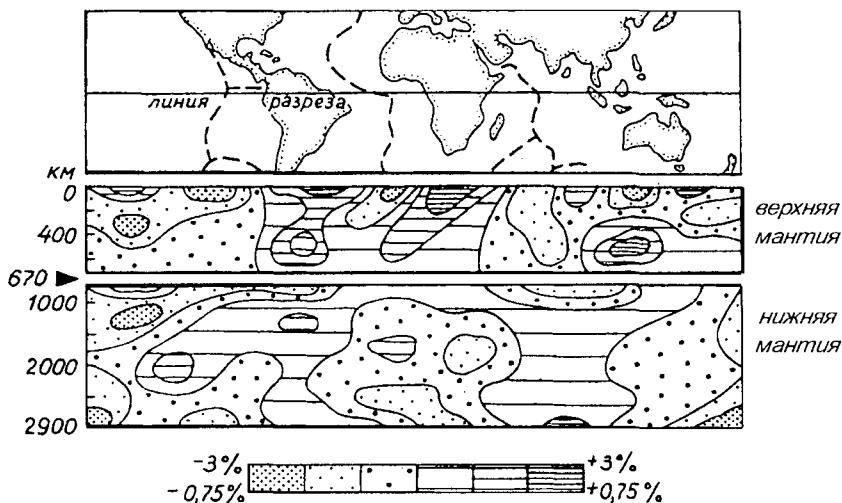


Рис. 4.2. Разрез мантии Земли вдоль линии экватора (по данным сейсмической томографии) (Дж. Вудхауз, А. Дзевонский, 1984). Аномалии скоростей сейсмических волн даны в процентах от «нормальных значений», нарастающих с глубиной. На шкале верхние цифры для поперечных волн, нижние — для продольных

30–70 км на континентах и 5–10 км под дном океанов, а также поверхность Вихерта — Гутенберга на глубине 2900 км. Эти границы делят нашу планету на три основные оболочки или геосфера:

- *земную кору* — внешнюю каменную оболочку Земли, расположенную над поверхностью Мохоровичича;
- *мантию Земли* — промежуточную силикатную оболочку, ограниченную поверхностями Мохоровичича (вверху) и Вихерта — Гутенberга (внизу);
- *ядро Земли* — центральное тело нашей планеты, расположенное ниже поверхности Вихерта — Гутенберга (рис. 4.3).

Кроме этих основных границ, выделяют ряд второстепенных поверхностей раздела внутри геосфер, обусловленных главным образом фазовыми переходами и изменением свойств вещества.

Отсутствие прямых сведений о веществе глубинных зон обуславливает необходимость использования косвенных, в первую очередь сейсмологических, данных. Последние, с учетом ряда граничных условий (соответствия распределения плотностей среднему значению для коры — 2,7 г/см³ и Земли в целом — 5,52 г/см³, соответствия распределения масс наблюдаемому моменту инерции Земли относительно оси вращения и др.), дают возможность рассчитать изменение плотности вещества Земли с увеличением глубины. Опираясь на эти данные, можно оценить величину давления на разных глубинных уровнях, учитывая

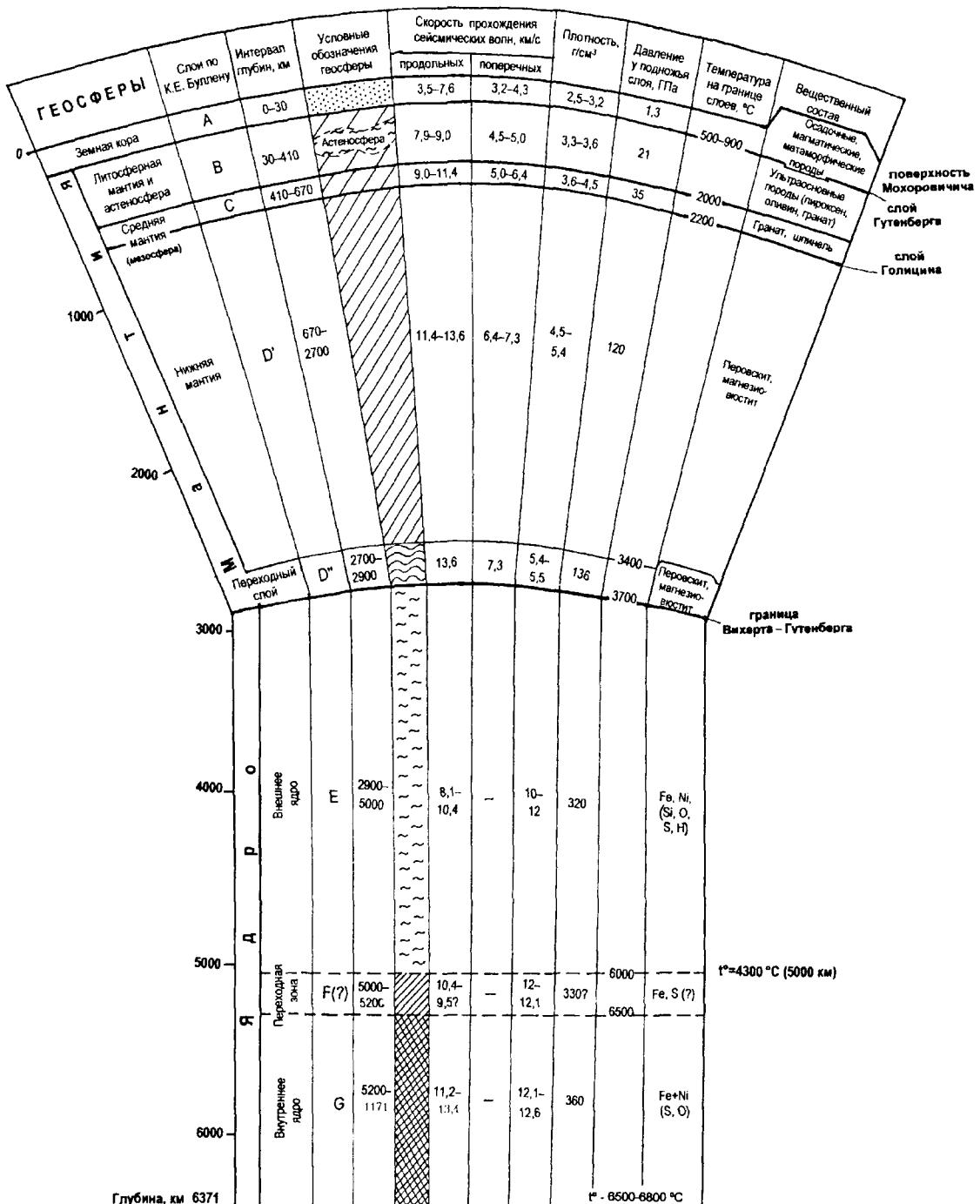


Рис. 4.3. Глубинное строение Земли

массу вышележащего столба пород. Современные данные о плотности вещества и скоростях распространения сейсмических волн, в сочетании с результатами изучения состава метеоритов и экспериментальными исследованиями структурных превращений минералов, позволяют *смоделировать* вещественный состав и температурные условия *глубинных геосфер Земли* (см. рис. 4.3).

Впервые модель концентрически расслоенного внутреннего строения Земли с выделением ядра, мантии и земной коры была разработана сейсмологами Г. Джеффрисом и Б. Гутенбергом в первой половине XX в. Основанием для этого послужили скачкообразные изменения скоростей прохождения сейсмических волн внутри земного шара на границах Мохоровичича и Вихерта — Гутенберга. Новые данные, полученные в середине XX в., позволили разделить ядро на *внутреннее* и *внешнее*¹, а мантию на *нижнюю* и *верхнюю*.

В начале 1940-х гг. австралийский сейсмолог К. Е. Буллен предложил схему разделения Земли на семь отличающихся сейсмическими характеристиками концентрических зон, которые обозначил буквами: А — земная кора, В — зона в интервале глубин 33–413 км, С — зона 413–984 км, D — зона 984–2898 км, Е — 2898–4982 км, F — 4982–5121 км, G — 5121–6371 км (центр Земли). Позднее зону D он разделил на зоны D' (984–2700 км) и D" (2700–2900 км).

В настоящее время используется уточненная схема концентрически зонального строения Земли (см. рис. 4.3).

Земная кора образует самую верхнюю твердую оболочку, которая по отношению к общему объему планеты (средний радиус равен 6371 км) представляет собой тонкую «скорлупу». Состав, строение и мощность коры континентов и океанов различны, что дало основание для выделения ее главных типов: континентального, океанического и двух переходных.

Вещественный состав и строение земной коры детально рассмотрены в главе 5.

Мантия Земли является самой крупной геосферой — она составляет 83 % объема планеты и около 66 % ее массы. Граница между корой и мантией, обычно сейсмически достаточно четко выраженная скачком скоростей продольных волн от 7,5–7,6 до 7,9–8,2 км/с, известна как поверхность *Мохоровичича*. В океанах эта граница несет следы сильных преобразований, и можно предположить, что вдоль нее происходят значительные подвижки и даже срывы коры относительно

¹ В последние годы геологи-экспериментаторы стали сомневаться в существовании этой границы.

мантии. На континентах переход от коры к мантии носит более сложный характер, в ряде случаев обнаруживается не одна, а несколько границ, которые интерпретируются как «перескок» поверхности М с одного уровня на другой вследствие фазовых превращений.

Сейсмологические данные свидетельствуют о достаточно сложном внутреннем строении мантии. В ее пределах выделяют ряд границ раздела, основными из которых являются поверхности, залегающие на глубинах 410, 670, 2700, 2900 км (см. рис. 4.3).

По значениям физических параметров мантия делится на верхнюю (от поверхности Мохоровичича до границы на глубине 670 км) и нижнюю (от 670 до 2900 км).

Верхняя мантия имеет хорошо фиксирующийся внутренний сейсмический раздел, проходящий на глубине 410 км и разделяющий ее на два слоя. Верхний, залегающий от поверхности Мохо до глубины 410 км, называется слоем Гутенберга (слой В). Он характеризуется замедлением темпа нарастания скорости прохождения сейсмических волн с глубиной, а в нижней части слоя отмечается даже ее снижение на величину около 3 %, что объясняется размягченным, частично (до нескольких процентов) расплавленным состоянием вещества мантии. Эта часть слоя Гутенберга получила название *астеносфера* (слабая оболочка).

Верхняя часть слоя Гутенберга вместе с земной корой образует единую жесткую оболочку — *литосферу*, располагающуюся на астеносфере. По существу, литосфера является своеобразной геосферой, отделенной от остальной мантии активным поясом астеносферы. Литосфера и астеносфера составляют *тектоносферу* — главную область проявления тектонических процессов Земли.

Литосфера и астеносфера — понятия чисто физические, вернее реологические. Они различаются по вязкости — жесткая и хрупкая литосфера и более пластичная, подвижная астеносфера. Граница литосферы и астеносферы в осевых зонах срединно-океанских хребтов местами находится на глубинах всего 3–4 км, то есть литосфера ограничивается лишь верхней частью коры.

В направлении к периферии океанов мощность литосферы увеличивается за счет низов коры, а в основном верхов мантии (литосферной мантии) и может достигать 80–100 км у границ с континентами.

В центральных частях континентов, особенно под щитами древних платформ, таких как Восточно-Европейская или Сибирская, мощность литосферы измеряется уже 150–200 км и более (в Южной Африке — 350 км); по некоторым данным, она может достигать 400 км, то есть здесь практически весь слой Гутенберга должен входить в состав литосферы. Для таких областей континентов часто выявляется несколько

астеносферных слоев, расположенных один под другим по вертикали, а также предполагается прерывистость их по горизонтали¹.

Глубина залегания астеносферных слоев (линз) варьирует от 100 до нескольких сотен километров.

Вся или почти вся литосферная мантия под континентами и ее верхняя часть под океанами вторично обеднены рядом компонентов: кремнеземом, щелочами, ураном, торием, редкими землями и другими несовместимыми элементами в результате выплавления базальтовых пород земной коры. Эта «истощенная» («деплетированная») мантия сложена ультраосновными породами перidotитами (гарибургитами, лерцолитами), реже дунитами, главными минералами которых являются пироксены, оливин, гранаты. Ниже она сменяется «неистощенной» мантией, средний состав которой должен быть близок к шпинелевому лерцолиту² или гипотетической смеси перidotита и базальта в пропорции 3 : 1, названной австралийским ученым Л. Е. Рингвудом *пиролитом*. В составе мантии допускается содержание Al_2O_3 до 4 вес. %, который может быть сосредоточен в таких минералах, как корунд или кианит (Al_2SiO_5). Последний при давлениях и температурах, соответствующих глубинам более 410 км, трансформируется в корунд и стицовит — модификацию SiO_2 .

Ниже слоя Гутенберга в интервале 410–670 км расположен *слой Голицына*, названный так в честь русского сейсмолога Б. Б. Голицына (слой С), отличающийся весьма резким нарастанием скорости сейсмических волн с глубиной. Его выделяют еще в качестве средней мантии или мезосфера — переходной зоны между верхней и нижней мантией. Возрастание скоростей упругих волн в слое Голицына с 9 до 11,4 км/с объясняется увеличением плотности вещества мантии примерно на 10 % в связи с существенными минеральными преобразованиями — переходом одних минеральных видов в другие, с более плотной упаковкой атомов: оливина — в шпинель, пироксена — в гранат. Петрологические и экспериментальные данные позволяют считать, что этот слой сложен преимущественно гранатом. Важным компонентом химического состава слоя является вода, содержание которой, по некоторым оценкам, составляет около 1 %.

Нижняя мантия начинается с глубины 670 км и простирается по радиусу Земли до 2900 км. Границей верхней и нижней мантии служит сейсмический раздел, лежащий на глубине 670 км. Он имеет глобальное

¹ Прерывистость астеносферного слоя — вопрос спорный, активно обсуждаемый в геологической литературе. Играет важную роль в подтверждении или неподтверждении одного из основных постулатов тектоники литосферных плит — о перемещении литосферы по астеносфере.

² Лерцолиты — разновидности перidotитов, сложенные пироксеном и оливином.

распространение и обосновывается скачком сейсмических скоростей в сторону их увеличения, а также возрастанием плотности вещества нижней мантии.

Этот раздел является также и границей изменения минерального состава пород в мантии. Эксперименты по поведению вещества, отвечающего мантийному при давлениях и температурах, соответствующих нижнемантийным, показывают, что нижняя мантия должна быть сложена в основном перовскитом ($MgSiO_3$) и магнезиовюститом ($(Fe,Mg)O$ — продуктами дальнейшего изменения минералов, слагающих среднюю мантию. Но анализ этих же экспериментов показал, что фазовых превращений недостаточно, чтобы обеспечить реально наблюдаемую плотность вещества нижней мантии, и заставил предполагать некоторое изменение ее химического состава, а именно увеличение отношения Fe/Mg .

Нижняя мантия состоит из двух слоев — D' (670–2700 км) и D'' (2700–2900 км). *Верхний* характеризуется дальнейшим увеличением скорости продольных и поперечных волн с глубиной. Скорость распространения сейсмических волн в нем достигает максимальных для планеты значений: для продольных волн около 13,6 км/с, для поперечных приблизительно 7,3 км/с. Полагают, что равномерное нарастание скорости волн с глубиной обусловлено в основном ростом давления и свидетельствует об относительно однородном строении нижней мантии. Хотя самые последние данные сейсмотомографии говорят в пользу того, что ее строение не такое уж простое.

Вблизи ее подошвы на глубине 2700–2900 км выделяется переходная оболочка (слой D''), отличающаяся по свойствам от слоя D' . Здесь отмечается некоторое снижение скорости распространения продольных волн, что, вероятно, является следствием изменений, обусловленных переходом к внешнему ядру Земли.

Слой D'' , находящийся в непосредственном соприкосновении с внешним ядром, испытывает его влияние, поскольку температура в ядре значительно превышает температуру мантии. Предполагается, что этот слой может порождать огромные, направленные к поверхности Земли сквозьмантийные тепломассопотоки, называемые *плюмами* (рис. 4.4). Они могут проявляться на поверхности в виде крупных вулканических областей, таких как Гавайские острова, Исландия и др.

Верхняя граница слоя D'' неопределенна, ее уровень от поверхности ядра может значительно варьировать, местами достигая 300 км. Этот слой отражает неравномерное и разноинтенсивное поступление энергии оставляющего ядра в область мантии.

Ядро Земли занимает около 17 % ее объема и составляет 34 % массы планеты. Такое соотношение долей объема и массы объясняется резкими различиями физических параметров ядра и мантии. На границе

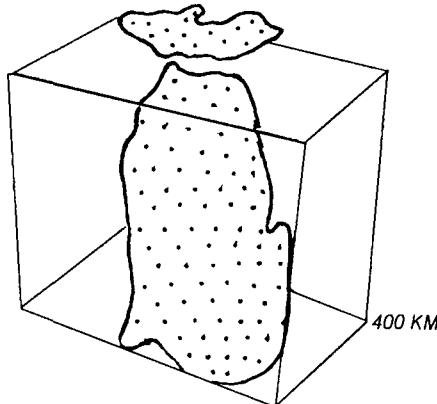


Рис. 4.4. Плюм горячей мантии под Исландией (упрощенная схема)
(по К. Вольфу и др., 1997)

ядра и мантии, приуроченной к границе Вихерта — Гутенберга, отмечается резкое снижение скорости продольных волн от 13,7 до 8,1 км/с, затухание поперечных волн и скачкообразное увеличение плотности вещества с 5,5 до 10 г/см³. Поперечные сейсмические волны ниже этой границы не проходят. По данным сейсмотомографии, поверхность ядра является неровной и образует выступы и впадины с амплитудой до 5–6 км¹. В строении ядра выделяют три элемента: *внешнее ядро* (слой E), *внутреннее ядро* (слой G) и *переходную оболочку* (слой F).

Внешнее ядро мощностью порядка 2080 км не пропускает поперечные сейсмические волны, что свидетельствует об отсутствии здесь упругого сопротивления сдвигу, то есть слагающее его вещество ведет себя как жидкость.

В настоящее время большинство геофизиков и геохимиков полагают, что внешнее ядро состоит из расплава Fe₂O или расплавленного железа с примесью Ni и легких элементов, таких как Si, O, S и H, понижающих его плотность и температуру плавления. Предполагается, что конвекция во внешнем ядре генерирует главное магнитное поле Земли (см. параграф 4.3).

Внутреннее ядро, имеющее радиус 1250 км, обладает большой плотностью — 12,1–13,4 г/см³. Состав внутреннего ядра считается железоникелевым (Fe_{0,9}Ni_{0,1}), возможно, с некоторой примесью серы или кислорода. Давление здесь достигает 360 ГПа, а температура оценивается в 6500–6800 °С. Переходный слой (в наши дни выделяемый с некоторым сомнением) между внешним и внутренним ядром, вероятнее всего, из сернистого железа — троилита (FeS).

¹ Уместно отметить, что «рельеф» поверхностей и других геосфер также далеко не гладок, сложен и переменчив.

Переходный слой F — сравнительно тонкая оболочка между внешним и внутренним ядром, имеет мощность около 140 км. В одних работах предполагается, что этот слой состоит из сернистого железа FeS, в других его существование ставится под сомнение вообще.

Новейшие исследования (Институт физики высоких давлений РАН) свидетельствуют о том, что для внешнего ядра характерно высоковязкое состояние с ламинарной (а не турбулентной, как считалось ранее) циркуляцией. Внутреннее же ядро находится не в кристаллическом, а в стеклообразном состоянии. Железо в нем структурируется в твердое состояние не с помощью кристаллической решетки, а в виде застывшего высоковязкого расплава. Расплав стекается или переходит в состояние стекла. Скорее всего, ядро Земли представляет собой высокоупругое тело с плавно нарастающей вязкостью вплоть до стекольных значений.

В соответствии с расчетами Института динамики геосфер РАН внутреннее ядро враачается относительно Земли в целом со скоростью 1,8–2,1 град/год.

4.2. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Земля относится к группе холодных небесных тел. В космическое пространство она излучает меньше энергии, чем получает извне. На ее поверхность воздействует огромный энергетический поток, поступающий от Солнца. По данным М. Д. Хуторского, он составляет $5,5 \cdot 10^{24}$ Дж/год, что в 10 тыс. раз больше собственного теплового потока Земли. Около 40 % этой энергии сразу же отражается от ее поверхности в космическое пространство. Остальная часть преобразуется атмосферой, гидросферой и биосферой в длинноволновое излучение, нагревающее эти геосфераы, и затем обратно отражается в космическое пространство. Лишь 2 % энергии идет на разрушение горных пород, образование осадочных пород, накапливается в органическом веществе и горючих полезных ископаемых.

Солнечная энергия определяет температуру самого верхнего слоя Земли, которая изменяется под влиянием суточных и сезонных колебаний климата.

Суточные изменения температуры сказываются до глубины 1–2 м, в то время как сезонные колебания фиксируются на глубине до 30 м. Глубина, ниже которой сезонные колебания температуры не влияют на горные породы, называется **поясом постоянных температур**, или нейтральным слоем. Весь объем приповерхностного слоя, где сказываются сезонные колебания температур, называют *гелиотермозоной*. Ниже гелиотермозоны располагается геотермозона, в которой температура определяется внутренними энергетическими ресурсами Земли.

На гипсометрическом уровне нейтрального слоя температура пород равна среднегодовой температуре данной местности. Так, например, для Средней Азии она составляет 20°C , а для Таймыра -13°C . В зависимости от региона пояс постоянных температур располагается на разных глубинах.

В Москве он находится на глубине около 20 м, и температура составляет 4°C ; в Париже — на глубине 28 м, где температура остается на уровне 12°C .

О том, что в недрах Земли температура значительно выше, чем в приповерхностном слое (гелиотермозоне), ученые знали давно, основываясь на таких фактах, как вулканическая деятельность (излияние из недр Земли на поверхность высокотемпературных алюмосиликатных расплавов), наличие гидротермальных источников (выход на поверхность нагретых подземных вод). Все это свидетельствует о собственных энергетических ресурсах Земли.

В 1868 г. по инициативе английского физика У. Томсона (lorda Кельвина) были систематизированы данные по изменению температуры с глубиной в шахтах и скважинах, которые показали, что в среднем на каждые 100 м температура изменяется на $2,5\text{--}3,5^{\circ}\text{C}$. С этого времени наука о тепловом поле Земли — *геотермия* стала опираться на строгий фактический материал.

Впоследствии, в связи с бурным развитием горнодобывающей отрасли, пройденные шахты, глубокие и сверхглубокие скважины, скважины глубоководного бурения стали объектами ее пристального внимания.

Главными геотермическими параметрами теплового поля Земли являются:

- геотермический градиент;
- геотермическая ступень;
- коэффициенты теплопроводности;
- теплоемкость;
- плотность теплового потока;
- величина теплогенерации.

Геотермический градиент характеризует изменение температуры горных пород на единицу расстояния. В зависимости от того, изменяется температура по площади или в вертикальном разрезе, выделяют горизонтальный и вертикальный геотермические градиенты. Поскольку изменения температуры в основном проводят в единичных точках наблюдения (по скважинам), в настоящее время наиболее полные сведения имеются о вертикальном геотермическом градиенте, который в дальнейшем будем называть просто геотермическим градиентом.

Величина, обратная геотермическому градиенту называется *геотермической ступенью*. Она характеризует длину интервала пород, в пределах которого температура повышается на 1°.

В настоящее время проведено определение геотермического градиента, а следовательно, и геотермической ступени на континентах и океанах более чем в 30 тысячах пунктах наблюдений.

По данным Б. Гуттенберга, геотермический градиент в разных точках земного шара заметно отличается. Его максимальные значения более чем в 15 раз превосходят минимальные, что свидетельствует о различной эндогенной активности регионов и разной теплопроводности слагающих их горных пород.

Наибольший геотермический градиент, равный 150 °С на 1 км, отмечен в штате Орегон (США), соответствующая ему геотермическая ступень составляет 6,67 м.

Наименьший градиент (6 °С на 1 км) зарегистрирован в Южной Африке, и ему соответствует геотермическая ступень, равная 167 м. В Кольской сверхглубокой скважине (СГ-3), заложенной в пределах древнего кристаллического щита Восточно-Европейской платформы, на глубине 11 км температура оказалась равной 200 °С, что соответствует геотермическому градиенту в 18 °С и геотермической ступени 55 м.

Как правило, наибольшие значения геотермического градиента приурочены к подвижным зонам океанов и континентов, а наименьшие — к наиболее устойчивым и древним участкам континентальной коры. Колебания градиентов в большинстве случаев происходят в пределах от 20 до 50 °С на 1 км, а геотермической ступени — в диапазоне 15–45 м. В среднем для земного шара геотермический градиент составляет около 30 °С на 1 км, соответствующая ему геотермическая ступень — около 33 м.

Средний градиент, по-видимому, выдерживается лишь до определенной глубины, а далее уменьшается. Если бы он был постоянным, то на глубине 100 км температура составила бы 3000 °С, что маловероятно, так как излившаяся с этих глубин на поверхность лава имеет температуру 1100–1250 °С. По расчетам некоторых авторов (Е. А. Любимовой, Б. А. Магницкого), температура там не превышает 1300–1500 °С, иначе породы мантии были бы полностью расплавлены и не пропускали поперечные сейсмические волны. Температура более глубоких зон мантии и ядра оценивается приближенно по косвенным данным (см. параграф 4.1). Исходя из представлений о том, что ядро состоит главным образом из железа, были проведены расчеты плавления его на различных уровнях с учетом существующих там давлений. Получены следующие данные: на границе нижней мантии и ядра (глубина около 2900 км) температура должна быть 3700 °С, а на границе внешнего и

внутреннего ядра (глубина около 5100 км) она составляет 4300 °С. Температура в ядре составляет 6500–6800 °С.

Геотермический градиент является важным параметром теплового поля Земли, но он не дает полного представления о том, какое количество тепла проходит через объем пород за определенный период времени, то есть не характеризует теплопотери Земли. Ведь при одинаковом температурном градиенте через породы, обладающие разной теплопроводностью, пройдет и разное количество тепла. Способность пород проводить тепло характеризует *коэффициент теплопроводности* (K), который равен количеству тепла, переносимого через единицу поверхности за единицу времени при градиенте температур, равном единице. Главный закон теплопроводности — закон Фурье: количество тепла dQ , переносимого за единицу времени dt через единицу площади dS в направлении нормали Z к этой площади, пропорционально градиенту температуры dT/dz :

$$dQ = -(dT/dz)dSdt.$$

В формуле знак минус указывает, что тепло переносится в направлении убывания температуры.

Коэффициент теплопроводности пород зависит от следующих особенностей их состава и строения:

- от свойств слагающих минералов и их взаимоотношений между собой;
- от степени раскристаллизованности и размеров кристаллов (аморфные, неполнокристаллические породы обладают худшей теплопроводностью по сравнению с полнокристаллическими);
- от соотношений фаз, входящих в породу (твердой, жидкой, газообразной). При прочих равных условиях водонасыщенность пород увеличивает ее теплопроводность;
- от текстурных особенностей пород, в частности пористости, которая снижает теплопроводность, особенно когда поры заполнены газом. Важное значение имеет и структура порового пространства.

Наиболее полную характеристику тепловому полю дает *плотность теплового потока* (q), который рассчитывается как произведение геотермического градиента (G) на коэффициент теплопроводности (k):

$$q = kG.$$

Тепловой поток древних платформ относительно однороден, и его плотность составляет от 35 до 55 мВт/м². Для северной части Сибирской платформы зарегистрирован тепловой поток менее 21 мВт/м².

В зонах рифтовых впадин на территории платформ среднее значение теплового потока составляет $70\text{--}80 \text{ мВт}/\text{м}^2$, достигая иногда $165 \text{ мВт}/\text{м}^2$ (Байкальский рифт)¹.

Горные сооружения, особенно молодые, тоже имеют высокие значения плотности теплового потока. Для Кавказа ее значения колеблются от 13 до $100 \text{ мВт}/\text{м}^2$, для внутренних Карпат среднее значение составляет $82 \text{ мВт}/\text{м}^2$.

В зонах срединно-океанских хребтов (СОХ)² величина теплового потока достигает ураганных значений (до $1500 \text{ мВт}/\text{м}^2$), составляя в среднем $400\text{--}600 \text{ мВт}/\text{м}^2$. В зонах трансформных разломов (ТР)³ тепловой поток составляет от 135 до $360 \text{ мВт}/\text{м}^2$.

Наибольшие значения плотности теплового потока характерны для Исландии, Байкала, Красного моря, Восточно-Тихоокеанского поднятия, Срединно-Атлантического и Индийского хребтов, Охотского и Японского морей.

В среднем на планете плотность теплового потока составляет $75 \text{ мВт}/\text{м}^2$, не отличаясь значительно для континентов и океанов. Отклонения наблюдаемых значений плотности теплового потока от средних значений получили названия тепловых **аномалий**, которые делятся на *региональные и локальные*.

Региональные аномалии связаны с неравномерным распределением радиоактивных элементов и неравномерной конвекцией в мантии. Они характерны для целых геологических провинций и сохраняются длительное время. Региональные аномалии представляют большой интерес для изучения термодинамических процессов и эволюции глубинных геосфер Земли.

Локальные аномалии вызваны различными причинами, обусловленными внешними геосферами, вплоть до земной коры. Это строение осадочного чехла, рельеф кристаллического фундамента, гидродинамические процессы.

Тепловой поток уносит из недр планеты в пространство ежегодно не менее 10^{20} Дж тепла. Эта *энергия* в 100 раз превышает годовую энергию землетрясений, вулканических извержений, гидротермальной активности. Тепловой поток поднимается из глубин Земли к поверхности и затем рассеивается двумя способами.

1. В виде *кондуктивного* теплового потока (за счет теплопроводности горных пород). Распределение кондуктивного теплового по-

¹ Рифт — линейно вытянутые щелевые структуры.

² СОХ — линейно вытянутые океанские поднятия, опоясывающие Землю.

³ ТР — разломы, пересекающие СОХ, вдоль которых движения типа раздвига трансформируются в движения типа сдвига.

тока по поверхности неравномерное. Полный вынос энергии таким способом через поверхность континентов и океанов составляет 10^{21} Дж/год. За весь период существования Земли величина теплопотерь оценивается в $0,45 \cdot 10^{31}$ Дж.

2. *Конвективный* вынос тепла (вынос тепла самим теплоносителем) при вулканизме и гидротермальной деятельности. Так, в Байкальском рифте почти 50 % термальных источников имеет температуру воды от 40 до 60 °С. В Курило-Камчатском регионе средняя температура термальных источников — 65 °С, причем почти в 20 % из них температура превышает 90 °С. По расчетам Б. Г. Полякова, вынос тепла вулканами суши оценивается в $(0,38\text{--}13,2) \cdot 10^{18}$ Дж/год, гидротермами суши — $(1,9\text{--}2,8) \cdot 10^{18}$ Дж/год и в зонах срединно-океанических хребтов теплопотери составляют $(0,44\text{--}3,46) \cdot 10^{18}$ Дж/год.

Таким образом, мощность *кондуктивного* потока выноса тепла на два порядка больше *конвективного*.

Наличие температурного градиента, большие теплопотери свидетельствуют о том, что Земля не является абсолютно холодным телом; она обладает значительными энергетическими ресурсами. В связи с этим возникает вопрос об источниках энергии. Какова их природа, на каких стадиях развития Земли они функционировали, каков общий **тепловой баланс** нашей планеты?

По данным М. Д. Хуторского, основных процессов, внесших свой вклад в энергетический баланс Земли, было несколько.

1. Аккреции протопланетного холодного вещества. Впервые на нее указали в 40-х гг. прошлого столетия О. Ю. Шмидт и Ф. Хойл. Величина выделившейся при этом энергии (ее иногда называют первичной) оценивается в $23 \cdot 10^{31}$ Дж. Этого хватило на то, чтобы расплавить Землю полностью.
2. Вклад радиоактивного распада в тепловой режим оценивается по-разному. За первые 200 млн лет существования Земли распались короткоживущие изотопы, такие как ^{26}Al , ^{10}Be , ^{60}Fe , ^{36}Cl с периодом полураспада $10^6\text{--}10^7$ лет. Уменьшилось количество долгоживущих изотопов, таких как ^{87}Rb , ^{115}In , ^{148}Sm , ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K . Последние три изотопа дают и по настоящее время весомый вклад в тепловой режим Земли. Общее количество радиогенной энергии составило $(0,4\text{--}2) \cdot 10^{31}$ Дж. Выделение радиогенного тепла спровоцировало гравитационную дифференциацию вещества Земли и привело к формированию ядра, мантии, земной коры.
3. Процесс образования ядра Земли, при котором выделилось $(1,45\text{--}4,6) \cdot 10^{31}$ Дж.

4. Оценки энергии приливного трения дают значения $(0,3\text{--}0,4) \times 10^{31}$ Дж.

В настоящее время основными *теплогенерирующими процессами* внутри литосферы (земная кора и надастеносферная мантия (см. параграф 4.1)) в порядке убывания являются: радиоактивный распад, экзотермические реакции, фазовые переходы (плавление, кристаллизация) и фрикционное тепло (выделяется при трении в результате тектонических движений). За счет этих процессов генерируется 40–45 % собственного теплового потока литосферы, остальная часть (55–65 %) поступает из мантии. Для мантии основной источник энергии — гравитационная дифференциация вещества.

По мнению А. А. Баренбаума, основным и постоянным (по геологическим масштабам времени) источником энергии могут быть кометы, которые попадают в атмосферу при пересечении Землей (с периодичностью 200 млн лет) струйных потоков нашей галактики. По этой гипотезе, при входлении комет в земную атмосферу они разрушаются с образованием мощных ударных волн. Последние, за счет диссипации (рассеивания), передают энергию внутренним оболочкам Земли. Данная точка зрения нуждается во всесторонней проверке с привлечением как космогонических, так и геологических материалов.

Анализ вклада каждого источника в тепловой баланс Земли, времени их функционирования позволяет сделать вывод о том, что на ранних этапах развития Земли (до 3,7 млрд лет) происходили ее разогрев, плавление, образование ядра и мантии. В дальнейшем теплопотери стали преобладать над процессами теплогенерации и планета стала остывать. Однако сопоставление рассеянного в окружающее пространство и генерированного тепла за всю историю существования Земли показывает, что наша планета еще далека от «тепловой смерти».

Мало того, человек еще долгие годы будет использовать тепло земных недр в хозяйственных нуждах. Геотермальная энергетика становится все более реальной альтернативой традиционным источникам тепла. Только за последний год в Швейцарии введено в действие более 3 тыс. тепловых насосов, в США работает более 400 тыс. таких насосов (Ю. А. Попов). Ряд стран активно развивают геотермальную энергетику, обеспечивающую получение электроэнергии и тепла для подогрева. В России введена в строй Мутновская ГеоТЭС.

Во многих регионах нашей страны геотермальная энергетика может оказаться главной надеждой на получение дешевой и экологически чистой тепловой энергии в будущем.

4.3. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Земля обладает магнитным полем и представляет собой гигантский шар, намагниченный по оси, отклоняющейся от оси вращения примерно на 11,5 градуса.

Относительно природы магнитного поля Земли (геомагнитного поля) существует несколько точек зрения.

Наиболее вероятной причиной его возникновения являются электрические токи в ядре Земли. По сейсмологическим данным, внешнее ядро Земли обладает свойствами жидкого тела и в значительной степени состоит из железа с примесью других элементов (вероятнее всего, никеля или серы) (см. параграф 4.1). Вращение Земли, паряду с другими причинами, приводит к возникновению во внешнем ядре турбулентных течений вещества с характеристиками плазмы. Этим явлением обусловлены электрические токи индукционной природы, которые в конечном итоге и создают магнитное поле на поверхности Земли и в околосземном космическом пространстве.

Определение *времени образования* геомагнитного поля связано с рядом трудностей. Если его природа действительно обусловлена течением вещества в жидком внешнем ядре, то время возникновения поля соответствует времени образования этой оболочки ядра. При гетерогенной акреции Земли (последовательное формирование оболочек Земли от ядра к периферии) магнитное поле могло образоваться в интервале 4–3,5 млрд лет. Если акреция была гомогенной, то магнитное поле возникло только после того, как обособилось внешнее жидкое ядро. По мнению О. Г. Сорохтина, ядро оформилось скачкообразно на границе архея и протерозоя. Если это так, то и магнитное поле Земли образовалось около 2,5 млрд лет тому назад.

Геомагнитное поле существует не только на поверхности Земли, но и на значительном удалении от нее, что убедительно показали измерения с искусственных спутников. Околоземное пространство, в пределах которого геомагнитное поле больше межпланетного, получило название **магнитосфера**.

С удалением от поверхности Земли геомагнитное поле равномерно убывает пропорционально кубу расстояния до центра Земли. Такая зависимость характерна лишь для расстояния, равного 6–7 радиусам (R) Земли. На большем удалении напряженность магнитного поля убывает медленнее, а на расстоянии около 10 радиусов на дневной стороне (обращенной к Солнцу) напряженность резко уменьшается до значений межпланетного магнитного поля.

Таким образом, магнитосфера имеет вытянутую форму в направлении от Солнца.

С дневной стороны она простирается на $8\text{--}14 R$.

Сочной стороны (обращенной от Солнца) магнитосфера вытянута и образует так называемый магнитный хвост Земли.

Асимметричная форма магнитосферы вызвана солнечным ветром (потоком сильно ионизированного газа, исходящего от Солнца). Солнечный ветер не может преодолеть магнитное поле Земли, и при столкновении с ним образуется ударная волна, которая нагревает солнечную плазму и сжимает магнитное поле со стороны Солнца. Силовые линии геомагнитного поля сменяются с дневной на почную сторону и образуют вытянутый в сторону от Солнца сигарообразный хвост.

Диаметр хвоста составляет около $40 R$, длина точно не измерена и оценивается в $900 R$.

Таким образом, околоземное пространство (рис. 4.5) по характеру магнитного поля делится на три области.

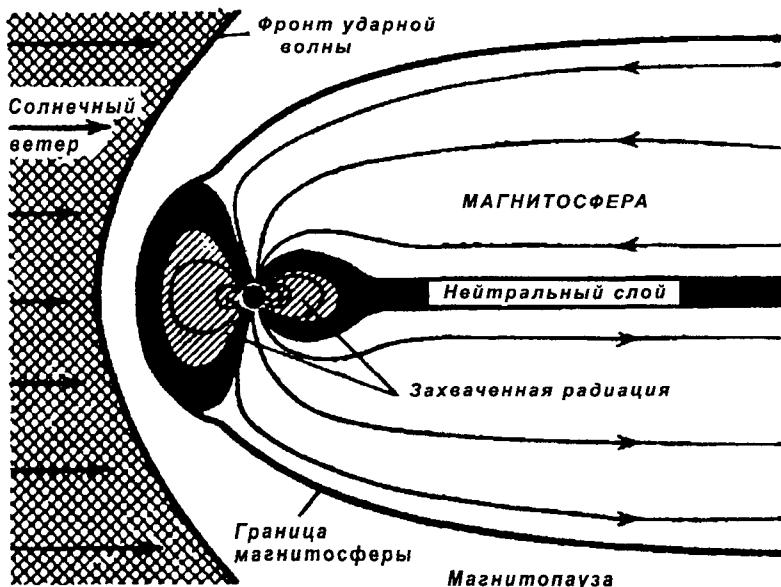


Рис. 4.5. Околоземное космическое пространство

1. *Невозмущенный солнечный ветер.* Он располагается перед фронтом ударной волны.
2. *Магнитопауза,* которая находится между фронтом ударной волны и границей магнитосферы. Ее протяженность составляет несколько земных радиусов. Магнитопауза заполнена солнечной плазмой более плотной и медленной, чем в области солнечного ветра.

3. *Магнитосфера*, которая заполнена частицами высоких энергий, образующих радиационные пояса. Под действием магнитного поля здесь происходит движение заряженных частиц, таких как электроны и протоны. Указанные частицы движутся по определенным траекториям в магнитосфере, образуя электронные и протонные радиационные пояса.

Основным параметром геомагнитного поля (рис. 4.6) является напряженность (B), которая измеряется в эрстедах (\mathcal{E}). Это векторная величина и поэтому характеризуется модулем и направлением. Обычно ее представляют в виде горизонтальной (H) и вертикальной (Z) составляющих. В этом случае зависимость между составляющими будет выражаться: $(B)^2 = (H)^2 + (Z)^2$.

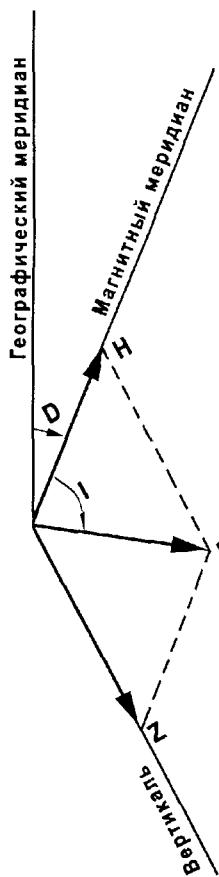


Рис. 4.6. Составляющие геомагнитного поля: B — вектор напряженности геомагнитного поля; H — горизонтальная составляющая геомагнитного поля; Z — вертикальная составляющая геомагнитного поля; D — магнитное склонение; I — магнитное наклонение

Вертикальная составляющая магнитного поля увеличивается от нуля на магнитном экваторе до 0,7 Э на полюсах. Горизонтальная составляющая, наоборот, уменьшается от магнитного экватора от 0,3–0,4 Э до нуля на магнитных полюсах.

Магнитная стрелка в геомагнитном поле ориентируется параллельно его силовым линиям. Концы стрелки указывают на северный и южный магнитные полюса Земли, которые не совпадают с географическими полюсами. Угол между направлением северного конца стрелки и направлением на географический полюс называют **магнитным склонением**.

Склонение считается восточным (положительным), если стрелка компаса отклоняется к востоку от направления на географический полюс, и западным (отрицательным) — если отклонение на запад. Магнитное склонение в конкретный момент времени будет различным для разных точек земного шара. Так, магнитное склонение для Москвы будет существенно отличаться от магнитного склонения для Новосибирска.

Магнитное склонение измеряется в градусах.

В связи с тем что магнитные полюса меняют свое положение на поверхности Земли со временем (дрейфуют), угол между географическим и магнитным меридианами для данной местности тоже будет меняться. По этой причине магнитное склонение имеет реальный смысл, когда указаны местность, для которой оно определено, и время определения. На топографических и геологических картах склонение указывается для периода 5–10 лет. Линии, соединяющие на магнитной карте точки с одинаковым магнитным склонением, называются *изогонами*. Магнитное склонение принято обозначать буквой D.

Магнитная стрелка располагается под углом к поверхности Земли. Угол, который образует стрелка компаса с горизонтальной плоскостью, получил название **магнитного наклонения**. Если северный конец стрелки ориентирован внутрь Земли, то наклонение считают положительным. Для северного полушария оно положительно, для южного — отрицательно. Точки, в которых магнитное наклонение равно 90°, называют **магнитными полюсами**.

Как уже было отмечено, магнитные полюса не остаются на месте, а со временем дрейфуют. Линии, соединяющие на магнитной карте точки с одинаковым наклонением, получили название *изоклин*. Линия, соединяющая точки с нулевым наклонением, называется **магнитным экватором**. Магнитное наклонение обозначают буквой I.

Характеристики геомагнитного поля меняются не только в пространстве, но и *во времени*. Среднегодовые изменения магнитного поля получили название *вековых вариаций*, а их изменение за один год — *векового хода*. Самую большую величину вековой вариации имеет маг-

нитное склонение. Так, для Лондона за последние 400 лет колебания магнитного склонения превысили 30° .

Для наглядного представления картины изменения магнитного склонения по земному шару прибегают к построению карт изопор.

Изопоры — это линии, соединяющие точки с одинаковым значением векового хода. Величина векового хода изменяется во времени, на что в настоящее время обращают особое внимание геофизики.

Определяя местоположение магнитных полюсов в разные геологические эпохи, ученые пришли к выводу о том, что полюса перемещались по поверхности Земли. Более того, происходили *инверсии магнитного поля*: северный и южный магнитные полюсы менялись местами. Периодичность инверсий оценивают от 5 до 20 млн лет. В настоящее время периоды смены магнитных полюсов увеличиваются.

Вследствие большого расстояния до ядра Земли, которое является источником геомагнитного поля, напряженность последнего на земной поверхности должна изменяться по линейному закону в зависимости от нормального горизонтального градиента. В реальных измерениях отмечаются отклонения от нормальных изменений в различных диапазонах. Напряженность поля становится больше или меньше нормы. Отклонения напряженности поля от нормальных значений для данной местности называют **магнитными аномалиями**. Причина их — изменение состава горных пород в разрезе земной коры.

Магнитные аномалии создаются неоднородно намагниченными породами, отличающимися разной мощностью и залегающими на разной глубине, поэтому аномалии наблюдаются на площадях от долей квадратного километра (локальные аномалии) до многих тысяч квадратных километров (региональные аномалии). По напряженности магнитного поля аномалии иногда превышают нормальное поле в несколько раз. Так, Курская магнитная аномалия (КМА) превосходит нормальное поле в четыре раза. Нижний предел обнаружения магнитных аномалий зависит от точности измерения. Магнитные аномалии появляются над месторождениями железа, титана, хрома и т. д., что и используется при поисковых работах.

Геомагнитное поле оказывает воздействие на горные породы, слагающие земную кору. Все вещества по воздействию на них магнитного поля делятся на *ферромагнетики, парамагнетики и диамагнетики*. Причем только ферромагнетики под действием магнитного поля приобретают существенную намагниченность и сами становятся магнитами.

При снятии внешнего поля у ферромагнетиков частично остаются магнитные свойства. Это явление получило название **остаточной намагниченности**. Она сохраняется, если порода в последующие периоды не нагревалась выше точки Кюри (температуры, при которой вещество

полностью размагничивается), а также если первичные магнитные минералы не заместились немагнитными вторичными минералами. Значения точки Кюри для различных веществ разные и колеблются от 450 до 700 °.

Горные породы состоят из разных минералов, в том числе и ферромагнетиков. К таким минералам относятся магнетит, гематит, ильменит, титаномагнетит, пирротин и некоторые другие. Породы, содержащие эти минералы, обладают первичной остаточной намагниченностью.

Чаще всего породы приобретают намагниченность при своем образовании вследствие ориентированного расположения ферромагнитных минералов. Ориентировка происходит либо в момент осаждения магнитных частиц на дно водоема (при формировании осадочных пород), либо в процессе выпадения минералов из расплава при его кристаллизации (в случае магматических пород). Ориентировка зерен магнитных минералов происходит параллельно силовым линиям магнитного поля, существовавшего в момент формирования горных пород. Таким образом, горные породы «запоминают» ориентировку и силу магнитного поля в момент образования. Если порода в последующие периоды своего существования не изменила местоположение и не деформировалась, то, измерив величину и ориентировку первичной остаточной намагниченности, можно определить ориентировку и напряженность геомагнитного поля, существовавшего в момент образования горной породы, местоположение магнитных полюсов. Решением этих задач занимается специальное направление геофизики — палеомагнитология. Реконструкция геомагнитного поля древних геологических эпох — сложная проблема, так как горные породы за время своего существования могут неоднократно нагреваться и размагничиваться в процессе метаморфизма, переходя точку Кюри.

На первичную намагниченность под действием внешних магнитных полей последующих геологических эпох может накладываться более поздняя составляющая. Первичная намагниченность может полностью исчезнуть при замещении магнитных минералов немагнитными, например магнетит может заместиться лимонитом. Выделяют первичную остаточную намагниченность методами «чистки», которая заключается в том, что на горную породу действуют переменными электромагнитными полями, химическими растворами, породу ступенчато нагревают в специальных печах, изолированных от внешних магнитных полей.

В настоящее время для эпох и веков фанерозоя палеомагнитологами определены ориентировка магнитного поля, его напряженность, местоположение полюсов. Рассчитывая положение магнитных полюсов по породам одного возраста, но разных регионов, палеомагнитологи обратили внимание на то, что для каждого региона получаются

свои координаты магнитных полюсов на одно и то же время. Это дало основание полагать, что горные породы не остаются на месте образования, а перемещаются вместе с континентами, с чем и связаны различия в определении координат магнитных полюсов. Таким образом, на основе непосредственных измерений были подтверждены представления о перемещении литосферных плит. Зная ориентировку геомагнитного поля для данного времени и ориентировку вектора остаточной намагниченности пород этого возраста, можно определить географические координаты места образования пород и проследить путь их перемещения. Такого рода реконструкции первоначального положения отдельных крупных участков земной коры получили название *палеопастических реконструкций*.

Магнитное поле Земли – объект для изучения многих наук: геофизики, физики атмосферы, астрофизики, таких на первый взгляд далеких от этой области дисциплин, как биология, медицина и др.

Геология и геофизика используют геомагнитное поле для изучения геологического строения отдельных участков земной коры (различные виды магнитометрических съемок), глубинного геологического строения (магнитотеллурическое зондирование), поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, значительно отличающихся от окружающих пород по своим магнитным свойствам.

Глава 5

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для того чтобы представить себе состав и строение земной коры — важнейшей для нас геосфера Земли в целом, рассмотрим детально ее вещественный, то есть химический, минеральный и петрографический состав, а также современные взгляды на ее строение.

5.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Верхняя каменная оболочка Земли — земная кора — сложена различными по составу и происхождению горными породами. Любая горная порода представляет собой определенное сочетание минералов, являющихся, в свою очередь, химическими элементами или их природными соединениями.

Таким образом, вещество земной коры в порядке усложнения степени его организации образует иерархический ряд: химический элемент — минерал — горная порода. Именно в такой последовательности и рассматривается ниже вещественный состав земной коры.

Наиболее достоверные сведения о химическом составе земной коры относятся к ее верхней части (до глубины 16–20 км), доступной для непосредственного изучения. Проблемами химического состава, закономерностями его изменения в пространстве и во времени занимается сравнительно молодая еще наука *геохимия*.

По данным современной геохимии, в земной коре установлено 93 химических элемента. Большинство из них являются сложными, то есть представлены смесью различных изотопов. Лишь 22 химических элемента (например, натрий, марганец, фтор, фосфор, золото) не имеют изотопов и поэтому называются простыми.

Распределены химические элементы в земной коре крайне неравномерно.

Первые серьезные исследования, касающиеся распространенности химических элементов, принадлежат американскому геохимику Ф. Кларку. Путем математической обработки имевшихся в его распоряжении результатов 6000 химических анализов различных горных пород Ф. Кларк установил средние содержания в земной коре 50 наиболее распространенных химических элементов. Данные Ф. Кларка, опубли-

кованные впервые в 1889 г., впоследствии уточнялись многими отечественными и зарубежными исследователями: Г. Вашингтоном, В. Гольдшмидтом, Г. Хевеши, В. Мейсоном, В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, А. П. Виноградовым, А. А. Ярошевским и др.

В знак особой заслуги Ф. Кларка перед геохимической наукой средние содержания химических элементов в земной коре называют *кларками* и выражают в весовых, атомных или объемных процентах. Наиболее часто используют весовые кларки элементов. В табл. 5.1 приведены кларки наиболее распространенных элементов земной коры по данным различных исследователей.

Таблица 5.1

Весовые кларки наиболее распространенных химических элементов земной коры

Химический элемент	Кларк, вес. %			
	по Ф. Кларку (1924)	по А. П. Виноградову (1962)	по В. Мейсону (1971)	по А. А. Ярошевскому (1988)
Кислород	49,52	49,13	46,60	47,90
Кремний	25,75	26,00	27,72	29,50
Алюминий	7,51	7,45	8,13	8,14
Железо	4,70	4,20	5,00	4,37
Кальций	3,29	3,25	3,63	2,71
Натрий	2,64	2,40	2,83	2,01
Калий	2,40	2,35	2,59	2,40
Магний	1,94	2,35	2,09	1,79
Водород	0,88	0,15	—	0,16
Титан	—	0,61	—	0,52
Углерод	—	0,36	—	0,27

Приведенные данные показывают, что главными элементами-строительями земной коры являются O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, составляющие более 98 % ее веса. Ведущее место среди них принадлежит кислороду, на долю которого приходится почти половина массы земной коры и около 92 % ее объема. По преобладающим химическим элементам земную кору иногда называют *оксисферой*, а также *сиалической оболочкой*.

Распространенность химических элементов связана с их положением в периодической системе. Как отмечал еще Д. И. Менделеев, наиболее распространенные элементы земной коры располагаются в начале периодической системы. С увеличением порядкового номера распространенность элементов неравномерно убывает.

Так, среди первых 30 элементов кларки редко опускаются ниже сотых долей процента и чаще выражаются в десятых долях или даже в целых процентах. У остальных элементов преобладают малые кларки, которые лишь очень редко поднимаются до тысячных долей процента.

Таким образом, в земной коре явно *преобладают легкие элементы*, что отличает ее от других внутренних геосфер, более бедных этими элементами и обогащенными тяжелыми металлами.

Взаимосвязь между кларками химических элементов и их положением в периодической системе позволяет предположить, что одной из основных причин различной распространенности химических элементов в земной коре являются строение и энергетическая устойчивость ядер их атомов.

Следует отметить, что наши представления о распространенности химических элементов не всегда согласуются с истинными значениями их кларков. Например, такие обычные элементы, как медь, цинк, свинец, имеют кларки во много раз меньшие, чем считающиеся редкими цирконий, ванадий. Причиной такого несоответствия является различная способность химических элементов к образованию значительных концентраций в земной коре — месторождений. Эта способность определяется их химическими свойствами, зависящими от структуры внешних электронных оболочек атомов, а также термодинамическими условиями земной коры.

Химический состав земной коры изменяется в течение геологического времени, причем эта эволюция продолжается по сей день. Основными причинами изменения химического состава являются:

- процессы радиоактивного распада, приводящие к самопроизвольному превращению одних химических элементов в другие, более устойчивые в условиях земной коры. Согласно расчетам В. И. Вернадского, в современную эпоху только за счет ядерных превращений ежегодно обновляют свой химический состав 10^6 – 10^{10} т вещества земной коры;
- поступление метеорного вещества в виде метеоритов и космической пыли (16 тыс. т. ежегодно);
- продолжающиеся процессы дифференциации вещества Земли, приводящие к миграции химических элементов из одной геосфера в другую.

Атомы химических элементов в земной коре образуют разнообразные сочетания друг с другом, главным образом химические соедине-

ния. Формы их нахождения достаточно многообразны, однако основной формой существования химических элементов в земной коре является минеральная. При этом в одних случаях они образуют самостоятельные минеральные виды, в других — входят в кристаллические решетки других минералов в виде примесей.

5.2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Минералами называются природные химические соединения или отдельные элементы, однородные по составу и внутреннему строению, образующиеся в результате различных физико-химических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности.

Детальное изучение состава, свойств, строения, условий образования минералов является предметом *минералогии*.

В настоящее время в земной коре установлено около 3000 минеральных видов, из которых только около 70 являются распространеными, входя в состав слагающих земную кору горных пород. Эти минералы называют **породообразующими**.

Образование минералов в условиях земной коры может происходить несколькими способами, отличающимися друг от друга главным образом характером среды минералообразования.

1. Путем кристаллизации природных силикатных расплавов — магм — при понижении их температуры ниже точки затвердевания; именно таким способом образуются породообразующие минералы глубинных магматических пород.
2. Посредством отложения минерального вещества из водных растворов, истинных или коллоидных. Такие растворы могут быть горячими, как так называемые гидротермальные растворы, из которых образуются многие рудные минералы, или холодноводными, как, например, растворы соляных озер.
3. В результате реакционного взаимодействия между растворами и горными породами, а также благодаря диффузионным процессам, протекающим в твердом состоянии.
4. Наконец, известны случаи кристаллизации минералов из газовой фазы; так образуются, например, из вулканических газов кристаллы самородной серы.

Указанные способы образования минералов реализуются в определенных геологических процессах — эндогенных и экзогенных. Процессы минералообразования являются их неотъемлемой составной частью.

Каждый минерал устойчив в определенных термодинамических условиях, при изменении которых он разрушается и переходит в новое, устойчивое в создавшихся условиях состояние.

Абсолютное большинство минералов являются твердыми кристаллическими телами, и только незначительное число минералов встречается в твердом аморфном (опал, лимонит), жидком (вода, ртуть) и газообразном (углекислый газ, сероводород) состояниях.

Твердые кристаллические минералы обладают закономерным внутренним строением, выражющимся в наличии у них *кристаллических решеток* — однородных бесконечных векториальных построек, в которых материальные точки (атомы, ионы и их группы) занимают строго определенные, геометрически закономерные места в пространстве, называемые узлами решеток. Поскольку все основные свойства минералов, как и любых кристаллических тел, определяются их внутренним строением и химическим составом, кратко остановимся на их характеристике.

Важнейшими факторами, от которых зависит внутреннее строение, или кристаллическая структура минералов, являются *структурные единицы* кристаллических решеток, их размеры, характер связей друг с другом, координация.

Структурными единицами, из которых строятся решетки минералов, могут быть ионы, атомы, реже молекулы, при этом большинство минералов — это ионные постройки. Размеры структурных единиц характеризуются с помощью их *эффективных радиусов*, под которыми понимаются радиусы сферы воздействия данной структурной единицы на окружающие.

Строя минералы, структурные единицы соединяются друг с другом при помощи различного вида *химических связей*. Главными их типами являются ионная, ковалентная, донорно-акцепторная, металлическая и молекулярная. В мире минералов наиболее распространен ионный тип связи, а также переходные виды связи между ионным и ковалентным типами.

Характер химических связей и их направленность определяют преимущественное направление в распространении атомов, ионов и их групп (радикалов) в кристаллических решетках минералов, или ее *структурный мотив*. Выделяют следующие основные виды структурных мотивов.

1. *Координационный* — характеризуется равномерным распределением атомов, ионов и химических связей в кристаллических структурах.
2. *Островной* — отличается наличием в структуре обособленных групп атомов (радикалов), связи внутри которых всегда более прочные, чем связи их с окружающими структурными единицами.
3. *Кольцевой* — характеризуется объединением изолированных групп атомов в кольца различной конфигурации — трех-, четырех-, шести- и восьмичленные.

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. Такие сдвоенные цепочки также называют *лентами*, а структуры, для которых они характерны, — *ленточными*.
5. *Слоевой* (листовой) — характеризуется двумерным распределением наиболее прочных связей в структуре, то есть 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.
6. *Каркасный* — возникает в том случае, когда образующие кристаллическую структуру радикалы через общие вершины соединяются друг с другом в виде трехмерного каркаса. Характеризуется равномерным распределением в пространстве прочнейших химических связей.

Важнейшие структурные мотивы минералов наиболее отчетливо проявляются в классе силикатов, где основой кристаллической структуры является радикал $[\text{SiO}_4]^{4-}$, или *кремнекислородный тетраэдр*.

Наибольшее число минералов имеют 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.

Важной особенностью кристаллических структур минералов является *полиморфизм* (от греч. «поли» — много, «морфэ» — форма). Это явление было впервые обнаружено Э. Митчерлихом в 1920 г.

Полиморфизмом называется свойство соединений и простых веществ кристаллизоваться в зависимости от внешних условий в различных структурных типах. Полиморфизм широко распространен в мире минералов. Яркий пример этого явления представляют полиморфные модификации углерода — графит и алмаз. Графит кристаллизируется в гексагональной сингонии, алмаз — в кубической и требует для своего образования высокого давления.

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 вюрцит, пирит и марказит.

Химический состав минералов достаточно сложен, в них входит абсолютное большинство элементов периодической системы. Минералообразующие элементы играют неравноценную роль в составе минералов. Одни из них образуют самостоятельные минеральные виды (их количество указано в скобках) и называются *видообразующими*. Это — О (1364), Н (908), Si (432), Al (320), Cu (184), Pb (178), Bi (61) и Ni (49). Другие не дают самостоятельных минералов и обычно входят в их состав в виде примесей. Их называют *рассеянными* элементами (Rb, Hf, Ro, Re, Ra и др.).

Важнейшей особенностью химического состава минералов является широкая распространённость среди них соединений переменного состава, или неопределенных соединений. Способность к образованию соединений переменного состава основана на явлениях *изоморфизма* (от греч. «изос» — равный, одинаковый, «морфэ» — форма). Под **изоморфи́змом** понимается явление взаимного замещения атомов, ионов или их групп в кристаллических решетках минералов без нарушения их строения. Образующиеся при этом вещества называются изоморфными смесями, или твердыми растворами.

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 $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ со схемой замещения $\text{Na}^{+}\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$. Полный изоморфизм в классе окислов наблюдается также в ряду колумбит $(\text{Fe},\text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ — танталит $(\text{Fe},\text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$ со схемой замещения $\text{Nb} \rightarrow \text{Ta}$.

При *неполном изоморфизме* смесимость компонентов возможна только в определенных количественных отношениях. Например, в кальциите только не более 22 % кальция может замещаться магнием по схеме $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$.

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, так, $\text{K}^{1+} \rightarrow \text{Rb}^{1+}$ в полевых шпатах, $\text{Mo}^{4+} \rightarrow \text{Re}^{4+}$ в молибдените, $\text{Ba}^2 \rightarrow \text{Sr}^{2+}$ в барите, $\text{Ca}^2 \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ в гранатах и т. д.

При *гетеровалентном изоморфизме* взаимозамещаются ионы различной валентности, но замещение происходит с компенсацией зарядов, то есть при сохранении электростатического баланса решетки. Подобные замещения наблюдаются в плагиоклазах ($\text{Na}^{1+}\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$), биотите ($3\text{Mg}^{2+} \rightarrow 2\text{Al}^{3+}$), нефелине ($2\text{Na}^{1+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}$).

Состав и внутреннее строение каждого минерала определяют комплекс характерных для него свойств. Простейшие свойства, используемые для визуального определения минералов и обычно применяемые в полевой геологической практике, называются *диагностическими свойствами* или признаками. К ним относятся: цвет минерала, цвет черты или цвет его в порошке, блеск, прозрачность, твердость, спайность, излом, удельный вес, а для некоторых минералов растворимость в воде (вкус), реакция с соляной кислотой, магнитность.

В природе минералы встречаются либо в виде скоплений минеральных зерен, называемых минеральными агрегатами, либо в виде отдельных кристаллов и их сростков. Причем формы природных выделений минералов определяются в первую очередь условиями минералообразования, поэтому один и тот же минерал может давать выделения различной морфологии.

Среди минеральных агрегатов наиболее распространены *зернистые*, в которых отчетливо различимы отдельные минеральные зерна. Далее, приблизительно в порядке уменьшения степени распространенности, следуют *землистые* агрегаты, *сплошные* массы, *округлые выделения* (секреции, конкреции, оолиты), *натечные образования* (почки, сталактиты, сталагмиты), тонкие пленки (налеты, примазки, дендриты).

Единичные хорошо ограниченные *кристаллы* минералов (моноокристаллы) или их сростки (друзы, щетки, двойники, тройники) встречаются гораздо реже минеральных агрегатов, поскольку образуются только в условиях свободного роста (в трещинах, пустотах и других полостях).

Поскольку каждый минерал имеет свою кристаллическую решетку с присущей ей внутренней и внешней симметрией, форма кристаллов является важным признаком, облегчающим диагностику минералов. Так, хорошо известны кубические кристаллы пирита и галита, пластинчатые кристаллы слюд, ромбоэдрические кальцита и др.

Более подробная характеристика диагностических свойств и форм выделения минералов дается в пособии к лабораторным занятиям по общей геологии (том II).

Все многообразие минералов, встречающихся в земной коре, определенным образом классифицируется. Современная классификация минералов основана на кристаллохимических принципах. Наиболее крупные ее единицы — типы (надклассы) и классы, выделяются по

химическому принципу — типу химического соединения или характеру кислотного остатка. Выделение более дробных единиц — подклассов осуществляется по структурному принципу, а именно по характеру структурных мотивов в кристаллических решетках минералов. Упрощенная классификация приведена в таблице 5.2.

Таблица 5.2

Классификация минералов (упрощенный вариант)

Тип	Класс	Подкласс	Примеры минералов
1. Простые вещества (самородные элементы)			Сера, графит, алмаз, медь, золото
2. Сернистые соединения и их аналоги	Сульфиды		Пирит, марказит, халькопирит, галенит, сфалерит
3. Галоидные соединения	Хлориды		Галлит, сильвин, карналлит
	Фториды		Флюорит
4. Кислородные соединения	Оксиды и гидрооксиды		Кварц, гематит, магнетит, корунд, халцедон, опал, лимонит
	Силикаты и алюмосиликаты	Островные	Оливин, гранат
		Кольцевые	Берилл
		Цепочные	Пироксины (авгит)
		Ленточные	Амфиболы (роговая обманка)
		Слоевые (листовые)	Тальк, серпентин, хлорит, слюды (мусковит, биотит), каолинит
		Каркасные	Полевые шпаты, нефелин
	Карбонаты		Кальцит, доломит, магнезит
	Сульфаты		Гипс, ангидрит, барит
	Фосфаты		Апатит
	Вольфраматы и молибдаты		Вольфрамит, шеелит

Большое число известных в земной коре минералов имеет *практическое значение*. Минералы используются, во-первых, для извлечения из них ценных компонентов; такие минералы обычно называют рудными: галенит, халькопирит, сфалерит, магнетит, апатит и др. Во-вторых, они могут быть использованы непосредственно в виде минералов благодаря их полезным свойствам: асбест, мусковит, исландский шпат, драгоценные и поделочные камни. Наконец, многие минералы образуют горные породы, которые часто находят практическое применение.

Изучение минерального состава горных пород и месторождений полезных ископаемых уже давно привело исследователей к мысли о том, что минералы в природе встречаются определенными группами, то есть образуют закономерные сообщества (ассоциации) друг с другом.

Идея закономерности совместного нахождения минералов, зародившаяся вначале как итог эмпирических обобщений многочисленных фактов, накопленных в результате многовековой горнодобывающей и поисковой деятельности людей, впервые нашла свое научное отражение в трудах академика В. М. Севергина, который в 1798 г. ввел в минералогию понятие «смежности» минералов.

В Европе его обнародовал в 1849 г. И. Брейтгаупт под названием «парагенезис». С тех пор это понятие прочно вошло в геологическую литературу.

Парагенезисом называют совместное нахождение минералов, обусловленное общностью их происхождения.

В этом смысле можно говорить о минеральных ассоциациях магматических, осадочных образований, ассоциациях кор выветривания и т. д. Детализация минералогических исследований позволила выделить парагенетические ассоциации, характерные для определенных типов месторождений полезных ископаемых и даже отдельных типов руд. Например, для хромитовых месторождений собственно магматического происхождения характерна ассоциация хромита и серпентина, для сульфидных медно-никелевых месторождений — ассоциация пирротина, пентландита, халькопирита, магнетита, минералов платины и палладия, для сурьмяно-ртутных месторождений — ассоциация киновари, антимонита, флюорита и т. д.

Анализ парагенетических соотношений минералов является ключом к расшифровке всякого процесса минералообразования. Кроме того, изучение парагенетических ассоциаций минералов имеет важное значение для промышленной оценки месторождений полезных ископаемых.

Наиболее распространенными и устойчивыми формами парагенетических ассоциаций минералов являются горные породы.

5.3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Горными породами называются устойчивые парагенетические ассоциации минералов, образующиеся в результате различных геологических процессов и слагающие геологически самостоятельные тела в земной коре. Всестороннее изучение горных пород является предметом петрографии (от греч. «петрос» — камень, порода; «графо» — пишу).

Следует подчеркнуть, что искусственные агрегаты, полученные в результате практической деятельности человека (цемент, шлаки, керамика и т. д.), не относятся к горным породам. Нельзя считать горными породами и современные осадки (например, пески и глины в руслах рек, на морских берегах), являющиеся продуктами не законченных еще геологических процессов. Минеральные ассоциации, слагающие рудные жилы, также обычно не относят к горным породам.

Любая горная порода может быть охарактеризована с точки зрения ее состава и строения.

Вещественными составляющими горных пород различных генетических типов могут быть:

- зерна минералов;
- обломки ранее существовавших пород и минералов;
- органические остатки;
- вулканическое стекло (нераскристаллизованная минеральная масса).

При этом в большинстве пород ведущая роль принадлежит слагающим их минералам, которые называются *породообразующими*. По своей роли в составе пород они делятся на главные и второстепенные.

Главными считаются минералы, количественно преобладающие (более 5 % объема) в составе породы 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 20–30 минеральных видов. Причем среди них существенно преобладают представители класса силикатов и алюмосиликатов, подчиненную роль играют карбонаты, сульфаты, хлориты, фосфаты.

Второстепенные минералы входят в состав горной породы в меньшем (менее 5 % объема) количестве и не определяют ее видовой принадлежности.

Еще менее значительная доля в составе пород приходится на так называемые *аксессорные* минералы. Однако часто по акссессорным и второстепенным минералам производится выделение отдельных разно-

видностей 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.

В качестве второстепенных и акцессорных в состав многих горных пород входят и рудные минералы (хромит, магнетит, ильменит, пирит), которые обычно не образуют 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.

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 породдается 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.). Показатели химизма часто используются для классификации горных пород различных типов.

Строение пород характеризуется их структурой и текстурой.

Под *структурой* понимается совокупность признаков горных пород, обусловленная формой, абсолютными и относительными размерами, способом сочетания минеральных составляющих, степенью кристалличности породы, а также характером самих ее минеральных составляющих (зерна минералов, обломки, органические остатки, вулканическое стекло).

Так, если магматическая порода целиком состоит из кристаллических зерен минералов, говорят о *полнокристаллической* структуре. Если наряду с зернами минералов присутствует нераскристаллизованная минеральная масса (вулканическое стекло), структуру называют *неполнокристаллической*.

Когда в составе горной породы преобладают обломки других пород и минералов, выделяют *обломочную* структуру, при большом количестве органических остатков говорят об *органической* структуре.

Для кристаллических и обломочных пород структурными будут и такие понятия, как крупнозернистая (крупнообломочная), среднезернистая (среднеобломочная), мелкозернистая (мелкообломочная), поскольку в основе их выделения лежит абсолютный размер минеральных составляющих.

По относительному размеру минеральных зерен выделяют структуры *равномернозернистые*, если слагающие породу зерна обладают приблизительно одинаковыми размерами, и *неравномернозернистые*, если их размеры сильно различаются.

Текстурой называется особенность строения горной породы, обусловленная пространственным расположением слагающих породу минеральных масс.

Выделяются текстуры *однородные*, характеризующиеся равномерным распределением минеральных агрегатов в пространстве, и *неоднородные*, ориентированные (слоистые, пятнистые, сланцеватые и др.). В зависимости от плотности упаковки минеральных составляющих в объеме породы текстуры могут быть плотными, или массивными, и пористыми.

Еще одной важной характеристикой горных пород, изучаемой только в полевых условиях, являются *формы залегания*, то есть формы геологических тел, образуемых ими в земной коре. Эти тела очень многообразны — от сравнительно простых пластов и линз до сложных неправильной формы тел (батолиты, штоки, купола и пр.).

Состав, строение и формы залегания горных пород всецело зависят от условий их образования. Поэтому разные по происхождению породы обладают различными вещественными и пространственно-морфологическими особенностями.

Геологические процессы, приводящие к образованию горных пород, называют процессами *петрогенеза*. Таких процессов, в сущности, три.

1. *Кристаллизация*, или *застывание*, природных силикатных расплавов (магм и лав), поступающих из недр Земли; этот процесс носит название магматизма (см. параграф 9.3).
2. *Разрушение* ранее существовавших горных пород в поверхностных условиях и последующее *отложение* продуктов разрушения в различного рода водоемах и на поверхности суши — *осадконакопление* (см. параграф 10.7).
3. *Перекристаллизация* горных пород любого происхождения в результате изменения физико-химических условий — повышения температуры и давления (*метаморфизм*) (см. параграф 9.4).

В соответствии с основными процессами петрогенеза все горные породы, слагающие земную кору, делят на три основные генетические группы: *магматические, осадочные и метаморфические*.

Магматические горные породы наиболее распространены в земной коре. До глубины 16 км на их долю приходится около 95 вес. %.

По условиям образования магматические породы делятся на *интрузивные* (глубинные), сформировавшиеся при кристаллизации магмы на той или иной глубине, и *эффузивные* (излившиеся), возникающие при застывании лавы, излившейся на земную поверхность.

По химическому составу, в качестве основного показателя которого берется содержание кремнезема (SiO_2), среди них выделяют: кислые, содержащие 78–64 % SiO_2 , средние (64–53 % SiO_2), основные (53–42 % SiO_2) и ультраосновные (менее 44 % SiO_2).

Из интрузивных пород в земной коре наиболее распространены кислые, близкие по составу к гранитам, из эффузивных — основные (базальты).

Осадочные горные породы слагают только самую верхнюю оболочку земной коры — стратисферу. На них в составе земной коры приходится около 1 вес. %, однако на поверхности Земли доля осадочных пород возрастает до 75 %.

По условиям образования и особенностям состава среди осадочных пород выделяют три главные группы — *обломочные, химико-органогенные и глинистые*.

Обломочные породы состоят в основном из продуктов механического разрушения ранее существовавших пород (обломков), которые могут быть скементированы. По величине обломков они подразделяются на грубообломочные (более 2 мм), среднеобломочные (2–0,1 мм) и мелкообломочные (0,1–0,01 мм).

Химико-органогенные породы образованы продуктами химического разрушения ранее существовавших пород, а также продуктами жизнедеятельности живых организмов.

По химическому и минеральному составу среди них выделяют: карбонатные, кремнистые, сульфатные, галоидные, фосфатные, железистые, углеродистые.

Глинистые породы являются промежуточными по составу, включая в себя продукты как механического, так и химического разрушения исходных пород. Важнейшей их особенностью является необычайно тонкий гранулометрический состав (размер частиц менее 0,01 мм). Из всех осадочных пород глинистые пользуются наибольшим распространением в земной коре.

Метаморфические горные породы в земной коре составляют около 4 вес. % и развиты в основном в пределах гранитно-метаморфической

оболочки. По условиям образования, точнее по видам метаморфизма, их принято делить на породы регионального, контактowego и динамометаморфизма.

В земной коре горные породы, как и минералы, образуют определенные сообщества друг с другом, называемые *геологическими формациями*. Формации могут выделяться в зависимости от происхождения пород (магматические, осадочные, метаморфические), их петрографического состава (карбонатные, галогенные), преимущественного развития в различных структурных элементах земной коры (платформенные, подвижных поясов), а также по некоторым другим признакам.

Описание состава, структурно-текстурных особенностей, классификации наиболее распространенных горных пород приводятся в пособии к лабораторным занятиям по общей геологии (см. т. II).

5.4. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В первые годы изучения земной коры нашей планеты было принято выделять два основных типа земной коры — континентальный и океанский. По мере поступления нового материала появилась возможность выделить еще два подтипа: субконтинентальный и субокеанский, сопровождающие соответственно переходные зоны от континентов к океанам и окраинные (а также внутренние) моря континентов.

В пределах континентов обосабливаются равнины и горные сооружения. В океанах выделяются:

- подводные окраины континентов, включающие шельф (глубина до 200 м), континентальный склон и континентальное подножие (до 2,5–3 км);
- ложе с глубиной 4–6 км и глубоководные желоба (до 11 км);
- срединно-океанские хребты (см. параграфы 12 и 13).

Континентальная земная кора в районах равнин имеет мощность до 40 км, под горными сооружениями — 60–70 км, причем максимальные значения выявлены под Андами и Гималаями (до 75 км).

Выделяют в строении континентальной коры две части: верхнюю — осадочную — и нижнюю, сложенную магматическими и метаморфическими породами. Нижняя часть условно делится на так называемые гранитный и базальтовый слои. Граница между ними носит имя Конрада, прослеживается не повсеместно и не везде четко. Из-за этой неопределенности геофизики на своем конгрессе в Париже еще в 1965 г. решили не учитывать это понятие и не употреблять этот термин, однако он все еще продолжает встречаться в геологической литературе.

Скорость распространения сейсмических волн в осадочном слое 3–5 км/с, в гранитном (его еще называют гранитогнейсовым) – 5,5–6,5 км/с, в базальтовом (гранулито-базитовом) – 6,6–7,2 (7,4) км/с. На древних щитах осадочного слоя мало или его может не быть вообще, в пределах же континентальных равнин и в крупных прогибах мощность его измеряется километрами – до 10 км и более.

Новейшие геофизические данные и последняя информация самой глубокой скважины в мире – Кольской сверхглубокой (СГ-3), достигшей глубины 12 261 м, позволяют подойти к интерпретации строения земной коры более объективно.

Наряду с тем что имеется огромный объем опубликованной информации, наши представления непрерывно меняются по мере поступления новых данных. Особый интерес представляют материалы COCORP (Консорциум по континентальному отраженному профилированию) и других источников. В частности, из них следует важный вывод о крайней неоднородности коры и ее участков. Модель простой слоистости коры не отвечает действительности. Одни из глубокозалегающих слоев могут представлять собой захороненные пластины осадочных пород, другие – захороненную океанскую кору и т. п. Одним словом, слоистость земной коры имеет прерывистый характер (Тейлор, 1988).

По мнению Н. И. Павленковой, континентальная земная кора (ниже осадочного слоя) может быть разделена на три этажа, каждый из которых характеризуется различным составом слагающих его горных пород. Нижний этаж сложен гранулитами (см. параграф 9.4), основными и ультраосновными породами, а верхний и промежуточный этажи – кислыми.

Анализ характера деформаций на разных глубинах континентальной земной коры свидетельствует о том, что в ее разрезе можно выделить *верхнюю кору*, прослеживаемую практически повсюду до глубин порядка 10 км – это область хрупких деформаций, и *нижнюю кору*, занимающую нижнюю часть разреза коры, которой присущи пластические деформации.

Океанский тип земной коры отличается от континентального по мощности и составу. Мощность ее изменяется от 5 до 12 км (6–7 км в среднем). Верхний слой морских осадков характеризуется мощностью до 1 км (скорость распространения сейсмических волн менее 3 км/с). Ниже залегает второй слой мощностью от 1 до 3 км (4–4,5 км/с).

Результаты глубоководного бурения свидетельствуют о том, что он состоит из базальтов. Третий слой, сице не достигнутый бурением, имеет мощность 3–5 км (6,3–6,4 (7) км/с). Пробы, отобранные драгами, говорят о том, что сложен он основными (габбро) и частично ультраосновными (пироксениты) породами.

Субокеанский подтип земной коры подстилает котловины окраинных и внутренних морей: Черного, Охотского, Средиземного и др. Для него характерна большая мощность осадков — 5–10 км (до 20), которые перекрывают слой со скоростью сейсмических волн 6–6,4 км/с и мощностью от 5 до 10 км.

Суммарная мощность земной коры 10–20 км, изредка она достигает 25 км.

Субконтинентальный подтип земной коры подстилает островные дуги (Курильскую и др.). По основным характеристикам близок к континентальному, но мощность его заметно меньше — 20–30 км.

На пассивных континентальных окраинах континентальный тип коры продолжается в подводную окраину материков, а так называемый гранитогнейсовый слой выклинивается.

Упомянутая двухслойная (гранитный и базальтовый слои) модель бурно дискутируется. Как уже отмечалось, доказана полная несостоятельность так называемой границы Конрада. Скорее всего, скважина СГ-3, которая должна была вскрывать ее на глубине ~7 км, вошла в монотонную толщу метаморфических пород.

Глава 6

ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Последовательность геологических событий в истории развития земной коры в основном зафиксирована в различных по происхождению горных породах. Одни из них (осадочные и вулканогенные) образуют наиболее простые формы залегания — слои, которые последовательно ложатся друг на друга, другие (интрузивные магматические породы) — сложные, разнообразные по форме и размерам тела.

В геологии существует понятие относительного и абсолютного летоисчисления (геохронологии).

Абсолютная геохронология предполагает определение возраста горных пород и длительности процессов их образования в годах, тысячах, миллионах лет (см. главу 7). *Относительная* геохронология определяет возраст горных пород относительно друг друга, какие слои образовались раньше и являются более древними, какие позднее, являясь молодыми. Относительная геохронология не дает представления о продолжительности формирования тех или других геологических тел, но позволяет судить о последовательности их образования во времени.

При изучении геологического строения и составлении геологической карты необходимо прежде всего установить возрастную (геохронологическую) последовательность пород, слагающих площадь. Важнейшей задачей при этом является определение относительного возраста горных пород, то есть установление того, какие породы образовались раньше, какие позднее и к какой геохронологической единице они относятся. Среди существующих методов определения относительного возраста широко используются стратиграфический, литолого-петрографический и палеонтологический методы, применяемые как отдельно, так и в совокупности.

Стратиграфический метод (от лат. «стратум» — слой) базируется на том, что осадки накапливаются слоями, которые последовательно ложатся друг на друга. Поэтому нижний слой является более древним, чем расположенные над ним слои. Это правило (канон), установленное еще в XVII в. Н. Стеноном, справедливо для ненарушенного (первичного) залегания слоев, то есть залегания, сформировавшегося в процессе осадконакопления. Например, наблюдая в стенике карьера слои горных пород, мы видим, что на слое (1) залегает слой (2), а выше слой

(3), значит, слой (1) образовался раньше слоя (2), то есть слой (1) является более древним, чем слой (2). Слой (3) образовался позже всех и является самым молодым в этом разрезе.

В случае нарушенного залегания (в результате воздействия на горные породы тектонических движений, см. параграф 9.1) слои оказываются наклоненными под тем или другим углом, смятыми в складки или перемещенными по разломам.

Как правило, слои редко прослеживаются на значительные расстояния, обнажаясь в пределах небольших участков. В таких случаях сопоставить и увязать их достаточно трудно. В связи с этим параллельно используют и другие методы.

Литолого-петрографический метод основан на расчленении разрезов на слои или пачки слоев, отличающиеся по составу, структурным и текстурным особенностям горных пород, и сопоставлении геологических разрезов, полученных на разных участках. Слои или пачки слоев с одинаковой литолого-петрографической характеристикой и их близкая последовательность в разобщенных разрезах позволяют предполагать их одновозрастность. Литолого-петрографический метод применяется для определения возраста «немых» слоев, то есть толщ, не содержащих фауны и флоры. Определение возраста слоев этим методом сводится к их сопоставлению с известными эталонами геологических разрезов, возраст отложений в которых определен другими методами. Однако нередко один и тот же слой слагается различными породами, и тогда сопоставление слоев по составу возможно только на коротких расстояниях.

Наиболее надежным методом определения относительного возраста является *палеонтологический* (биостратиграфический), предложенный в начале XIX в. В. Смитом и разработанный позднее Ж. Кювье и А. Броньяром.

Палеонтологический метод заключается в изучении остатков животных организмов (фауны) и растений (флоры) в горных породах. По данным палеонтологии установлены определенная последовательность и необратимость в развитии жизни на Земле, что позволило разработать систему относительного геологического летоисчисления.

Для определения относительного возраста горных пород используются так называемые *руководящие ископаемые*, то есть те организмы, для которых характерна быстрая смена во времени при широком распространении их на площади. Определение возраста производится путем сравнения окаменелостей из изучаемых отложений с теми, которые уже установлены в опорных разрезах.

Палеонтологический метод всегда применяется вместе со стратиграфическим. Однако в отличие от последнего обнаружение одинаковых руководящих палеонтологических остатков в породах на участках,

значительно удаленных друг от друга, позволяет установить их одновозрастность независимо от состава пород и условий залегания.

Область применения палеонтологического метода ограничена фанерозоем (см. далее), то есть тем отрезком геологической истории, в течение которого существовали разнообразные организмы.

Вышеперечисленные методы позволяют определять относительный возраст стратифицированных образований, то есть горных пород, залегающих слоями. К ним относятся осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и сохранившие первичную стратификацию регионально метаморфизованные породы (см. параграф 9.4).

При решении задач по расчленению и сопоставлению горных пород в настоящее время все в более широком масштабе применяются методы *абсолютной геохронологии*, то есть измерения геологического времени и времени образования и преобразования (метаморфизма) горных пород и минералов в обычных астрономических единицах — годах.

Наиболее важными в абсолютной геохронологии являются радиологические методы, использующие естественные радиоактивные изотопы и продукты их распада. Характеристике этих методов, значение которых в геологии с каждым годом возрастает, посвящена глава 7.

Разработка *относительной геохронологии* началась с конца XVIII в.

В 1881 г. на II Международном геологическом конгрессе в Болонье были приняты первая геохронологическая и соответствующая ей стратиграфическая шкала, в которой по данным эволюции развития земной коры и органического мира вся история Земли подразделялась на отрезки времени (геохронологические подразделения) и толщи пород, накопившихся за это время (стратиграфические подразделения).

Для изображения на геологических картах выделенным подразделениям были присвоены определенные цвет и индекс (буквенно-цифровое обозначение). Наиболее крупное геохронологическое подразделение было названо эрой, соответствующее эре стратиграфическое подразделение — группой. Вся геологическая история Земли подразделялась на четыре эры:

- архейскую или археозойскую (от греч. «археос» — древнейший, «зоо» — жизнь) — эра древнейшей жизни, индекс А, цвет темно-розовый;
- палеозойскую (от греч. «налеос» — древний) — эра древней жизни, индекс Рз;
- мезозойскую (от греч. «мезос» — средний) — эра средней жизни, Мз;
- кайнозойскую (от греч. «кайнос» — новый) — эра новой жизни, Кз.

Позднее, в 1887 г., из архейской эры была выделена протерозойская эра (от греч. «протерос» — первичный) — эра первичной жизни, Рт.

Эры подразделялись на периоды, соответственно группы — на системы; периоды — на эпохи, системы — на отделы; эпохи — на века, отделы — на ярусы. Группы, системы, ярусы имеют те же названия, что и соответствующие им эры, периоды, века.

Позднее, по мере накопления новых данных по относительному и абсолютному возрасту горных пород и истории развития Земли, в геохронологическую и соответственно стратиграфическую шкалу были внесены существенные изменения: выделены новые геохронологические и стратиграфические подразделения, новые периоды и системы, изменялись принятые ранее цвета и индексы.

В геологической истории Земли были выделены два главных неравных по продолжительности этапа: докембрийский (докембрий) или криптозой (от греч. «крипто» — скрытый) — время скрытой жизни, охватывающий архейскую и протерозойскую эры, и фанерозойский (фанерозой) (греч. «фанерос» — явный) — время явной жизни, включающий палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры.

Неоднократно изменения вносились в подразделения четвертичного периода (системы), который было предложено именовать антропогенным (от греч. «антропос» — человек).

В России в последние годы используется геохронологическая (стратиграфическая) шкала, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) и другими организациями в 1993 г. (табл. 6.1, 6.2, 6.3). Шкала включает следующие подразделения (с учетом дополнений к Стратиграфическому кодексу России 2000 г.).

Геохронологические

1. Акрон
2. Эон
3. Эра
4. Период
5. Эпоха
6. Век
7. Фаза
8. Пора
9. Термохронкриохрон

Стратиграфические

1. Акротема
2. Эонотема
3. Эратема
4. Система
5. Отдел
6. Ярус
- 7. Раздел¹*
- 8. Звено*
- 9. Ступень*

Ниже более подробно в табличной форме рассмотрены докембрий и четвертичная система. Рассмотрение к шкале приведены в параграфе 5.2 II тома учебника.

¹ Курсивом выделены подразделения четвертичной системы.

Таблица 6.1

Общая геохронологическая (стратиграфическая) шкала¹

Эон (зоно- тема)	Эра (эра- тема)	Период (система)	Цвет на картах	Эпоха (отдел)	Век (ярус)
Ф	K	Четвертичный Q (1,8)	Желтовато-серый		
	A	1,8	Желтый	Плиоцен N ₂	Общепринятых ярусов нет
	Й			Миоцен N ₁	
	H	24,8	Оранжево-желтый	Олигоцен P ₃	Хатский P ₃ h Рюпельский P ₃ r
	O			Эоцен P ₂	Приабонский P ₂ P Бартонский P ₂ b Лютецкий P ₂ l Илский P ₂ i
	3			Палеоцен P ₁	Танетский P ₁ t Монтский P ₁ m Датский P ₁ d
	O				
	Й	65	Зеленый	Поздняя (Верхний) K ₂	Маастрихтский K ₂ m Кампанский K ₂ km (K ₂ cp)
	KZ				Сантонский K ₂ st Коньянский K ₂ k(K ₂ cn) Туронский K ₂ t Сеноманский K ₂ s(K ₂ cm)
	A			Ранняя (Нижний) K ₁	Альбский K ₁ al Аптский K ₁ a Барремский K ₁ br Готеривский K ₁ g (K ₁ h) Валанжинский K ₁ v Берриасский K ₁ b
	M				
	E				
Н	3	145	Голубой	Поздняя (Верхний) J ₃	Волжский J ₃ v (Титонский J ₃ tt) Кимериджский J ₃ km Оксфордский J ₃ o
	O			Средняя (Средний) J ₂	Келловейский J ₂ k (J ₂ c) Батский J ₂ bt Байосский J ₂ b Ааленский J ₂ a
	3			Ранняя (Нижний) J ₁	Тоарский J ₁ t Плинсбахский J ₁ p Синемюрский J ₁ s Геттингский J ₁ g (J ₁ h)
	O	145			
	Й				
	MZ				

¹ Цифры в скобках — продолжительность в млн лет; цифры на границах соответствуют их изотопному возрасту нижней границы подразделения в млн лет.

Продолжение табл. 6.1

		200			
P		Триасовый (Триасовая) T (51)	Лиловый	Поздняя (Верхний) T ₃	Рэтский T ₃ г Норийский T ₃ п Карнийский T ₃ к
	251			Средняя (Средний) T ₂	Ладинский T ₂ l Анзийский T ₂ a
				Ранняя (Нижний) T ₁	Оленекский T ₁ о Индский T ₁ i
O	B	Пермский (Пермская) P (44)	Оранжево- коричневый	Поздняя (Верхний) P ₂	Татарский P ₂ t Казанский P ₂ kz Уфимский P ₂ u
	E			Ранняя (Нижний) P ₁	Кунгурский P ₁ k Артинский P ₁ ar Сакмарский P ₁ s Асельский P ₁ a
	P			295	Серый
	X	Каменно- угольный (Каменно- угольная) C (65)		Поздняя (Верхний) C ₃	Гжельский C ₃ g Касимовский C ₃ k
	H			Средняя (Средний) C ₂	Московский C ₂ m Башкирский C ₂ b
	I			286	
	A			Ранняя (Нижний) C ₁	Серпуховский C ₁ s Визейский C ₁ v Турнейский C ₁ t
	L		Корич- невый	360	Поздняя (Верхний) D ₃
	E			D (58)	Средняя (Средний) D ₂
	O				Ранняя (Нижний) D ₁
3	Z		Серо- зеленый	418	Поздняя (Верхний) S ₂
	O			S (25)	Ранняя (Нижний) S ₁
	P				Венлокский S ₁ v(S ₁ w) Лландоверийский S ₁ l
	A		Оливковый	443	Поздняя (Верхний) O ₃
	E			O (47)	Средняя (Средний) O ₂
O	Z				Ашгиллский O ₃ аs (O ₃ a)
	O				Карадокский O ₂ k Лландейловский O ₂ ld Лланвибрский O ₂ l
Й	H	Ордовикский (Ордовикская)			
	I				
	J				
	N				
	I				

Окончание табл. 6.1

П А Л Е О З С О Й PZ]	Кембрийский (Кембрийская) ϵ (Cm) (45)	Сине- зеленый (темный)	Ранняя (Нижний) Ω_1	Аренигский O_1a Тремадокский O_1t				
				Поздняя (Верхний) ϵ_3				
				Аксайский ϵ_{3ak} Сакский ϵ_{3s} Аюсокканский ϵ_{3as}				
				Средняя (Средний) ϵ_2				
535				Майский ϵ_{2m} Амгинский ϵ_{2am}				
				Ранняя (Нижний) ϵ_1	Ленский надъярус ϵ_{1l}			
				Тойон- ский ϵ_{1tn}				
				Ботом- ский ϵ_{1b}				
				Алданский надъярус ϵ_{1a}	Атдабан- ский ϵ_{1at} Томмот- ский ϵ_{1t}			

Таблица 6.2

Шкала докембрия (Р ϵ)

Акротема (акрон)	Эонотема (эон)	Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)
	Фанерозой	Палеозой	Кембрий	
П Р О Т Е Р О З С О Й	Верхний (поздний) протерозой PR ₂ (1080)	535	Вендская (вендский) V (65)	Верхний (поздняя) V ₂ (25)
				Нижний (ранняя) V ₁ (40)
Рифей R	600±10	Верхний (поздний) рифей R ₃ (430) — 1030±30 — Средний (средний) рифей R ₂ (320) — 1350±10 — Нижний (ранний) рифей R ₁ (300)		

Окончание табл. 6.2

		1650 ± 50		
PR	Нижний (ранний) протерозой (карелий) PR_1 (850)	Верхняя часть Верхний (поздний) карелий PR_1^2 (250)		
		Нижняя часть Нижний (ранний) карелий PR_1^1 (600)		
АРХЕЙ AR	Верхний (поздний) архей AR_2 (650)			
	3150 ± 50			
	Нижний (ранний) архей AR_1 (>400)			

Таблица 6.3

Шкала четвертичной системы

Система (период)	Раздел (фаза)		Звено (пора)	Ступень	
Четвертич- ная антропо- геновая) (четвер- тичный) Q	Голоценовый Q_H 0,01	Плейсто- ценовый и голоценовый объединенные Q_{PH}	Современное Q_{IV}		
			Верхнее Q_{III}	Q_{III}^1, Q_{III}^2 и т. д.	
			Среднее Q_{II}	Q_{II}^1, Q_{II}^2 и т. д.	
	Плейстоценовый Q_P 0,8		Нижнее Q_I	Q_I^1, Q_I^2 и т. д.	
			Верхнее Q_{EII}	Q_{EII}^1, Q_{EII}^2 и т. д.	
			Нижнее Q_{EI}	Q_{EI}^1, Q_{EI}^2 и т. д.	
	1,8				

Глава 7

МЕТОДЫ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА

Возраст геологических событий и объектов в абсолютных единицах времени (годах, тысячелетиях, миллионах и миллиардах лет) определяют радиологическими (изотопными) методами, *основанными на стабильной скорости распада* (спонтанного деления) ядер радиоактивных элементов.

Как известно, многие химические элементы имеют несколько изотопов, различающихся числом нейтронов в ядре при равном количестве протонов, которое соответствует порядковому номеру элемента в периодической системе Д. И. Менделеева. Сумма протонов и нейтронов составляет массовое число изотопа. Для свинца, например, известно четыре изотопа с массовыми числами 204, 206, 207 и 208, ядра которых содержат соответственно 122, 124, 125 и 126 нейтронов и 82 протона. Массовое число каждого изотопа указывается в индексе: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb .

Некоторые изотопы химических элементов нестабильны (радиоактивны) и распадаются с выделением энергии гамма-излучения, α - и β -частиц, переходя в стабильные изотопы материнского или других элементов. Скорость распада, а тем самым и ход геохронологических часов, не изменяется под воздействием давления и температуры, то есть можно принять, что радиоактивные часы, которые природа подарила геологам, идут с постоянной скоростью, *не зависящей от каких-либо внешних факторов*. Скорость радиоактивного распада конкретного изотопа выражается либо через константу распада λ , либо через *период полураспада* T — отрезок времени, в течение которого распадается половина атомов исходного (материнского) изотопа. Зная скорость распада радиоактивного элемента и определив с помощью специального прибора — масс-спектрометра содержание начальных и конечных продуктов распада, можно судить о возрасте геологических объектов — пород, метеоритов, минералов и т. д. Для расчета возраста используется уравнение известного закона радиоактивного распада: $N_t = N_0 e^{-\lambda t}$, где N_t — число сохранившихся атомов материнского изотопа; N_0 — первичное число атомов материнского изотопа; t — время, прошедшее с начала процесса распада атомов, λ — константа распада данного материнского изотопа; e — основание натурального логарифма. Из уравнения легко определить время t , соответствующее возрасту геологического объекта: $t = (1/\lambda) \ln (N_0/N_t)$.

В связи с тем что невозможно точно оценить первичное количество атомов материнского изотопа, для расчетов возраста обычно используются отношения содержаний материнского и дочернего изотопов. В начальный момент времени $t = 0$ в системе присутствуют только материнские радиоактивные атомы, число которых равно N_0 ; через t лет останется M материнских атомов и накопится D дочерних атомов. Следовательно, $M + D = N_0$, $N_t = M$ и $t = (1/\lambda) \ln(1+D/M)$.

После того как пройдет время, равное периоду полураспада, число радиоактивных атомов уменьшится ровно наполовину, уравняясь с числом дочерних атомов, то есть $M = D$.

Таким образом, из последнего уравнения выводится соотношение между периодом полураспада T и константой λ : $T = \ln 2 / \lambda = 0,693 / \lambda$.

Основные методы изотопного датирования и лежащие в их основе процессы радиоактивного распада приведены в табл. 7.1.

Таблица 7.1

**Основные методы изотопного датирования и лежащие
в их основе процессы радиоактивного распада**

№ пп	Метод изотопного датирования	Процесс радиоактивного распада
1	Уран- свинцовый	$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ с $\lambda = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ лет ⁻¹ и $T = 4,47 \cdot 10^9$ лет $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ с $\lambda = 9,8485 \cdot 10^{-10}$ лет ⁻¹ и $T = 0,704 \cdot 10^9$ лет $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ с $\lambda = 4,9475 \cdot 10^{-11}$ лет ⁻¹ и $T = 14,01 \cdot 10^9$ лет
2	Рубидий- стронциевый	$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ с $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ лет ⁻¹ и $T = 4,88 \cdot 10^{10}$ лет
3	Самарий- неодимовый	$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ с $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12}$ лет ⁻¹ и $T = 10,6 \cdot 10^{10}$ лет
4	Калий- argonовый	$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$ (89 % ядер) с $\lambda = 0,581 \cdot 10^{-10}$ лет ⁻¹ и $T = 1,19 \cdot 10^{10}$ лет $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ (11 % ядер) с $\lambda = 4,962 \cdot 10^{-11}$ лет ⁻¹ , $T = 0,14 \cdot 10^{10}$ лет
5	Радиоуглеродный	$^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$ с $\lambda = 1,205 \cdot 10^{-4}$ лет ⁻¹ и $T = 5730$ лет

Различия в периодах полураспада материнских изотопов позволяют датировать различные по продолжительности временные интервалы.

В каждом конкретном случае выбор метода геохронологических исследований зависит от его возможностей и ограничений. Так, для определения возраста наиболее молодых геологических образований (в интервале 2000–60 000 лет) обычно применяют радиоуглеродный

метод, для датирования самых ранних этапов развития Земли наиболее пригоден Sm-Nd метод.

Практическое использование радиологических методов существенно осложнено необходимостью учета возможности нарушения изотопной системы датируемого объекта — привноса или выноса части продуктов распада или материнских изотопов, приводящих к получению искаженных значений возраста (к его удревлению или омоложению).

Одним из подходов к проблеме определения реальных значений возраста являются выявление и датирование пород и минералов с неизмененной в результате более поздних процессов изотопной системой, что предъявляет дополнительные требования к отбору проб.

Другой подход заключается в применении специальных графических методов для коррекции искаженных возрастных данных. Но любая реконструкция возможна лишь в случае сохранения какой-то части изотопной информации после более позднего (наложенного) процесса.

Наиболее надежные часы для измерения геологического времени предоставляют U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd методы.

Уран-свинцовый метод успешно применяется для определения возраста магматических пород и времени проявления метаморфизма. Для определения возраста этим методом обычно используется циркон (рис. 7.1) — весьма стабильный минерал, наиболее подходящий для радиологического датирования. Он устойчив к термическому, химическому и механическому воздействию, сохраняется в процессах выветривания, седimentации и часто выдерживает даже метаморфизм высоких степеней. В цирконах U-Pb «память» фиксирует время первичного образования кристалла и последующих преобразований. По серии цирконов можно определить истинный возраст даже в случае потери разных, иногда весьма значительных количеств свинца.

Большим преимуществом U-Pb метода является наличие в цирконах трех связанных изотопных систем (^{238}U - ^{206}Pb ; ^{235}U - ^{207}Pb ; ^{232}Th - ^{208}Pb) с различными константами радиоактивного распада, позволяющих с помощью одного анализа проверить предположение о замкнутости системы в отношении U и Pb (то есть отсутствие потери радиоактивного и радиогенного изотопов). Так как внешнее воздействие не может быть одинаковым для разных изотопных систем, то совпадение независимых определений возраста является свидетельством замкнутости системы минерала.

Кроме радиогенных изотопов свинца, в природе известен изотоп свинца ^{204}Pb нерадиогенного происхождения, содержание которого в земной коре, по-видимому, не менялось с момента образования Земли, в то время как содержание радиогенных изотопов непрерывно увеличивается. Поэтому для контроля замкнутости системы и определения

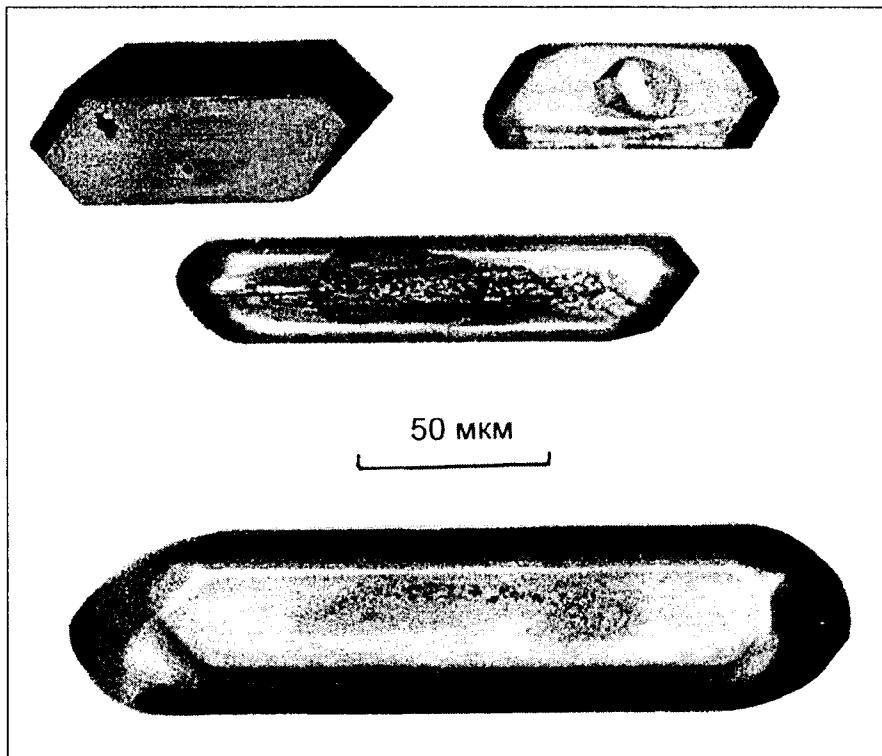


Рис. 7.1. Аксессорные цирконы из метаморфических пород Алданского щита

возраста можно использовать отношения содержания изотопов свинца: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Близкие значения возраста, рассчитанные по этим отношениям, служат критерием замкнутости U-Pb системы и позволяют предварительно оценить возраст объекта как среднее из трех значений. Для контроля используются и другие изотопные отношения.

Результаты датирования U-Pb методом обычно рассматриваются графически относительно кривой согласованных значений возраста — конкордии (рис. 7.2). Диаграмма строится в координатах изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. В таком случае конкордия является геометрическим местом точек, для которых возраст, вычисленный по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, равен возрасту по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Если система оставалась закрытой в течение всего времени существования минерала, то экспериментальная точка, отвечающая его возрасту, будет располагаться непосредственно на конкордии, то есть значение возраста будет согласованным или конкордантным. Положение точки на конкордии и определит истинный возраст минерала (см. рис. 7.2).

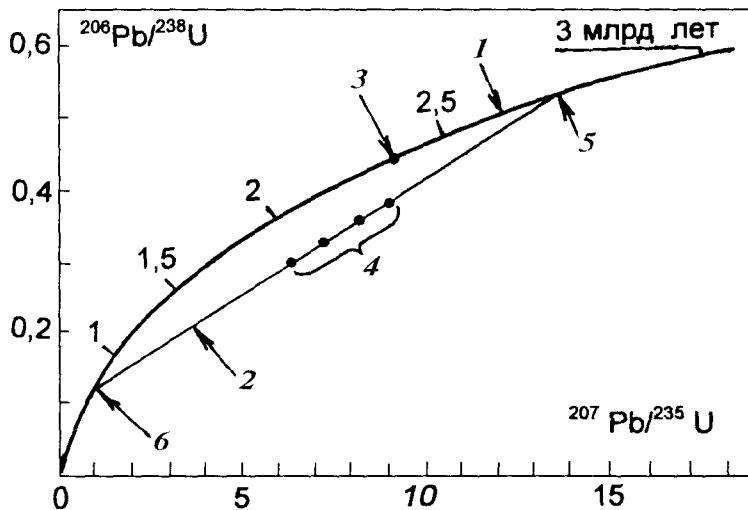


Рис. 7.2. Изохронная диаграмма с конкордией: 1 — конкордия; 2 — дискордия; 3 — конкордантное (согласованное) значение возраста минерала; 4 — дискордантные экспериментальные данные; 5 — время образования минерала; 6 — время проявления более позднего геологического события

Если же изотопная система минерала была нарушена в результате воздействия более позднего процесса (например, метаморфизма), сопровождавшегося выносом радиогенного свинца, то экспериментальные точки расположатся ниже конкордии, то есть займут дискордантное положение. Прямая, проведенная через эти точки, называется *дискордией*, или *изохроной*. Верхняя точка пересечения дискордии с конкордией отвечает времени образования минерала, нижняя — времени наложенного процесса.

Этот метод дает хорошие результаты при геохронологических исследованиях цирконов с однократно нарушенной изотопной системой, но уже двукратное нарушение может привести к неопределенности — не исключены ложные изохронные зависимости. При многократных нарушениях U-Pb системы (например, в неоднократно метаморфизированных комплексах (см. параграф 9.4)) достоверное определение возраста невозможно.

Однако при воздействии наложенных процессов из-за их неравномерности полная гомогенизация реликтовых фаз происходит не всегда и внутренние ненарушенные части зерен могут сохранять первичную геохронологическую информацию о времени образования циркона и его ранней истории.

Для дифференцированного датирования ненарушенных участков зерен циркона применяется локальный U-Pb изотопный анализ.

Уникальный масс-спектрометр вторичных ионов (SHRIMP), созданный в Австралийском национальном университете, позволяет выполнить такой анализ в точке диаметром 40 мкм. С помощью этого прибора удается датировать самые ранние события в геологической истории Земли.

Наряду с классическим U-Pb методом датирования часто применяется *термоионный Pb-Pb метод*, основанный на данных изотопного анализа одного лишь свинца — на измерении отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, величина которого зависит от времени, поскольку периоды полураспада ^{235}U и ^{238}U различны. Датирование Pb-Pb методом можно проводить экспрессным способом из малых навесок (~0,1 мг) или отдельных зерен циркона и получать достаточно подробные геохронологические характеристики пород. Недостатком метода является отсутствие внутреннего контроля (критерия замкнутой изотопной системы).

Рубидий-стронциевый метод широко используется для датирования магматических и метаморфических пород кислого и среднего состава, а также для установления времени процессов осадконакопления и диагенеза (см. параграф 10.7). Возраст оценивается по количеству радиогенного стронция ^{87}Sr , образовавшегося при распаде изотопа рубидия ^{87}Rb , сравнением соотношений содержаний этих изотопов с содержанием эталона нерадиогенного происхождения — ^{86}Sr . Метод применяется главным образом в изохронном варианте для исследования валовых проб. При датировании используют серию проб (не менее 5–7 штук), которые должны быть представительными для исследуемого объекта (интрузивного тела, пласта, слоя и т. д.), одновозрастными, с одинаковым исходным изотопным составом стронция и в то же время различаться по величине Rb/Sr . Если анализируемая серия проб укладывается в рамки изохронной модели, то аналитические данные, нанесенные на график в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 7.3), подчиняются линейной зависимости, образуя изохрону, которая описывается уравнением прямой типа $y = ax + b$. Возраст (t) рассчитывают по формуле:

$$t = (1/\lambda) \ln (1 + tg\alpha),$$

где λ — константа скорости распада ^{87}Rb ; α — угол наклона изохроны; $tg\alpha$ — соответствует угловому коэффициенту (a) уравнения изохроны. Точка пересечения изохроны с ординатой дает первичное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в анализируемых пробах. Соответствие проб изохронной модели контролируется линейным расположением точек на графике.

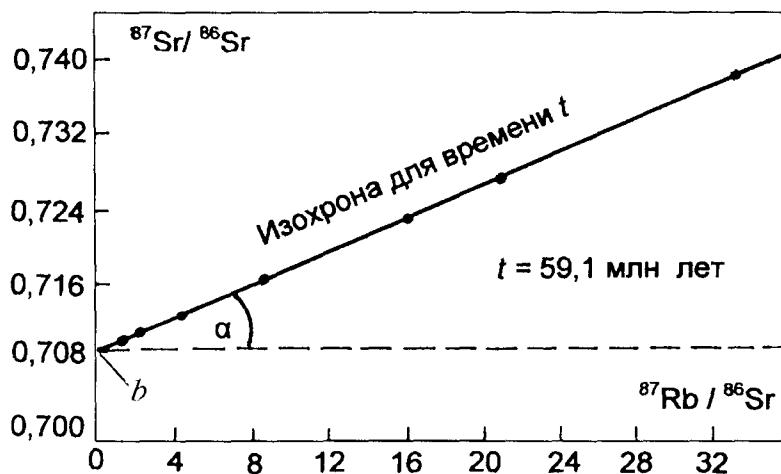


Рис. 7.3. Рубидий-стронциевая эволюционная диаграмма: t — значение возраста; a — угол наклона изохроны; b — первичное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Самарий-неодимовый метод основан на радиоактивном распаде изотона ^{147}Sm . Для определения возраста используется эволюционная диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 7.4). Интерпретация результатов изотопного анализа осуществляется аналогично Rb-Sr изохронному методу. Незначительное фракционирование Sm и Nd, которые относятся к редкоземельным элементам, и большой период полураспада ограничивают рамки применения этого метода датированием древних (докембрийских) образований. Поскольку Sm-Nd система менее других подвержена воздействию наложенных процессов, этот метод наиболее пригоден для датирования ранних этапов развития Земли.

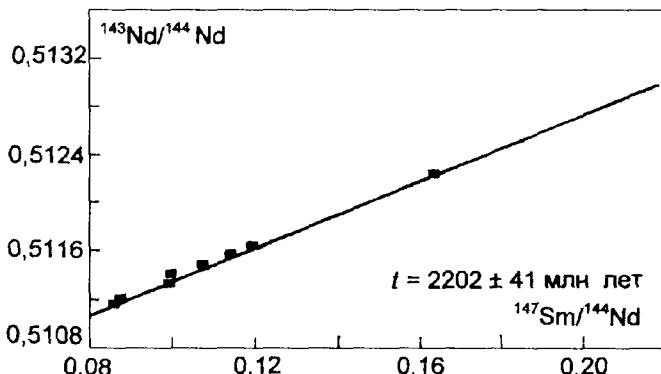


Рис. 7.4. Самарий-неодимовая эволюционная диаграмма для даек основного состава Алданского щита

Калий-аргоновый метод применяется для определения возраста молодого магматизма и седиментации по породам в целом и мономинеральным фракциям (по минералам, содержащим калий: слюдам, амфиболам, калиевым полевым шпатам). Для датирования обычно используют только реакцию радиоактивного распада ^{40}K с выделением аргона ^{40}Ar . Основные сложности применения К-Аг метода обусловлены летучими свойствами основного продукта распада — аргона, который плохо сохраняется в метаморфизованных (см. параграф 9.4) и выветрелых (см. параграф 10.1) породах.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод может быть использован для датирования тех же минералов или валовых проб, что и в традиционном К-Аг методе, но он более перспективен для диагностики идеально замкнутых систем, без потерь Аг и его избыточных количеств.

Радиоуглеродный метод применяют для определения возраста самых молодых геологических объектов, возраст которых не превышает 60 тыс. лет. Углерод на Земле представлен тремя изотопами — ^{12}C , ^{13}C и ^{14}C . Их концентрация в природе весьма различна: ^{12}C составляет 98,9 % всего углерода, ^{13}C — 1,1 % и, наконец, радиоактивный изотоп ^{14}C , наиболее важный для нас, занимает ничтожную (10^{-12} %) долю от современного углерода земной атмосферы и почвы. Он постоянно образуется в результате бомбардировки ядер атомов азота протонами космических лучей, а затем с периодом полураспада 5730 лет (β -распад) переходит в стабильный азот. В течение нескольких лет свежий радиоуглерод через фотосинтез вовлекается в кругооборот всей биосфера планеты.

В любом живом организме поддерживается тот уровень радиоуглерода, который присутствует в земной атмосфере, это равенство обеспечивается фотосинтезом или питанием вплоть до прекращения жизнедеятельности. Измерив радиоактивность биологических останков, можно вычислить момент смерти организма или конец формирования годичного кольца дерева. В качестве примеров таких исследований можно привести определение возраста саркофага египетского фараона — 2190 лет и Бристольской сосны — 4300 лет (рис. 7.5).

Радиоактивный изотоп углерода ^{14}C , образующийся в верхних слоях атмосферы, захороняется в различных горных породах (угли, известняки) и начинает распадаться. По количеству переславшегося изотопа ^{14}C оценивают время захоронения объекта (исходя из предположения о постоянстве концентрации ^{14}C в атмосфере).

Современные аналитические возможности радиологических методов достаточно высоки и позволяют датировать практически все породы и минералы с высокой степенью точности. Основные трудности применения этих методов сводятся к интерпретации геохронологичес-



Рис. 7.5. Бристольская сосна, радиоуглеродный возраст 4300 лет.
Из: *Bukeman Sh.* Radiocarbon Dating. London, 1990, p. 17 (по Е. Н. Черных)

ких данных. В общем случае совпадение результатов по различным методам является достаточно надежным критерием реальности полученных значений возраста. При этом в согласии с моделью расчетов вычисленное значение возраста в лучшем случае соответствует времени образования замкнутой геохронологической системы (радиоактивный – радиогенный элемент), что не всегда соответствует времени формирования геологического объекта, а может отражать отдельные моменты в ходе его развития. Для получения надежного и однозначно интерпретируемого результата необходимо возможно более полное комплексирование геолого-истрографических, геохимических и изотопно-геохронологических методов исследований.

Глава 8

КОНТИНЕНТЫ. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КОНТИНЕНТОВ

К числу основных структурных элементов континентов относятся *континентальные платформы и подвижные пояса* (эпиплатформенные орогены, складчатые пояса и рифты), а также *глубинные разломы*.

8.1. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТФОРМЫ

Понятие о платформах зародилось в конце XIX в. в противопоставление подвижным поясам земной коры, к тому времени получившим название геосинклиналей. Термин «платформа» появился впервые в 1904 г. во французском переводе капитального труда австрийского геолога Э. Зюсса «Лик Земли».

В 1921 г. для стабильных частей континентов австралийский тектонист Л. Кобер предложил термин «кратоген» (от греч. «кратос» — крепкий, устойчивый), который немецкий учёный Г. Штилле сократил до названия «кратон». Последнее удержалось в литературе, особенно за рубежной, а в отечественной науке употребляется как *синоним древней платформы*.

В разработке учения о платформах, их строении и развитии ведущая роль принадлежит российским учёным А. П. Карпинскому, А. П. Павлову, А. Д. Архангельскому, Н. С. Шатскому, А. А. Богданову, М. В. Муратову, А. Л. Яншину, Д. Н. Мазаровичу, В. В. Белоусову, В. Е. Хайну.

Континентальные платформы занимают огромные площади в миллионы квадратных километров и сложены континентальной корой мощностью 30–45 км. Литосфера в их пределах достигает мощности 150–200 км, а по некоторым данным — до 400 км (см. параграф 4.1). Платформы характеризуются выровненным низменным или плоскогорным рельефом, небольшой скоростью тектонических движений, слабой сейсмичностью, отсутствием или редкими проявлениями вулканической деятельности, пониженным тепловым потоком. Это наиболее устойчивые и спокойные области континентов. Часть территории платформ покрыта водами морей (таких как Балтийское, Белое, Азовское).

В строении платформ различают два структурных этажа: *фундамент* и *чехол* (рис. 8.1).

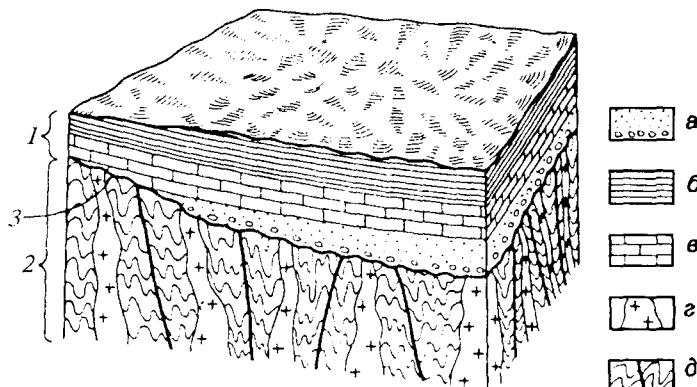


Рис. 8.1. Структурные этажи платформ
(по В. С. Миличику, М. С. Арабаджи, 1989).

Породы платформенного чехла: *а* — пески и конгломераты, *б* — глины, *в* — известняки; породы фундамента: *г* — интрузии магматических пород, *д* — интенсивно дислоцированные метаморфические породы; 1 — платформенный (осадочный) чехол; 2 — складчатое основание (фундамент); 3 — поверхность размыва

Нижний этаж, или *фундамент*, сложен метаморфическими и магматическими породами, смятыми в складки, разбитыми многочисленными разломами. Фундамент платформ формировался в течение длительного времени и впоследствии подвергся денудации¹, в результате которой оказались выведенными на поверхность породы, залегавшие на большой глубине.

Верхний структурный этаж платформ, или чехол, сложен полого залегающими неметаморфизованными слоистыми толщами — осадочными морскими и континентальными отложениями, среди которых в ряде регионов установлены вулканогенные образования трапповой формации. Породы осадочного чехла с резким угловым несогласием перекрывают фундамент. Поверхность между чехлом и фундаментом отражает самое важное структурное несогласие в пределах платформ. В разрезе некоторых платформ выделяют еще промежуточный структурный этаж, занимающий переходное положение между фундаментом и чехлом.

По возрасту, строению и истории развития континентальные платформы подразделяются на две группы: древние платформы с докембрийским фундаментом и молодые платформы, фундамент которых сформировался в основании в фанерозое.

Древние платформы занимают около 40 % площади континентов. К их числу относятся Северо-Американская, Восточно-Европейская,

¹ Денудация — снос, удаление продуктов выветривания (см. параграф 10.1).

Сибирская, Южно-Американская (Бразильская), Африканская (Африкано-Аравийская), Австралийская, Антарктическая и другие платформы (рис. 8.2). Они, как правило, ограничены красивыми швами — крупными глубинными разломами и окаймлены складчатыми поясами. Размеры их в поперечнике — тысячи километров. Так, Восточно-Европейская платформа имеет параметры 2200×2800 км, Северо-Американская — 3500×4000 км, Американская — 7000×7000 км.



Рис. 8.2. Современная тектоническая схема земной коры
(по В. С. Мильничуку, М. С. Арабаджи, 1989).

Платформы: *a* — древние (*I* — Северо-Американская, *II* — Восточно-Европейская, *III* — Сибирская, *IV* — Бразильская, *V* — Африкано-Аравийская, *VI* — Индостанская, *VII* — Восточно-Китайская, *VIII* — Южно-Китайская, *IX* — Индо-Синийская, *X* — Австралийская, *XI* — Антарктическая); молодые: *b* — эпикаледонские; *c* — эпигерцинские; *d* — области альпийской складчатости; пунктирные линии — недостоверные границы

В фундаменте древних платформ преобладают метаморфизованные (от зеленосланцевой до гранулитовой фации метаморфизма¹), интенсивно дислоцированные архейские и раннепротерозойские образования; значительно меньше распространены позднепротерозойские. Главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические сланцы, широко распространены гранитоиды. В связи с этим такой вид фундамента называют гранитогнейсовым или просто кристаллическим.

¹ Здесь и далее при ссылке на метаморфизм см. параграф 9.4.

Главными структурными элементами кристаллического фундамента являются гранит-зеленокаменные области, зеленокаменные и гранулито-гнейсовые пояса, гранитогнейсовые купола.

Зеленокаменные пояса представляют собой специфические раннедокембрейские структуры, сложенные относительно слабо метаморфизованными (не выше амфиболитовой фации), преимущественно вулканогенными толщами с преобладанием пород основного состава, превращенных в кристаллические сланцы и амфиболиты. Свое название эти структуры получили в связи с широким распространением в них зеленокамению измененных вулканитов.

В настоящее время зеленокаменные пояса установлены на всех континентах. В плане они характеризуются линейными или более сложными, извилистыми очертаниями. В поперечном сечении большинство из них имеет синклиниорное¹ строение, осложненное разломами и складками, ориентированными в основном параллельно оси структур. Протяженность поясов составляет несколько десятков — тысячи километров, а ширина — от нескольких километров до нескольких сотен километров. Мощность слагающих их осадочно-вулканогенных толщ может достигать 10–15 км.

Зеленокаменные пояса периодически зарождались на протяжении всего раннего докембра, в течение которого сменилось несколько их генераций. В структуре фундамента древних платформ они занимают различное тектоническое положение.

Раннеархейские зеленокаменные пояса в сочетании с прорывающими и деформирующими их гранитогнейсовыми куполами и интрузиями гранитоидов образуют **гранит-зеленокаменные области** — древнейшие ядра платформ, охватывающие площади в несколько десятков и сотен тысяч квадратных километров (Каапваальский кратон в ЮАР, блок Пилбара в Западной Австралии, Западная Гренландия и др.). Зеленокаменные пояса составляют в них 10–40 %, остальное приходится на граниты и гранитогнейсы.

Гранитогнейсовые куполы представляют собой овальные или округлые в плане тела 100–150 км в поперечнике, сложенные мигматизированными гранитами и гнейсами, состав которых отвечает натровым гранитоидам — таналитам и трондьемитам (рис. 8.3).

Общий структурный план гранит-зеленокаменных областей определяется преобладанием гранитогнейсовых куполов, разделенных зеленокаменными поясами, которые, занимая межкупольное положение и структурно подчиняясь их контурам, отличаются сложной морфологией

¹ Крупная сложная структура в целом синклинального строения.

(рис. 8.4). Степень метаморфизма корневых частей гранит-зеленокаменных областей может достигать гранулитовой фации. Гранит-зеленокаменные области обрамляются и наращиваются сериями линейных зеленокаменных поясов позднеархейского возраста, чередующихся с поясами и блоками, сложенными гнейсами, гранитоидами и метаосадочными породами (провинции озера Верхнего в Канаде, Йилгари в Австралии, Карельская и Олёкминская в России) (рис. 8.5).

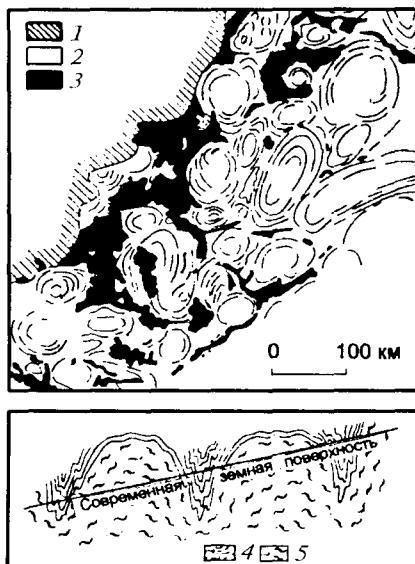


Рис. 8.3. Гранитогнейсовые купола Родезийского массива, архей
(по А. М. Макгрегору, 1951).

Внизу — форма гранитогнейсовых куполов в вертикальном сечении, Балтийский щит
(по Н. Эдельману, 1960). 1 — чехол молодых отложений; 2 — гранитогнейсовые
купола; 3 — зеленокаменные пояса; 4 — кристаллические сланцы; 5 — мигматизиро-
ванные граниты и гнейсы

Раннепротерозойские зеленокаменные пояса (протогеосинклинали) обычно занимают секущее положение по отношению к архейским структурам, располагаясь по границам древних ядер платформ или их составных частей (Циркум-Унгавский в Канаде, Амазар-Гилюйский и Унахинский на Сибирской платформе, Печенга-Имандра-Варзугский на северо-западе Восточно-Европейской платформы и др.).

Гранулито-гнейсовые пояса, классическим примером которых может служить Лапландский пояс Балтийского щита, разделяют крупные блоки кристаллического фундамента. Предполагается, что их образование связано со столкновениями литосферных плит. Протяженность гранулито-гнейсовых поясов достигает 1200 км при ширине от 30–40

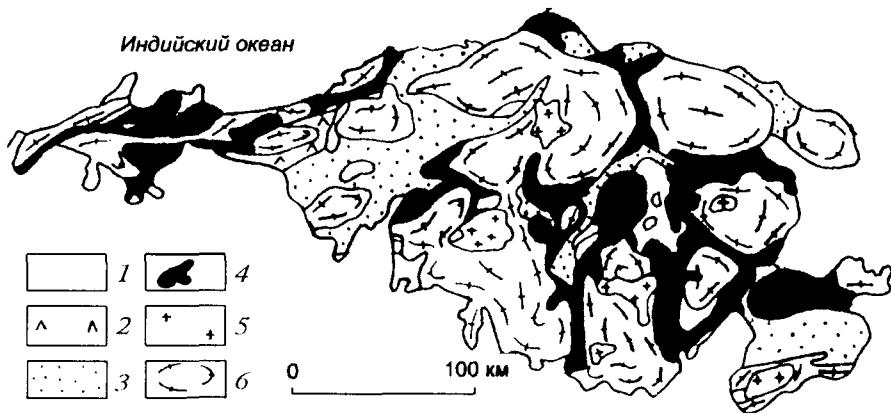


Рис. 8.4. Схема геологического строения гранит-зеленокаменной области Пилбара (по А. Н. Хикману, 1975): 1 – постархейские породы; 2–4 зеленокаменные пояса: 2 – группа Уим-Кирк, 3 – группа Гордж-Кирк, 4 – группа Уарравуна; 5 – посттектонические граниты; 6 – гранитогнейсовые купола

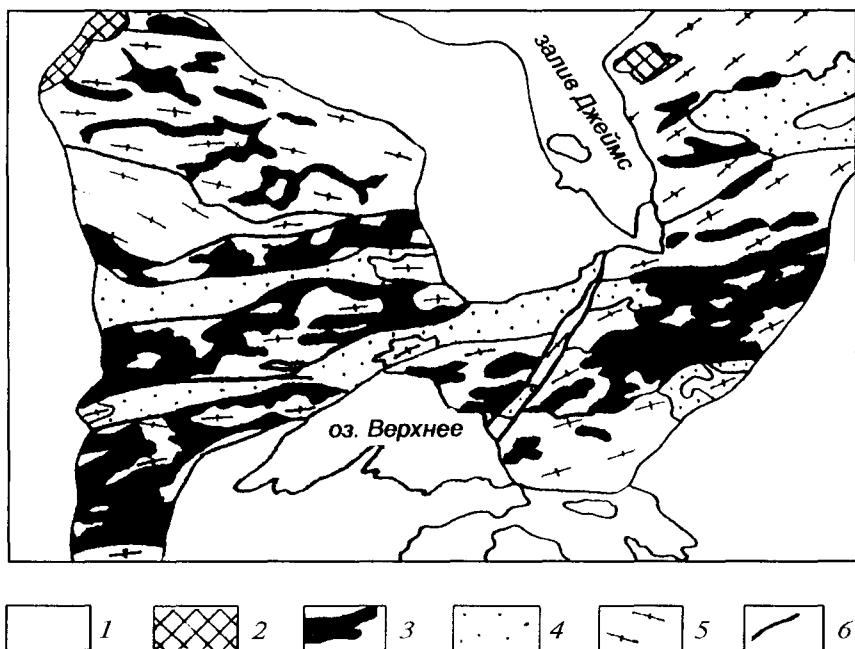


Рис. 8.5. Схема геологического строения провинции озера Верхнего (по К. Конди, 1983): 1 – постархейские образования; 2 – высокометаморфизованные супракrustальные породы; 3 – зеленокаменные пояса; 4 – метаосадочные породы; 5 – гнейсовые комплексы и граниты; 6 – разломы

до 100–220 км. Появляются эти структуры в конце архея и получают широкое развитие в протерозое, но в их строении значительное участие принимает архейский материал. От зеленокаменных поясов они отличаются более интенсивными многофазными складчатыми деформациями, широким развитием покровно-надвиговых структур, более высокой степенью метаморфизма (гранулитовая фация), более широким проявлением гранитизации и гранитообразования.

Наряду с гранулито-гнейсовыми поясами в кристаллическом фундаменте древних платформ выделяют крупные площадные выступы высокометаморфизованных гранулито-гнейсовых комплексов, представляющие собой глубоко эродированные части гранит-зеленокаменных областей (Центрально-Алданский мегаблок Сибирской платформы, блок Саут-Вестерн провинций Йилгарн в Австралии и др.).

Значительные *площади фундамента* древних платформ перекрыты неметаморфизованными отложениями *платформенного чехла* мощностью 3–5 км, а в некоторых случаях 15–18 км и более. Состав отложений разнообразен, но чаще всего преобладают осадочные породы морского и континентального происхождения, образующие выдержаные на большой площади пласти и толщи (см. рис. 8.1). Весьма характерны карбонатные породы — известняки, песчаный мел, доломиты, мергели, широко распространены пески, глины, песчаники, аргиллиты, реже встречаются конгломераты, эвалориты¹, угленосные отложения, фосфориты. Кроме того, в состав чехла могут входить покровы континентальных базальтов (платобазальты) и изредка кислые вулканиты (см. параграф 9.3). Для многих платформ типичны покровно-ледниковые отложения (см. параграф 10.6).

Молодые платформы занимают значительно меньшую площадь континентов (около 5 %) и располагаются либо по периферии древних платформ, как Восточно- и Западно-Европейские, Восточно-Австралийская и Патагонская, либо между ними, например Западно-Сибирская платформа между древними Восточно-Европейской и Сибирской. Рельеф молодых платформ — равнины и низменности — аналогичен таковому древних платформ. От последних они отличаются большей дислокированностью чехла, меньшей степенью метаморфизма пород фундамента и значительной унаследованностью структур чехла от структур фундамента.

Фундамент молодых платформ составляют испытавшие денудацию складчатые пояса, закончившие свое развитие в позднем силуре — сред-

¹ Эвалориты — хемогенные осадки, выпавшие на дно бассейна в результате пересыпания растворов.

нем девоне (каледонские), в поздней перми — среднем триасе (герцинские) или в ранней — средней юре (киммерийские). Они сложены в основном фанерозойскими осадочно-вулканогенными породами, испытавшими складчатые деформации и слабый (зеленосланцевая фация) или даже только начальный метаморфизм, хотя встречаются и блоки глубоко метаморфизованных докембрийских пород, составлявшие некогда микроконтиненты в подвижных поясах фанерозоя.

Граниты и другие интрузивные образования играют подчиненную роль в составе этого фундамента, который в отличие от фундамента древних платформ называется не кристаллическим, а *складчатым*. От чехла он отличается не столько метаморфизмом, сколько высокой дислокированностью. В зависимости от возраста завершающей складчатости этого фундамента молодые платформы или их части подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские, эпикиммерийские (см. рис. 8.2).

Осадочный чехол молодых платформ имеет в основном юрско- или мел-четвертичный возраст и значительно меньшую мощность, редко превышающую 2–3 км.

Наиболее крупными структурами континентальных платформ, которые выделяются по положению фундамента, являются *щиты* и *плиты* (рис. 8.6, 8.7).

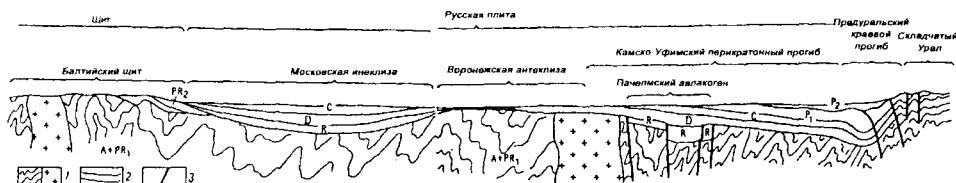


Рис. 8.6. Схема главнейших элементов строения древней платформы на примере Восточно-Европейской платформы (по М. В. Муратову): 1 — кристаллический фундамент платформы; 2 — доплитный (рифей) и плитный (девон, карбон, пермы) комплексы; 3 — разломы

Щиты характерны для древних платформ. Это крупные, в тысячу и более километров в поперечнике, площади выхода на поверхность платформенного фундамента. В течение большей части истории геологического развития они испытывают устойчивое воздымание (и, следовательно, денудацию), лишь изредка и ненадолго покрываясь мелким морем. Примерами этих структур служат Алданский, Анабарский, Балтийский, Канадский, Украинский щиты. В зарубежной литературе для архейских щитов или их частей часто употребляется название «кратон» (кратоны Каапваальский, Сьюпирор, Слейв, Северо-Атлантический и т. д.). Менее крупные выходы на поверхность фундамента,

длительное время перекрывавшиеся осадками, называют кристаллическими массивами (например, Воронежский массив); они обычно образуют ядра антеклиз.

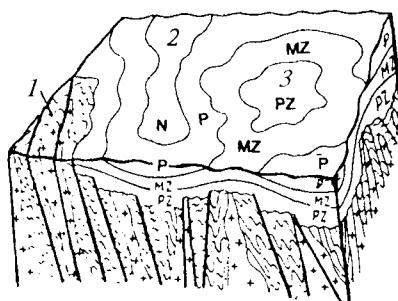


Рис. 8.7. Основные структуры платформ (по В. С. Мильничку, М. С. Арабаджи, 1989): 1 — щит, 2—3 — плита: 2 — синеклиза, 3 — антеклиза

Плиты — части платформ с развитым осадочным или вулканогенно-осадочным чехлом, обладающие тенденцией к опусканию (Западно-Сибирская, Русская, Скифская, Аравийская и др.). По площади они не уступают щитам или даже превосходят их. Фундамент молодых платформ целиком или почти целиком перекрыт чехлом, и по этой причине их часто называют просто плитами.

Помимо щитов и плит в структуре платформ нередко выделяются зоны *перикратонных опусканий* — окраинные перикратонные прогибы (см. рис. 8.6). Такие зоны наиболее отчетливо выражены между щитами и подвижными поясами (Ангаро-Ленская зона Сибирской платформы, зона Великих Равнин между Канадским щитом и Скалистыми горами). Зоны перикратонных опусканий характеризуются пологим моноклинальным или ступенчато-моноклинальным погружением фундамента в сторону смежных подвижных поясов. Эти зоны представляют внутренние части пассивных континентальных окраин (отвечают внутреннему шельфу) и отличаются повышенной мощностью (до 10–12 км) морских осадков по сравнению с плитами.

В пределах плит как древних, так и молодых платформ выделяют более мелкие структурные элементы — *антеклизы*, *синеклизы* и *авлакогены* (см. рис. 8.6, 8.7). Эти структуры сложены породами платформенного чехла, но их морфология во многом определяется строением поверхности фундамента.

Антеклизы представляют собой пологие поднятия в сотни километров в попечнике, имеющие форму сводов с утоненным (мощностью не более 1–2 км) чехлом и приподнятым фундаментом (см. рис. 8.7). Разрез чехла обычно изобилует перерывами в осадконакоплении и сло-

жен мелководными или континентальными отложениями. Иногда в центре антеклиз имеются относительно небольшие выходы фундамента (Воронежская антеклиза Русской плиты, Оленекская антеклиза в Сибири, Каракумская — в Средней Азии и др.). В некоторых случаях антеклизы являются как бы многовершинными; эти вершины именуются сводами (Татарский и Токмоковский своды Волго-Уральской антеклизы).

Синеклизы — это обширные, пологие, почти плоские прогибы, под которыми фундамент опущен, а мощность чехла достигает 3–5 и более километров (Московская, Тунгусская, Амударьинская и другие синеклизы). Они отличаются более полным и глубоководным разрезом осадочного чехла. Подобно тому как антеклизы могут распадаться на несколько сводов, синеклизы могут состоять из нескольких впадин, разделенных сводами или седлами. Несколько таких впадин различают в пределах Тунгусской синеклизы. Синеклизы обычно граничат с антеклизами или со щитами. Встречаются они и в пределах самих щитов. Углы наклона слоев в пределах синеклиз и антеклиз, как правило, не превышают 1°.

Авлакогены (от греч. — бороздой рождение) — линейные грабен-прогибы¹, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине в десятки, иногда более сотни километров и выполненные мощными толщами осадков, а нередко и вулканитов, среди которых особенно характерны базальты повышенной щелочности. Среди осадков типичны соленосные и угленосные формации. Развитие авлакогенов сопровождается опусканием фундамента и одновременным формированием платформенного чехла. Глубина залегания фундамента нередко достигает 10–12 км, а кора и литосфера в целом утонены, что объясняется подъемом разуплотненной мантии. Такое глубинное строение характерно для континентальных рифтов. Их древней и погребенной разновидностью — палеорифтами — авлакогены и являются. Примерами авлакогенов могут служить Тиманская, Пачелмская (см. рис. 8.6) и Днепрово-Донецкая структуры. Авлакогены чаще всего формировались в рифеях и слагают нижний структурный подъярус платформенного чехла.

В верхней части чехла авлакогены могут быть выражены развитыми над ними синеклизыми или зонами складчатости с образованием валов. Валы представляют собой пологие линейные поднятия протяженностью в несколько десятков километров; как правило, они состоят из более мелких антиклинальных структур. В осевой части широких

¹ Грабен — опущенный участок земной коры, отделенный от смежных участков разломами, чаще всего сбросами.

авлакогенов нередко наблюдаются горстовые поднятия¹, как, например, Сунтарский горст в Вилюйском авлакогене. В пределах авлакогенов и глубоких синеклиз с мощными соленоносными толщами широко распространены соляные диапиры — купола и валы (например, в Днепрово-Донецком авлакогене и Прикаспийской синеклизе).

8.2. ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА

Как уже отмечалось, среди подвижных поясов континентов различают складчатые пояса, эпиплатформенные орогены и рифты.

Складчатые пояса — линейные планетарные структуры протяженностью во многие тысячи километров и шириной, как правило, более 1000 км, занимают окраинно-континентальное или межконтинентальное положение, разделяя и обрамляя континентальные платформы (Тихоокеанский, Урало-Охотский, Средиземноморский, Северо-Атлантический, Арктический пояса) (рис. 8.8). Прежде их называли геосинклинальными или геосинклинально-орогенными, складчатыми геосинклинальными поясами, а в современной литературе — просто складчатыми или орогенными, имея в виду первичный (эпигеосинклинальный в прежней терминологии) орогенез², непосредственно сменяющий режим преобладающих погружений и накопления морских осадков. Эти очень сложные и разнообразные по строению и развитию структуры (рис. 8.9), включающие фрагменты континентов, островных дуг, образований ложа океана и окраинных морей, начали формироваться в рифее (1–0,85 млрд лет назад), имеют длительную историю развития с неоднократной сменой тектонических обстановок и представляют собой орогенные покровно-складчатые сооружения с повышенной мощностью континентальной коры (70–75 км) и сильно расчлененным рельефом. Они сложены мощными (20–30 км) толщами вулканогенных и осадочных пород, интенсивно смятыми в складки и перемещенными относительно друг друга, часто по пологим зонам разломов. Это тектонически активные области континентов с большим размахом и контрастностью тектонических движений, отличающиеся высокой сейсмичностью и интенсивно проявленными процессами магматизма и метаморфизма (см. параграфы 9.1, 9.3 и 9.4). Для них характерны значительные скорости и амплитуды тектонических движений.

¹ Горст — участок земной коры, занимающий приподнятое положение и ограниченный взбросами или сбросами.

² Орогенез — движение, создающее горы.

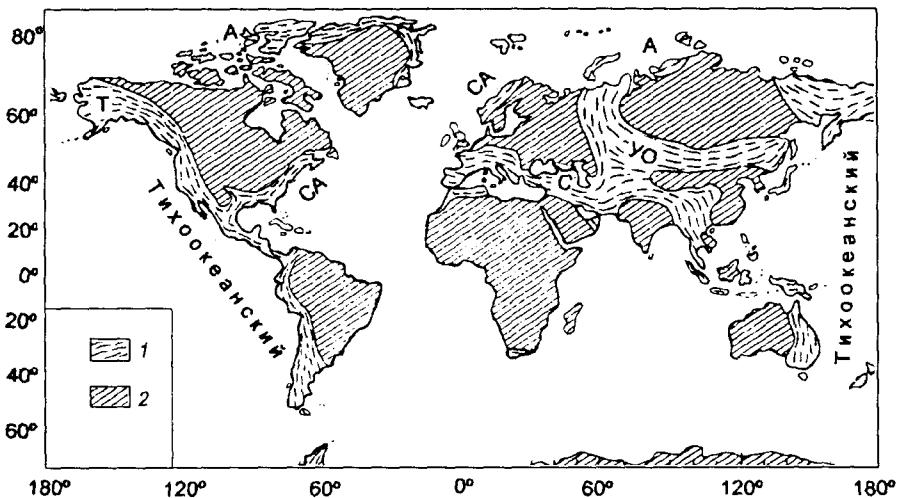


Рис. 8.8. Главные складчатые пояса фанерозоя (по К. Сайферту, Л. Сиркину, 1979) с изменениями: 1 — складчатые пояса (Т — Тихоокеанский, УО — Урало-Охотский, С — Средиземноморский, СА — Северо-Атлантический, А — Арктический); 2 — древние платформы (кратоны) и их фрагменты

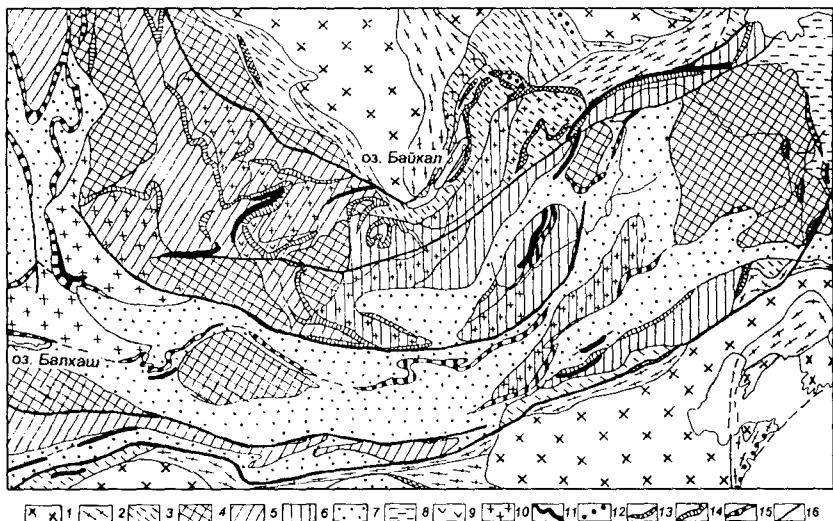


Рис. 8.9. Схема строения Монголо-Охотской складчатой области Урало-Охотского пояса (Н. Л. Добрецов, 1986, с упрощениями): 1, 2 — кристаллический фундамент платформ: раннеархейского (1) и раннепротерозойского (2) возраста; 3 — позднедокембрийские складчатые области (байкалиды); 4 — докембрийские массивы в фанерозойских складчатых областях; 5–8 — складчатые области: ранне- (5) и позднекаледонские (6), герцинские (7), киммерийские (8); 9, 10 — области распространения островодужных формаций (9) и коллизионных гранитондов (10); 11 — глаукофановые сланцы; 12 — эклогиты; 13–15 — пояса офиолитов (реликтов океанической коры): 13 — байкальские, 14 — каледонские, 15 — герцинские; 16 — разломы

От соседних континентальных платформ складчатые пояса отделяются прогибами, наложенными на опущенные края этих платформ (в случае сочленения с плитой), либо краевыми швами (рис. 8.10), представленными глубинными разломами или зонами пологих надвигов — шарьяжей, вдоль которых пояса оказываются непосредственно надвинутыми на щиты платформ на десятки, реже сотни километров.

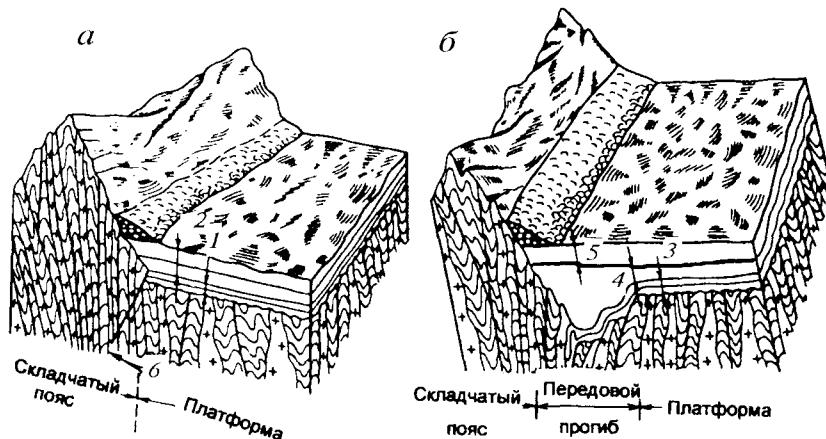


Рис. 8.10. Схема сочленения платформы со складчатым поясом (по В. С. Мильничуку, М. С. Арабаджи, 1989): *а* — посредством краевого шва; *б* — посредством передового прогиба. Породы накопленные: 1 — до горообразования; 2 — после горообразования; 3 — до орогенеза; 4 — во время орогенеза; 5 — после орогенеза; 6 — краевой шов

Долгое время в геологии господствовала геосинклинальная концепция развития подвижных поясов, основанная на представлениях о том, что складчатые системы закономерно возникают в результате эволюции линсийных зон интенсивного погружения и осадконакопления, получивших название геосинклиналей. Учение о геосинклиналях зародилось в Америке во второй половине XIX в. (Дж. Холл, 1859; Дж. Дэна, 1873), а в дальнейшем развивалось многими зарубежными и отечественными учеными — М. Берtrandом, Г. Штилле, Дж. М. Кэйем, Ж. Обуэном, А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, В. В. Белоусовым, А. Л. Яншиным, А. А. Богдановым, М. В. Муратовым, В. Е. Хайнем, Э. Огом, Э. Краусом, Э. Арганом, Р. Штаубом и др.

В рамках учения о геосинклиналях была разработана довольно стройная концепция стадийного их развития по пути превращения морского бассейна в свою противоположность — складчатое сооружение — ороген.

Однако последующие научные открытия, особенно в области геологии океана, выявили в этих представлениях ряд недостатков (неверная интерпретация геодинамики развития океанских бассейнов, отрицание

важной роли горизонтальных движений — растяжения и сжатия, не- применение метода актуализма, излишний детерминизм — признание единой схемы развития геосинклиналей и т. д.) и создали объективные предпосылки для разработки принципиально новой актуалистической концепции — *тектоники литосферных плит*, получившей в настоящее время широкое признание среди геологов мира.

Еще в начале XX в. Ф. Тейлором и А. Вегенером была предложена гипотеза дрейфа материков, положившая начало новому направлению в геотектонике — мобилизму, допускавшему, в противоположность фиксизму, крупные горизонтальные перемещения континентальных масс. Основы современной тектоники литосферных плит разработаны в 1961–1968 гг. усилиями американских, английских, канадских и французских геофизиков и геологов (Г. Хесс, Р. Дитц, Б. Айзекс, Дж. Оливэр, Л. Сайкс, Дж. Морган, Д. Маккензи, Ф. Паркер, К. Ле Пиньон, Дж. Дьюи, Дж. Берд, У. Диккинсон, Дж. Т. Уилсон и др.).

В России существенный вклад в развитие тектоники литосферных плит внесли В. Е. Ханин, Л. П. Зоненшайн, Н. Л. Добрецов, Ч. Б. Борукаев, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков.

С позиций тектоники литосферных плит вместо фиксистского объяснения развития складчатых поясов (геосинклиналей) только процессами в мантии, происходящими непосредственно в основании поясов с преобладанием вертикальных тектонических движений без сколько-нибудь существенного растяжения и сжатия, в качестве первопричины выступают перемещения литосферных плит, вызывающие сначала растяжение и раздвиг континентальной коры с новообразованием и разрастанием коры океанского типа — рифтогенез и спрединг¹, а затем сжатие — субдукцию (поддвиг) океанской коры под континентальную, аккрецию² и коллизию³ поясов со всеми сопутствующими явлениями — складчатостью, метаморфизмом, гранитизацией и горообразованием.

Складчатые пояса в их геологическом прошлом (на определенных стадиях развития) представляли собой активные окраины континентов и межконтинентальные пространства с достаточно сложным строением, включавшим элементы пассивных окраин, окраинные глубоководные моря, островные дуги с задуговыми, междууговыми и преддуговыми прогибами, глубоководные желоба (все это ранее описывалось как

¹ Спрединг — процесс растяжения литосферы и расхождения литосферных плит, вызывающий расширение площади океана благодаря поступлению нового магматического материала.

² Аккреция — в настоящем случае — присоединение к окраинам континентов тектонических блоков (террейнов) и островодужных сооружений.

³ Коллизия — столкновение континентов, континента с островной дугой и т. д.

частные геосинклинали и геоантиклинали), срединно-океанские хребты, микроконтиненты («срединные массивы»), которые впоследствии в результате конвергенции (схождения) превращались в складчато-орогенные сооружения.

Развитие поясов приводит к преобразованию тонкой океанской коры в мощную континентальную и наращиванию континентов, вследствие чего их называют первичными орогенами. После завершения развития и денудации складчатые пояса образуют фундамент молодых платформ. Современными, развивающимися аналогами этих структур являются окраинно-континентальные подвижные пояса, охватывающие зоны перехода между океанами и континентами, подробно рассмотренные в главе 12.

Складчатые пояса подразделяются на *складчатые области* — крупные отрезки поясов, различающиеся историей развития, строением и отделенные друг от друга крупными поперечными разломами или перекрёстками (например, Восточно-Казахстанская, Алтае-Саянская и Монголо-Охотская области Урало-Охотского пояса).

В пределах областей выделяются *складчатые системы* — отчетливо линейные структуры протяженностью более тысячи километров, разделяющиеся жесткими блоками земной коры — срединными массивами (Уральская, Южно- и Северо-Тяньшанская системы, Большой Кавказ и др.). В складчатых системах различают внутренние (эвгеосинклинальные) и внешние (миогеосинклинальные) зоны. Внутренние зоны, заложенные на океанской коре, характеризуются высокой вулканической и интрузивной активностью и большой мощностью отложений. В их пределах широко развиты *офиолиты*¹ — реликты океанской коры, граувакки, кремнистые и вулканогенные породы.

Внешние зоны формируются на континентальной коре прилегающей платформы в условиях внешнего шельфа и континентального склона и, как правило, отличаются отсутствием магматизма. В их пределах преобладают терригенные и карбонатные отложения.

Срединные массивы чаще всего представляют собой фрагменты континентальных платформ, за счет раздробления которых возникли складчатые области (пояса), и по аналогии с подобными структурами в современных океанах получили название микроконтинентов. Форма срединных массивов обычно угловато-изометрична при ширине порядка нескольких сотен километров, реже более 1000 км. Крупные срединные массивы отличаются большой устойчивостью и приближаются к настоящим платформам (Таримский, Индосинийский массивы).

¹ Офиолиты — ассоциация ультраосновных и основных интрузивных, эфузивных, а также осадочных пород.

Складчатые системы состоят из отдельных синклиниориев и антиклиниориев (рис. 8.11). Синклиниории — отрицательные структуры, испытавшие длительное погружение и интенсивную складчатость на завершающих стадиях развития. Они обычно характеризуются большими мощностями вулканогенных и осадочных толщ, преобладанием тонкообломочных пород, полнотой стратиграфического разреза без длительных перерывов и резких несогласий. Зеркало складчатости (условная поверхность, огибающая вершины складок) в синклиниориях имеет вогнутую форму (рис. 8.11в).

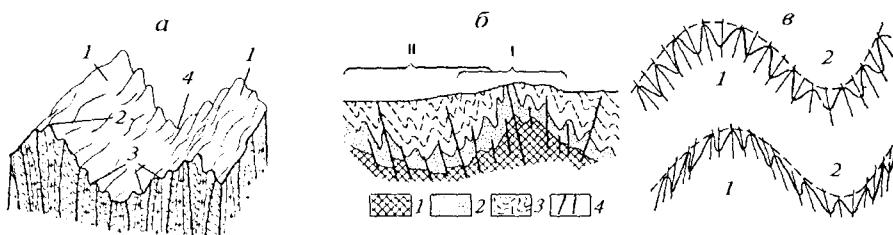


Рис. 8.11. Основные структуры складчатых систем: *а* — блок-диаграмма складчатой системы: 1 — антиклиниории, 2 — антиклинали, 3 — синклинали, 4 — синклиниории; *б* — антиклиниорий (I) и синклиниорий (II) в разрезе: 1 — палеозой, 2 — триас, 3 — юра и мел, 4 — разломы; *в* — зеркало складчатости: 1 — антиклиниория, 2 — синклиниория

Антиклиниории — положительные складчатые структуры, разделяющие синклиниории и граничащие с ними обычно по крупным разломам. В отличие от синклиниориев им свойственны преобладание положительных движений над отрицательными, меньшие мощности толщ, преимущественное распространение грубообломочных пород, сокращенные разрезы с частыми перерывами и несогласиями. Складки, образующие антиклиниории, имеют общую антиклинальную форму и выпуклое зеркало складчатости. Антиклиниории и синклиниории, в свою очередь, состоят из большого числа антиклиналей и синклиналей разных размеров (см. рис. 8.11).

Эпиплатформенные орогены (внутриконтинентальные орогенные пояса) образуются на месте территорий, длительное время представлявших собой платформу, то есть их формированию предшествовал платформенный этап развития, вследствие чего они получили название вторичных орогенов («возрожденные горы», по В. А. Обручеву), а процессы, в результате которых возникали эти структуры, называют *тектонической активизацией платформ*.

Тектоническая или тектономагматическая активизация происходила неоднократно, начиная с позднего докембра до неоген-четвертичного

времени, в большинстве случаев совпадая с фазами орогенеза в складчатых поясах. Эпиплатформенные орогенные пояса обычно обладают горным рельефом, в котором хребты чередуются с межгорными впадинами, а по высоте в общем не уступают горным сооружениям складчатых поясов. В целом это сводово-глыбовые постройки, состоящие из мегантиклиналей и мегасинклиналей (рис. 8.12). От платформенных областей они могут быть отделены предгорными впадинами, которые, так же как и межгорные впадины, сложены монцными (10–12 км и больше) толщами континентальных, преимущественно грубообломочных отложений. Кора эпиплатформенных орогенов относится к континентальному типу и обычно имеет мощность 50–60 км. Сейсмичность, как правило, высокая, но магматическая активность (вулканизм и гранитоидные интрузии) свойственна не всем эпиплатформенным орогенам, нередко проявляясь лишь в виде базальтовых излияний, а местами она и вовсе отсутствует.

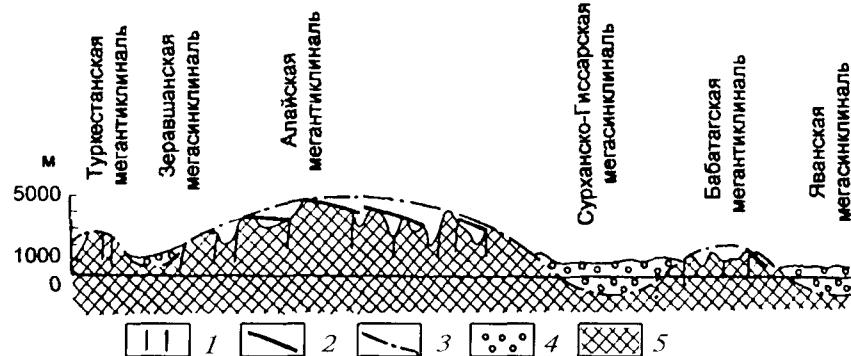


Рис. 8.12. Тип структур эпиплатформенного орогенного пояса Тянь-Шаня, восстановленный по деформациям мезо-кайнозойских поверхностей выравнивания. Южный Тянь-Шань (по Н. П. Костенко): 1 — разломы; 2 — поверхности выравнивания; 3 — складки первого порядка (мегантиклинали и мегасинклинали); 4 — отложения неогена-антропогена; 5 — донеогеновые образования

Среди современных эпиплатформенных орогенов различаются три основных типа. Главный из них представлен структурами, непосредственно примыкающими к складчатым поясам (*перигеосинклинальные вторичные орогены*, по В. Е. Хаину). Образование их связано с орогенезом в смежных складчатых поясах и протекает в условиях сжатия. Наиболее крупным и типичным представителем этих структур является Центральноазиатский пояс, включающий горные системы Алтая, Тянь-Шаня, Гиндукуша, Памира, Прибайкалья, Забайкалья, Становой Хребет, Хинган, Кунылунь, Циньлин, Тибетское нагорье. К этому же типу

принадлежат Восточные скалистые горы и плато Колорадо в Северной Америке, восточные кордильеры Анд и Сьерра-Пампа в Аргентине, Передовой хребет Большого Кавказа, Горный Крым, Юрские горы, тяготеющие к западной части Альпийско-Гималайского пояса.

К другому типу относятся эпиплатформенные орогены, располагающиеся в пределах пассивных окраин континентов (*периокеанские*), такие как Аппалачи, Скандинавские горы, Мозамбикский пояс Восточной Африки, Атлантический пояс Бразилии. Предполагается, что они образовались в результате напряжений сжатия, источником которых являлись рифтовые зоны срединно-океанских хребтов.

Особый тип эпиплатформенных орогенов составляют *линейные и изометричные поднятия* в глубине платформы, вдали от складчатых поясов и океапов (*внутриплатформенные вторичные орогены*). К числу линейных поднятий относятся Уральский и Тиманский кряжи, а к изометричным — плато Деканское на Индостанской, Путарано на Сибирской и Карру на Африканской платформах. Возникновение линейных орогенов связывается со сжимающими напряжениями вдоль древних швов внутри платформ, а изометричных — с выступами астеносферы¹ и восходящими конвективными течениями в мантии.

Континентальные рифты (от англ. *rift* — расщелина, ущелье) — это системы сейсмически активных грабенов-прогибов, возникших в результате растяжения и уплотнения литосферы, сопровождаемого на глубине выступами астеносферного слоя или мантийными струями, обусловившими подъем повышенного теплового потока и активную магматическую деятельность. В большинстве своем они сформировались в неоген-четвертичное время на месте крупных сводовых поднятий континентальной коры (рис. 8.13). Однако в последние годы все чаще выявляются рифты палеозойского и даже докембрийского возраста. Образование рифтов также можно отнести к процессам тектонической активизации платформ. Активным рифтовым зонам континентов присущи расчлененный рельеф, сейсмичность, вулканизм, которые отчетливо контролируются крупными разломами, преимущественно сбросами.

Центральное положение в рифтовой зоне обычно занимает долина шириной 40–50 км, ограниченная сбросами, нередко образующими ступенчатые системы. Такая долина иногда протягивается вдоль сводового поднятия земной коры (например, Кенийский рифт), но может формироваться и без него. В пределах рифтовой долины развиты осадочные и магматические комплексы мощностью 7–10 км; по краям рифтов — поля лавовых покровов. Осадочные толщи обычно континентального, реже

¹ Астеносфера — подстилающий литосферу слой верхней мантии, обладающий пониженной вязкостью.

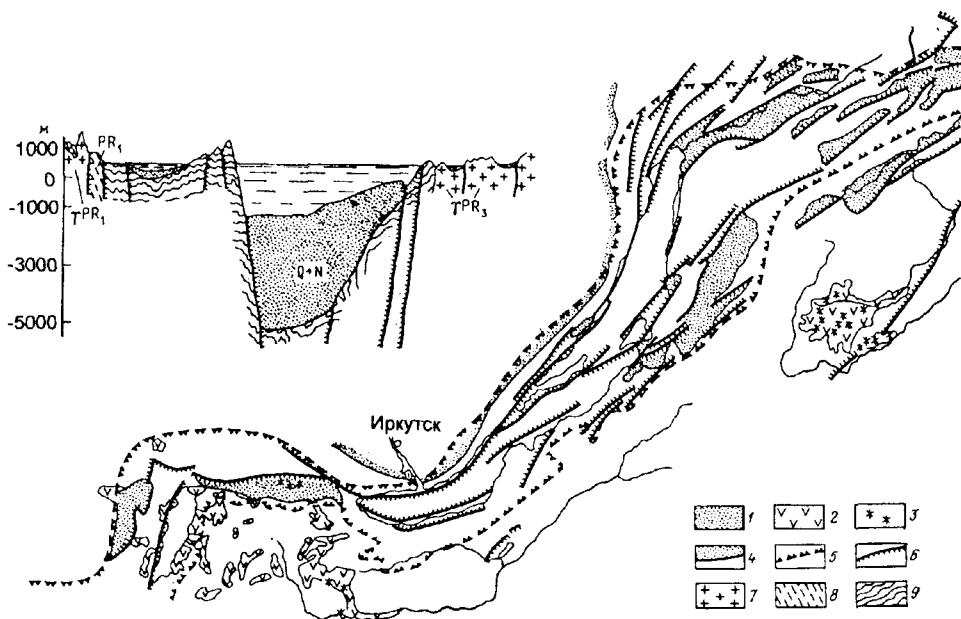


Рис. 8.13. Строение Байкальской рифтовой зоны (по В. П. Солоненко и И. А. Флоренсову, 1968, с изменениями): 1 — неоген-четвертичное осадочное выполнение рифтов; 2 — неоген-четвертичные платообазальты; 3 — потухшие четвертичные вулканы; 4 — край Сибирской платформы; 5 — контуры сейсмического пояса с интенсивностью землетрясений до $M = 6,5$; 6 — сбросы; 7 — граниты (протерозой); 8 — метаморфический нижний протерозой; 9 — архей (мраморы, сланцы, гнейсы)

морского происхождения. Магматические образования представлены вулканитами основного, щелочного, в меньшей степени кислого состава и их интрузивными гомологами.

Тектонические блоки на обрамлении рифта бывают приподняты до отметок 3000–3500 м и более. Нередко рифты осложнены продольными или диагональными приподнятыми блоками — горстами. Протяженность континентальных рифтов — сотни и даже тысячи километров при ширине от первых километров до десятков и сотен километров. Наиболее известными представителями этих структур являются Восточно-Африканский пояс, Байкальский (см. рис. 8.13) и Рейнский рифты. Как уже отмечалось, древними аналогами рифтов являются авлакогены.

8.3. ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Термин *глубинный разлом* был предложен А. В. Пейве в 1945 г. для региональных и планетарных разрывных структур земной коры, обладающих большой протяженностью и значительной глубиной заложе-

ния, с которыми в течение длительного периода времени связаны интенсивные тектонические, магматические и метаморфические процессы. Но само учение о глубинных разломах возникло раньше, когда У. Хоббс в опубликованной в 1911 г. работе показал, что основные направления рельефа земной поверхности и многих тектонических структур определены первоначальной сетью разломов (линеаментов), закономерно ориентированной относительно оси вращения Земли. Важное значение таких разломов в строении земной коры отмечали А. П. Карпинский, Э. Зюсс, В. А. Обручев, а позже Н. Г. Кассин, В. А. Николаев, В. П. Нехорошев, Е. А. Кузнецов и многие другие отечественные и зарубежные ученые.

Однако лишь в 1945 г. после опубликования работы А. В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях» учение о глубинных разломах получило четко выраженное оформление и начало быстро развиваться. Его дальнейшая разработка позволила установить смещение вдоль глубинных разломов крупных блоков земной коры и литосферных плит и объяснить этим развитие разрывов, возникновение складок, вулканизм и интрузивный магmatизм. Были намечены глобальные закономерности размещения и ориентировки крупных (планетарных) линий разломов (линеаментов), главными направлениями которых считаются сопряженные ортогональная (меридионального и широтного простирания) и диагональная (северо-западного и северо-восточного простирания) системы, образующие в совокупности регматическую сеть, связанную с перестройкой фигуры Земли при изменении скорости или положения оси ее вращения.

В пределах континентов глубинные разломы разделяют крупные блоки земной коры, различающиеся тектоническим режимом, структурой и историей развития (рис. 8.14). Они пересекают как платформы, так и складчатые пояса. Протяженность глубинных разломов исчисляется сотнями и тысячами километров. Так, Джалаир-Найманский разлом в Казахстане протягивается на 750 км, Эльбисийский линеамент в Центральной Европе прослеживается в юго-восточном направлении на 1600 км, Главный Уральский разлом имеет протяженность более 2000 км.

На поверхности и в верхних частях земной коры глубинные разломы выражены зонами (поясами) тектоно-метаморфического преобразования горных пород (*зонами динамического влияния разломов*, по С. И. Шерману) шириной от нескольких километров до десятков километров, в пределах которых наблюдается концентрация крупных продольных разрывов и сопровождающих их более мелких смещений и трещин, проявлений различных форм магматизма, интенсивной складчатости

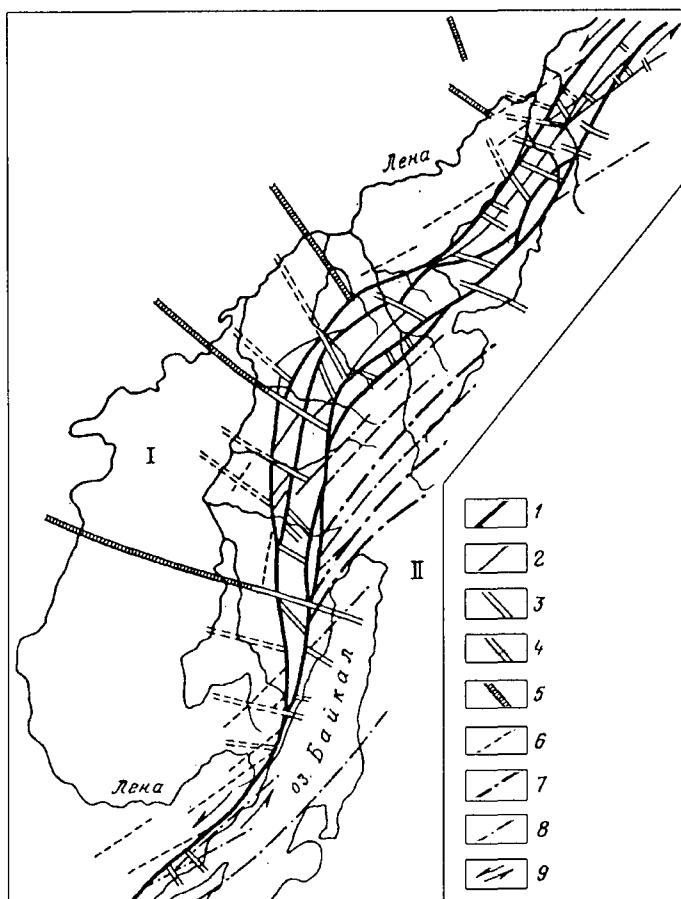


Рис. 8.14. Схема строения Северо-Байкальского глубинного краевого шва (по В. А. Наумову, 1974): I — Сибирская платформа;

II — Байкальская складчатая область. 1 — глубинные разломы краевого шва (взбросы, надвиги, сбросы); 2 — продольные и диагональные разрывы сколового типа; 3 — поперечные разрывы нарушения отрыва (сбросы, сбросо-сдвиги); 4 — разломы отрыва в фундаменте (пунктир) по геофизическим данным; 5 — те же, но интрудированные трапповой магмой; 6 — мелкие разрывы в чехле платформы; 7 — глубинные разломы складчатой области (взбросы, сбросы); 8 — крупные и мелкие разрывы складчатой области; 9 — направление сдвиговых смещений по краевому шву

и динамометаморфизма¹ (рис. 8.15). Блоки пород, зажатые между отдельными разрывами, подвергаются кливажу и рассланцеванию, вплоть до образования динамосланцев. Часто в зонах разломов сосредоточиваются узкие линейные складки, прямые или наклонные и опрокинутые

¹ Динамометаморфизм — преобразование горных пород под воздействием тектонических сил без участия магмы.

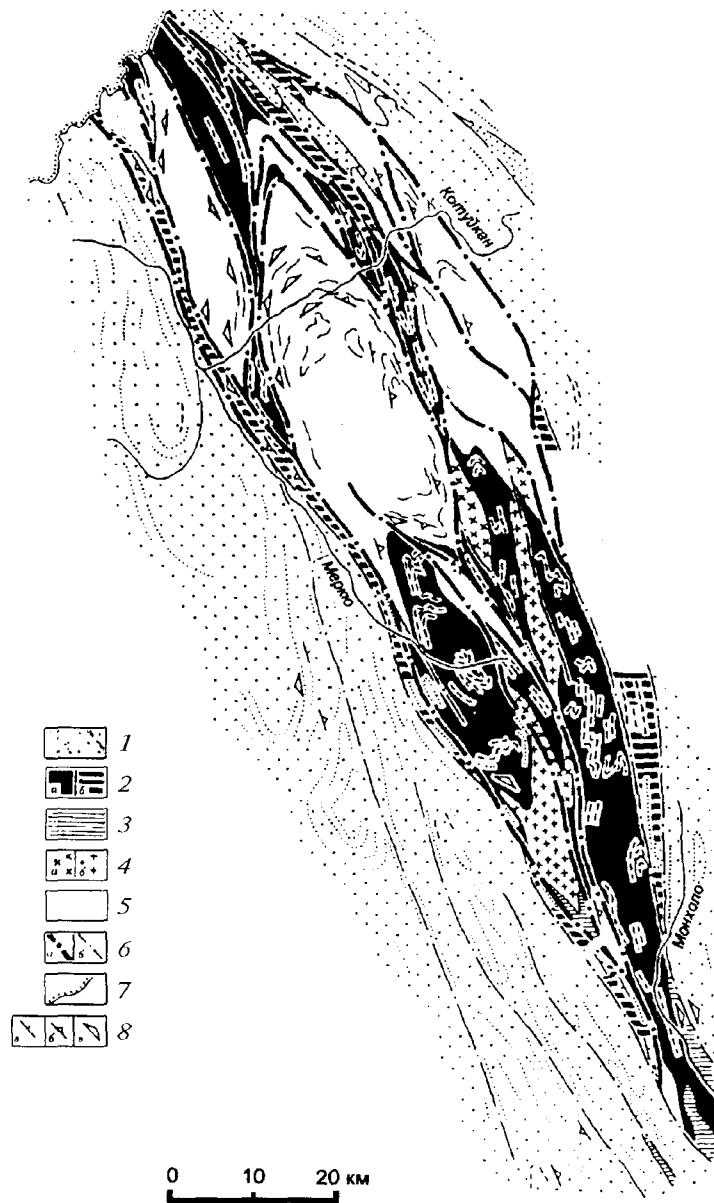


Рис. 8.15. Схема геологического строения Котуйкан-Монхолинской зоны глубинного разлома (по В. С. Рачкову, 1988): 1 — архейские метаморфические породы Анабарского щита; 2–3 — тектониты, мигматиты и диафториты: 2 — амфиболитовой фации метаморфизма (*a* — площадного, *b* — локального распространения), 3 — зеленосланцевой фации; 4 — гранитоиды (*a* — гранодиориты, *b* — граниты); 5 — апортозиты и сопровождающие их породы; 6 — линейные зоны тектонитов (*a* — милонитов, *b* — катахлазитов); 7 — граница Анабарского щита; 8 — элементы залегания полосчатости (*a* — крутые (> 80°), *b* — наклонные (50–80°), *c* — пологие (< 50°))

в соответствии с направлением перемещения крыльев разломов. Характерны *дайковые пояса*, интрузии разного состава, в том числе иультраосновные. Наличие последних является одним из признаков глубинности разломов. Весьма показателен контроль зонами разломов вулканической деятельности, что выражается в линейном расположении цепочек вулканических центров. К зонам разломов на глубине приурочены гипоцентры землетрясений, магматические очаги и протрузии серпентинизированных пород мантии. В геофизических полях глубинные разломы выражаются гравитационными ступенями и линейными положительными магнитными аномалиями.

По глубине проникновения глубинные разломы можно разделить на коровые, литосферные и мантийные.

Коровые достигают поверхности Мохо (Мохоровичича).

Литосферные пересекают земную кору, верхнюю мантию и затухают в астеносфере. Многие из них при этом сменяют границу Мохо с амплитудой 10–20 км.

Мантийные (сверхглубокие) разломы устанавливаются по гипоцентрам землетрясений, объединяемых в сейсмофокальные зоны. Они фиксируются вдоль активных окраин континентов и островных дуг и прослеживаются до глубины 650–670 км.

По кинематическим и динамическим признакам глубинные разломы подразделяют на глубинные сбросы и раздвиги, взбросы, надвиги и сдвиги, то есть разломы, связанные с растяжением, сжатием или сдвигом. Но такое деление весьма условно.

Глубинные разломы в течение длительной истории своего развития могут неоднократно менять характер и направление перемещения разделяемых блоков и переходить из одного качества в другое.

В наибольшей мере глубинным разломам, возникшим в условиях *тангенциального сжатия*, отвечают так называемые *сутуры*, или швы, *маркирующие зоны столкновения*, коллизии литосферных плит. Это важнейшие элементы строения складчатых поясов. Их характерными признаками являются распространение офиолитов (древней коры океанического типа, обычно в виде меланжа¹) и глаукофановых сланцев (продуктов метаморфизма высокого давления и низкой температуры). Примерами наиболее древних (позднеархейских — раннепротерозойских) сутур могут служить Криворожский разлом Украинского щита, разделяющий Кировоградский и Среднеприднепровский архейские блоки; Ботническо-Ладожская зона разломов на Балтийском щите между

¹ Меланж — горная порода с серпентинитовым матриксом и обломками пород офиолитовой ассоциации.

Свекофенским и Карельским блоками и др. К числу более молодых сутур относятся линия Николаева и Южно-Ферганская зона разломов в Тянь-Шане.

Глубинные *сбросы* образуются в условиях растяжения земной коры при формировании авлакогенов и рифтов (Днепрово-Донецкий авлакоген, Рейнский грабен, Байкальский рифт), а также ограничивают крупные впадины в фундаменте платформ (Прикаспийская впадина). На поверхности они выражены зонами со ступенчатым строением, поверхностями вертикального смещения или крутым падением этих поверхностей в сторону внутренней опущенной части структуры. Амплитуда опусканий достигает нескольких километров.

К разряду глубинных разломов — *раздвигов* могут быть отнесены континентальные рифтовые системы в начальной стадии развития — узкие «щелевидные» рифты, обрамленные глубинными сбросами. В своем дальнейшем развитии они перерождаются в дивергентные границы плит, что видно на примере Восточно-Африканской рифтовой системы, развитие которой уже привело к откалыванию Аравийской плиты от Африканской.

Глубинные *сдвиги* обычно приурочены к складчатым поясам. Они развиваются как граничные поверхности горизонтально перемещающихся блоков земной коры или литосферы и обычно сопровождаются раздвиговыми составляющими. Протяженность сдвигов может превышать 1000 км, а амплитуда смещения достигает сотен километров: сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии — 580 км, Таласо-Ферганский и Центральный Сихотэ-Алиньский сдвиги — около 200 км.

К древним глубинным сдвигам можно условно отнести *трансформные разломы*, в том или ином виде сохранившиеся в фундаменте платформ и существовавшие на доорогенном этапе их развития. Такие попечевые зоны намечаются, например, в Северо-Американских Кордильерах, на продолжении гигантских трансформных разломов Тихого океана — Мендосино и др.

Глава 9

ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ (ЭНДОГЕННЫЕ)

9.1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

В масштабе человеческой жизни лик Земли представляется застывшим и неподвижным. Однако достоверно установлено, что наружная твердая оболочка планеты находится в непрерывном движении, получившем название *тектонического*.

Под тектоническими движениями понимается перемещение вещества, отражающее развитие структуры земной коры и планеты в целом.

То, что земная кора находится в *непрерывном движении*, было известно еще мыслителям античной эпохи, об этом говорили Пифагор (500 лет до н. э.) и Аристотель (300 лет до н. э.). Свои выводы они обосновывали непостоянством береговой линии моря, находками окаменелых остатков морской фауны вдали от акваторий и пр. Эти и аналогичные по содержанию факты объяснялись однозначно как результат колебаний земной коры, обусловивших сокращение или расширение морского бассейна.

Однако *причины* земных движений трактовались *по-разному*. Тот же Аристотель представлял движение как явление спонтанное. В те далекие времена господствовала идея «первичного двигателя». Основным возбудителем движения считалась внешняя сила.

Материя мертва, но на каком-то этапе толчок «творца» привел ее в движение. Подобное мнение о причинах движения господствовало до начала эпохи Возрождения.

История изучения природы тектонических движений насчитывает более 200 лет. Первое научное определение движений земной коры встречаем у М. В. Ломоносова в его книге «О слоях земных» (1758). Он указал, что имеются нечувствительные «долговременные на земной поверхности повышения и понижения» и резкие быстрые «трясения Земли». М. В. Ломоносов связал земные движения с «внутренним жаром» планеты. Его идеи получили развитие в трудах естествоиспытателей последующих поколений.

Во второй половине XIX в. публикуются характеристики отдельных типов земных движений. А. Д. Озерский (1855) называет движения, приводящие к смене осадков в море, *колебательными*.

Позже А. П. Карпинский те же движения определил как «*волновые колебания*». Эли де Бомон, а затем Э. Зюсс (1888) объясняли образование гор и складчатых поясов тангенциальными (горизонтальными) напряжениями.

В конце XIX в. Дж. Джильберт (1880) предложил выделить *эпейрогенические* и *орогенические* движения. Первые выражаются в медленных поднятиях и опусканиях участков земной коры. Это колебательные движения. Вторые — кратковременные, сопровождающиеся интенсивным смятием слоев пород и смещением их по разрывам.

Общим итогом исследований XIX в. явилось признание деления тектонических движений на *горизонтальные* (тангенциальные) и *вертикальные* (радиальные). Несмотря на свою популярность, деление оказалось далеко не безупречным, поскольку часто вертикальные движения совместно с горизонтальными проявляются одновременно в формировании одних и тех же структур.

Э. Ог (1914) придал несколько иной смысл терминам Дж. Джильберта, определяя орогенические движения как атрибуты геосинклинальных областей. Развивая представления Дж. Джильберта, Г. Штиле (1924) объясняет, что эпейрогенические движения охватывают обширные территории и происходят непрерывно, медленно и плавно. Они обуславливают *трансгрессии* и *регressии* моря. Орогенические движения происходят быстро и вызывают образование складок.

Классификации XX в. приобретают кинематическое содержание, охватывая одновременно вертикальные и горизонтальные движения. Условность такого подхода очевидна, поскольку идеально выдержаных горизонтальных и вертикальных движений в природе не существует. Те и другие следует рассматривать как результирующие нескольких направлений. При всей сложности тектонических движений всегда удается выделить преимущественно вертикальные или горизонтальные движения.

Одной из первых в нашей стране была опубликована классификация тектонических движений М. М. Тетяева (1934) выделившего *колебательные, складчатые, разрывные и магматические* движения. Это деление было принято В. В. Белоусовым, но без магматической формы движения (1975). Он предложил выделять *общекоровые и внутренекоровые* движения. Первые можно рассматривать как аналог эпейрогенических движений малой интенсивности, сопровождающихся образованием поднятий и опусканий. Вторые, в первом приближении представляют аналог орогенических движений. С ними связывается образование линейной складчатости.

В 1964 г. В. Е. Хайн публикует вариант классификации, в которой тектонические движения разделены на существенно горизонтальные

и существенно вертикальные. Кроме того, определив для различных движений конкретные глубины, он предлагает выделять *коровые, глубинные и сверхглубинные* тектонические движения.

Важным в классификации В. Е. Хайна является признание равнозначности вертикальных и горизонтальных движений.

Касаясь *причин* тектонических движений, оппоненты справедливо отмечали, что в природе имеют место две группы причин. Одна обусловлена действием внутренних сил (эндогенных), другая обусловлена внешними силами — экзогенными. Каждая из названных групп определяется своим типом движений, деформирующих слои горных пород в моноклинали, складки и разрывы (рис. 9.1).

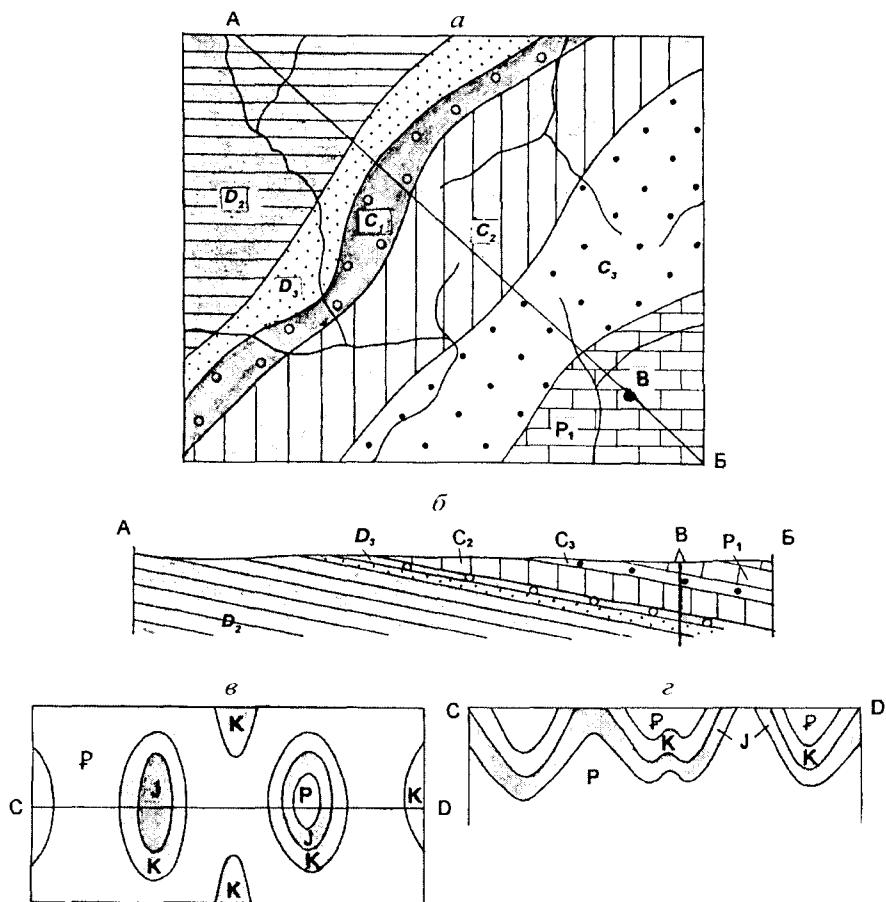


Рис. 9.1. Геологическая карта (α) и геологический разрез (β) моноклинали. Геологическая карта (γ) и геологический разрез (δ) складчатой области

При всей сложности динамики тектонических движений всегда удается выделить преимущественно горизонтальные и вертикальные движения. При этом имеется в виду общая осредненная направленность за более или менее длительный отрезок геологического времени. Однако необходимо отметить, что типизация тектонических движений пока еще базируется не на их генезисе (этот путь был бы наиболее правильным), а на конкретном выражении результатов деформаций и их следствий.

Интенсивность деформаций зависит не только от напряжения (величины внешней силы на единицу площади), но и от физических свойств пород — упругости, пластичности, хрупкости и твердости. Упругие деформации при увеличении нагрузки переходят в пластические — оставшиеся после снятия нагрузки.

Зависимость между напряжением и величиной деформации устанавливает закон Гука (рис. 9.2).



Рис. 9.2. Кривая деформаций. ОА — упругая деформация; АВ — пластическая деформация; БВ — деформация при ослабленном теле перед разрывом

Большое значение в пластической деформации имеют явления *релаксации* и *ползучести*. Релаксация отражает падение напряжения в теле, в котором поддерживается постоянная величина пластической деформации. Релаксация приводит к закреплению деформации, постепенному превращению упругой деформации в пластическую. Упругая деформация как бы рассасывается постепенно, замещаясь пластической.

В некоторых породах упругие и пластические формации развиваются одновременно, даже при минимальном давлении. Такие породы называются упруговязкими (глина, соль, метаморфические породы в момент перекристаллизации). Завершающая стадия деформации по

закону Гука отражает необратимые разрушения (разрывы и скальвания), возникающие в конце пластической деформации (отрезок БВ). Напряжение при этом падает до величины, отвечающей пределу упругости. На глубине, где температура и давление возрастают, такие хрупкие породы, как мрамор, от становятся текучими. Эти деформации получили название *крипа* (от англ. *sheer* — сползать, скользить).

Крип может быть «глубинным» и «склоновым».

«Глубинный» обусловлен просадками, отраженными на поверхности блюдцеобразными котловинами.

«Склоновый» крип сопровождается оголенными склонами. Считается, что причиной крипа являются разуплотнения на глубине рыхлых или пластичных пород (криогенный крип) или образование на глубине пустот. Последние могут быть обусловлены оттоком подземных вод, извлечением нефти и газа (антропогеновый крип) и пр.

К криповому группе относят деформации, протекающие мгновенно, — провалы, обвалы, камнепады. Часто эти процессы происходят катастрофически. Известны случаи, когда обвальные массы пород при своем движении сметали поселки, перегораживали реки. Так, в 1911 г. обвал, вес которого оценивался в 8 тыс. т, перегородил реку Мургаб, образовав плотину высотой около 600 м.

В 1894 г. в Крыму от горы Демерджи оторвалась глыба длиной около 600 м и шириной 400 м.

Продуктом криповской деформации являются также оползни. Оползень движется по глинам, насыщенным водой. Скорость движения оползня колеблется в широких пределах — от 100 до 0,1 м в год. Оползень, встречающий на своем пути препятствие, называется детрузивным (сталивающим) и деляпсивным (свободно скользящим) (более подробная информация в параграфе 10.9).

Сегодня при характеристике *вертикальных* движений за уровень отсчета обычно принимается поверхность Мирового океана, хотя надо иметь в виду, что уровень последнего может колебаться в зависимости от объема воды в океане в пределах 150 м. Колебательные движения, регулирующие уровень Мирового океана, известны как *эвстатические*. Обычно эвстатические колебания проявляются в замкнутых обособленных районах типа Каспия, Кара-Богаз-Гол. С эвстатическими колебаниями связаны повышенная интенсивность донной эрозии в верхней части речной долины и аккумуляция аллювия в устьевой части. Одновременно создаются благоприятные условия для накопления россыпных месторождений тяжелых металлов и алмазов. Безусловно, в проявлении эвстатических колебаний просматривается климатический фактор, но главной причиной является все же тектонический процесс.

Значительно сложнее установить репер для горизонтальных перемещений.

В настоящее время горизонтальные перемещения определяют повторными триангуляциями, фиксирующими перемещения только между отдельными пунктами земной поверхности.

Скорости и амплитуды горизонтальных движений обычно выше, чем вертикальных. Современные скорости смещения по крупным сдвигам, по данным М. Хилла, составляют несколько сантиметров в год. При средних скоростях за четвертичный период около 1 мм/год установлено, что Аравийский полуостров за послеверхнемеловой период переместился к северу от Африки на 100 км.

Смещения типа *надвигов* и особенно *сдвигов* широко известны в сейсмических районах, где скорости перемещения блоков по ним достигают от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в год. Для определения скорости движения литосферных плит можно использовать положение магнитных аномалий, возраст которых определяется по геомагнитной временной шкале.

Согласно времени проявления, контрастности деформаций и методам изучения, тектонические движения подразделяются на: *современные, новейшие* и движения *прошлых геологических эпох*.

Современные и новейшие движения характеризуются относительно высокими скоростями перемещения каких-либо точек или линий, выбранных на поверхности Земли или на глубине.

Реконструкция **древних движений** базируется на данных метода актуализма, фациального анализа и сравнения мощностей толщ. Вместе с тем все три названных типа тектонических движений составляют непрерывную цепь событий, обусловивших формирование структур земной коры и рельефа. Положительным моментом данной классификации является *возрастной критерий*, позволяющий судить о возрасте конкретного вида деформаций и характеризовать — пусть даже в общем виде — суть тектонических процессов.

Современные тектонические движения не имеют стратиграфического ограничения. Они продолжают новейшие (исотектонические) движения, создавшие основные черты современного рельефа. Современные движения могут проявляться медленно (вековые), быстро (землетрясения, вулканизм), а также быть короткопериодическими. Основными методами изучения современных движений являются следующие:

- метод водомерных наблюдений;
- метод повторных наблюдений;
- исторический метод.

Водомерные наблюдения позволяют вести контроль за уровнем Мирового океана. Начало относится к XVII в., когда швед А. Цельсий

сделал первые заметки на берегу Ботнического залива. Наблюдениями последующих лет было установлено периодическое изменение береговой линии, что английский ученый Дж. Плейфер объяснял действием тектонических сил.

Повторные нивелировки позволили расширить наблюдения за «вековыми» движениями в удалении от береговой линии морей. Было установлено, что скорости «вековых» движений не уступают, а иногда и превышают скорости новейших движений. Если бы современные колебательные движения сохраняли неизменными скорость 1 мм/год и направление, то за 2 млн лет на Русской равнине возникла бы гора высотой 2 км. Однако таких гор в пределах этой площади нет, что указывает на колебательный характер современных тектонических движений. Несомненно, смена знака колебательных движений затормаживает рост положительных форм рельефа. Одновременно не следует забывать, что значительное противодействие растущие горы испытывают со стороны эрозионных¹ процессов. Вместе с тем последние не являются для современного этапа определяющими.

Показательны результаты нивелировок, проведенных в Японии по линии Такасаки-Симусуви (рис. 9.3). Нивелировки проводились в три

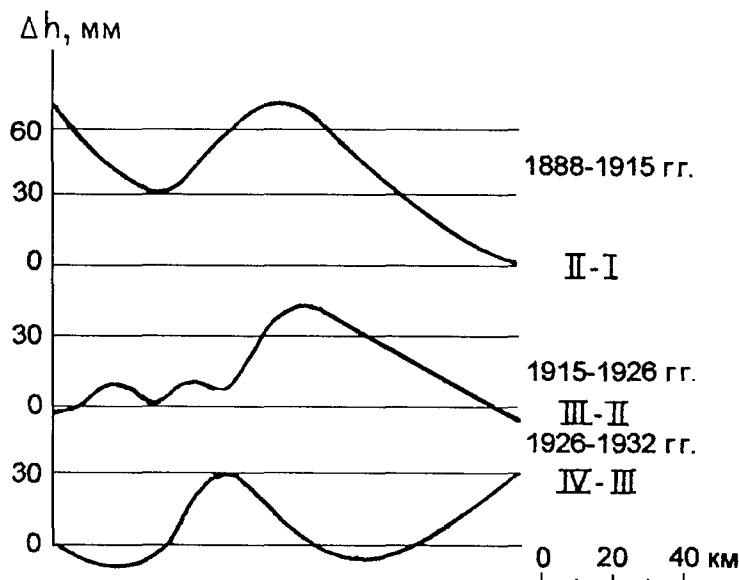


Рис. 9.3. Результаты нивелировок, проведенных в Японии по линии Такасаки-Симусуви за период 1888-1932 гг. (по З. Цубои)

¹ Эрозия — размываю (от лат. *erodo*).

этапа на протяжении 44 лет. От первой (1888) до второй (1926) смены знака скоростей и соответственно направления движения не отмечено, но в течение третьего этапа (1926–1932) скорость поднятия для некоторых выбранных точек стала уменьшаться. Движения изменили знак. Произошло обращение кривой скоростей, а сами движения могут быть квалифицированы как эпейрогенические.

Современные тангенциальные движения определяются *повторными триангуляциями*. Так, в начале XX в. были определены скорости горизонтальных смещений блоков пород в районе Мюнхена — 18 мм/год.

Исторический метод основан на наблюдениях за различными затопленными сооружениями и других археологических данных.

Например, в стадии опускания находится территория Голландии. От вторжения моря население вынуждено начиная с X в. ограждаться от моря дамбами. Скорость опускания составляет 0,5–0,7 мм/год. В настоящее время высота дамб достигает 15 м. Современные поднятия происходят в Скандинавии, Финляндии и на Новой Земле, где портовые сооружения оказались удаленными от береговой линии. На Новой Земле рыбачьи избушки и столбы, к которым рыбаки привязывали лодки, подняты над водой на 5–6 м. Примеры подобных движений земной коры можно обнаружить во многих районах планеты (рис. 9.4).

Короткие современные периодические движения связаны с *приливами* и *отливами* воздушной, водной и твердой оболочки планеты. Приливы земной коры происходят два раза в сутки. На экваторе их амплитуда достигает 50 см, постепенно сужаясь к полюсам. Москва два раза в сутки поднимается и опускается на 30 см. Приливная волна движется против вращения Земли и затормаживает ее вращение. За последние 40 тыс. лет земные сутки увеличились на 1 с.

Целый ряд периодических явлений связывают с изменением солнечной активности. Она влияет на возмущение земного магнетизма, на состав атмосферы, а также периодически изменяет скорость вращения Земли, что является одной из причин изменения формы планеты.

Причина современных короткопериодических движений, по-видимому, кроется не только в замкнутом саморазвитии планеты, но и во многом имеет космическую природу.

Изучение современных тектонических движений позволяет рассматривать их как важный фактор познания процесса эволюции планеты за последние тысячелетия и решать ряд важных народно-хозяйственных задач. К ним относятся выделение новых площадей под сельское хозяйство, инженерное строительство (см. главу 14) и ряд других. В связи с этим еще в 1960-х гг. для территории СССР был составлен единый план изучения современных движений земной коры. Предусматривалось заложение новых профилей повторного нивелирования, а для оценки

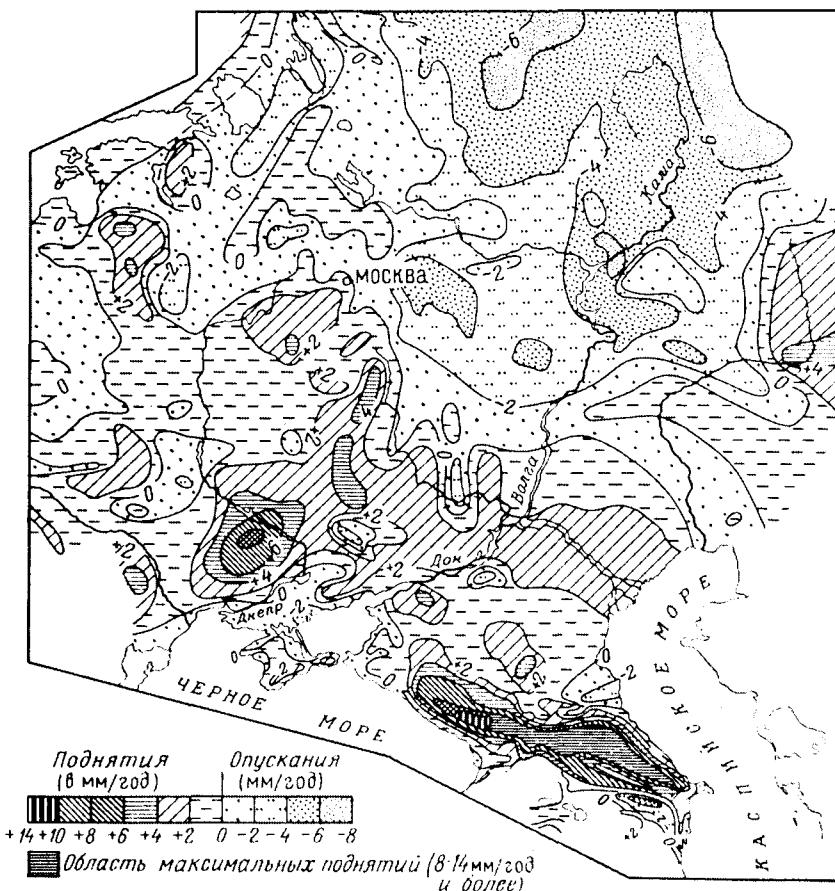


Рис. 9.4. Фрагмент карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (гл. ред. Ю. А. Мещеряков, 1973., с изменениями)

горизонтальных движений отдельных блоков земной коры предлагалась детальная триангуляционная сетка.

Новейшие (неотектонические) движения охватывают неоген-четвертичный этап, время формирования современного рельефа. Речь идет о времени формирования структурных форм, получивших отражение в современном рельефе и выполняющих его неоген-четвертичных отложений. Именно эта особенность дает возможность при изучении новейших движений использовать кроме обычного геологического метода геоморфологический.

Новейшие движения, так же как и современные, проявляются повсеместно. Их интенсивность и скорость определяются геоструктурными элементами земной коры. В мобильных областях новейшие движения обусловливают контуры горных хребтов и впадин. На стабильных участ-

стках, где рельеф равнинный, структурные формы выражены менее контрастно.

В том и другом случае движения обнаруживают колебательный характер. Новейшие движения, не имеющие нижнего ограничения, можно рассматривать как продолжение древних тектонических движений, которые они наследуют. По своему содержанию новейшие движения могут рассматриваться как эпейрогенические. Они обусловливают пологие изгибы слоев и поверхностей выравнивания. Будучи подвергнуты новейшим деформациям, поверхности речных террас также становятся изогнутыми. При поднятии бортов речной долины формируются эрозионные и цокольные террасы, а при погружении — террасы аккумулятивного типа. Близкую по содержанию картину можно наблюдать на примере морских террас, испытавших деформации новейшего этапа. В зависимости от знака движений древние террасы могут располагаться ниже уреза воды, а молодые, испытавшие поднятие, оказываются выше зеркала вод. Платформенные структуры, испытавшие в неоген-четвертичное время морские трансгрессии, обнаруживают увеличение мощности отложений чехла, что указывает на пригибание участка. И наоборот, уменьшение мощности и более грубый состав пород будут свидетельствовать о поднятии.

Вертикальные движения в пределах морских акваторий часто сопровождаются формированием коралловых построек.

Известно, что кораллы развиваются на глубине 40–50 м в теплой чистой воде. В Тихом океане известны коралловые постройки мощностью 1200 м. Такие мощности свидетельствуют о новейших прогибаниях отдельных участков дна океана, продолжавшихся и на современном этапе. При этом скорость пригибания компенсировалась скоростью роста коралловых построек. Вместе с тем известны примеры (Япония, Индонезия), когда коралловые постройки в результате последующих поднятий располагаются выше уровня вод мирового океана.

Орогенические движения новейшего этапа по сравнению с эпейрогеническими имеют более узкое содержание, выражющееся в эпизодическом и локальном проявлении. Деформации этого типа новейших движений сопровождаются наклоном слоев, выровненных структурных поверхностей и даже образованием складок и разрывов, по которым происходит смещение блоков пород.

Тектонические движения прошлых (донеогеновых) геологических эпох. О тектонических движениях прошлого можно судить по условиям залегания пород, их структуре и мощностям выполняющих их отложений. Знак и характер движений определяются из анализа величины мощности и фациального состава отложений.

Об амплитуде прогибания можно судить, если мощность отложений совпадает с глубиной прогиба, а разрез фациально выдержан

и в стратиграфическом отношении непрерывен. Характер таких движений можно определить как эпейрогенический, а процесс осадконакопления как конседиментационный. Возможны асинхронные ситуации — скорость прогибания превышает скорость осадконакопления или наоборот, когда четкая компенсация (глубина прогиба) не соответствует мощности выполняющих прогиб отложений. В этом случае необходим фациальный анализ, позволяющий определить в общих чертах глубину и условия формирования прогиба. Древние колебательные движения могут иметь большую продолжительность (15–40 млн лет), создавая предпосылки для крупных трансгрессий и регрессий.

Колебательные движения прошлых лет даже при относительно небольшой амплитуде и скорости прогибания обусловливали накопление толщ значительной мощности. Примером подобного осадконакопления может служить продуктивная каменноугольная толща Донбасса (средний верхний карбон) общей мощностью 10 км (рис. 9.5).

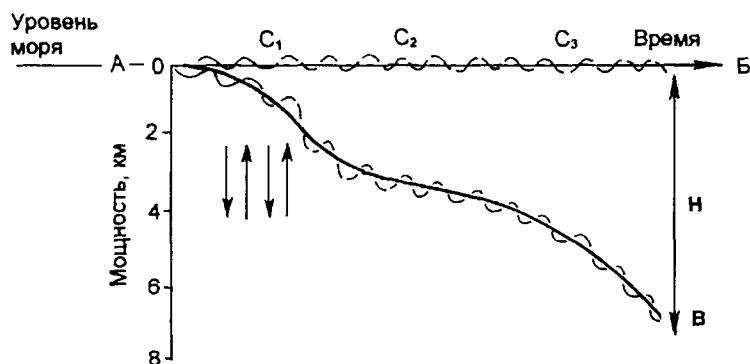


Рис. 9.5. Эпейrogramма формирования продуктивной толщи Донбасса (C₁–C₃)

Во второй половине каменноугольного периода территория Донбасса периодически опускалась — накапливались известняки. При смене знака движения бассейн осадконакопления представлял сушу, создавались благоприятные условия для образования углей. В момент формирования углеродной толщи амплитуда вертикальных колебательных движений не превышала 100–150 м. Эти колебательные движения накладывались на общее устойчивое прогибание земной коры, обуславлившей непрерывность угленосного разреза.

Вертикальные и горизонтальные движения признаны определяющими в формировании структурного плана земной коры, однако вопрос о главенствующей роли того или иного типа движений в отдельности пока еще не решен однозначно. Вместе с тем можно говорить,

что эволюция планеты движется в сторону ускорения темпа тектонических движений. Возросло значение грубообломочных пород и, в частности, молассового¹ комплекса, выполняющего компенсированные прогибы. Докембрийская молassa от фанерозойской отличается меньшей мощностью, преобладанием тонких фаций и большей фациальной устойчивостью. Мощность докембрийской молассы не превышает 5 км, а кайнозойской (альпийской) достигает 15 км, что свидетельствует об увеличении глубины прогибов.

Средняя скорость колебательных движений новейшего этапа в пределах платформ не превышала 0,5 мм/год, тогда как скорости современного этапа для тех же территорий составляют 1–1,5 мм/год. Установлено, что за последние 2000 лет скорость колебательных движений на участках, освобожденных от векового ледникового покрова, составляет 1,5–2 мм/год. Древние колебательные движения при платформенном режиме имели среднюю скорость около 0,01 мм/год, но, поскольку эти колебания охватывали длительные интервалы геологического времени, результатирующая амплитуда достигла нескольких километров.

При сравнении вертикальных движений подвижных и платформенных областей различия видны не столько в их скоростях, сколько в градиентах движений (рис. 9.6).

$$(gradV)_m = \frac{\Delta h}{t^e} = \frac{\Delta V}{t} \text{ см/см·год},$$

где t — среднее значение градиента за интервал;

Δh — величина вертикального перемещения точки;

e — расстояние;

t — время;

V — скорость.

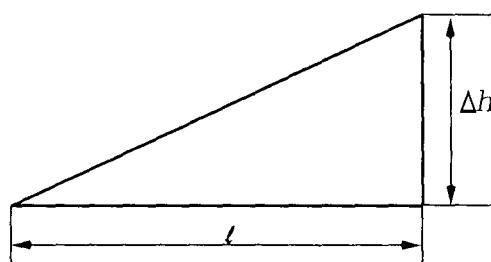


Рис. 9.6. Схема градиента движения: Δh — приращение амплитуды за определенный отрезок времени; l — расстояние по горизонтали

¹ Моласса — отложения краевых прогибов складчатых поясов: сероцветные и красноцветные конгломераты, песчаники, глины и мергели.

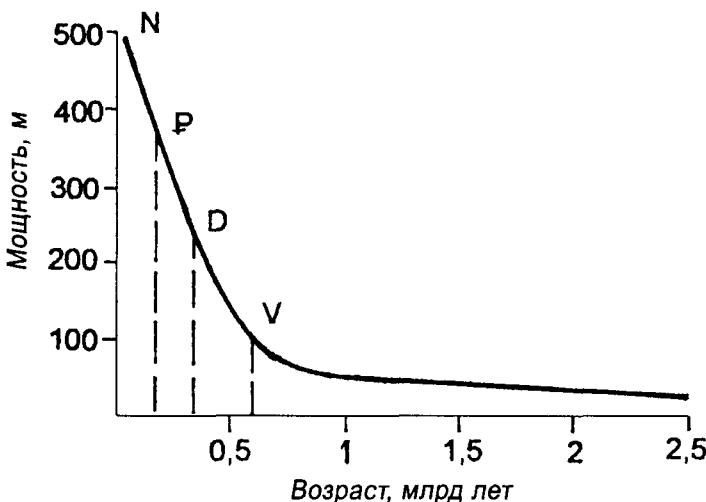


Рис. 9.7. Изменение скорости прогибания земной коры и максимальные мощности отложений в процессе эволюции планеты (по Л. И. Салопу)

Градиентом движений называется величина, показывающая скорость измерения положения точки n_1 вертикальной оси, отнесенной к горизонтальному направлению.

Интересные данные о постепенном увеличении со временем амплитуды колебательных движений и соответственно мощности осадочных толщ приведены Л. И. Салопом (рис. 9.7). Особенно убедительно такие расчеты выглядят для фанерозоя.

9.2. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясение — одно из сложных геологических явлений, приносящее неисчислимые беды человечеству на протяжении всей истории его существования. Землю *постоянно трясет*. Тончайшие приборы — сейсмографы — ежегодно фиксируют тысячи землетрясений, но только отдельные из них являются разрушительными (табл. 9.1). Они стирают с лица Земли здания и сооружения, прерывая жизнь тысяч людей.

Документы свидетельствуют о *катастрофах*, произошедших в 1755 г. в Лиссабоне (60 тыс. жертв), в 1908 г. в Мессине (160 тыс. жертв), в 1923 г. в Токио (150 тыс. жертв), в 1973 г. в Манагуа (6 тыс. жертв), в 1985 г. в Мексике (около 10 тыс. жертв), в 1995 г. в Кобе, Япония (5 тыс. жертв) и др.

Если заглянуть еще глубже, нельзя не ужаснуться *масштабам бедствия* в Китае: в 1556 г. в провинции Шэньси погибло более 800 тыс. человек. А спустя 400 лет в 1976 г. в этой же стране Тяньшаньское

Таблица 9.1

Среднее количество землетрясений, отмеченных в течение года на Земле (по Б. Г. Гутенбергу)

Сила в баллах	Число землетрясений в год (в среднем)
10	3
9	11
8	80
7	400
6	1300
5	10 000
4	100 000

землетрясение, по разным данным, унесло от 250 до 300 тыс. человеческих жизней.

Чтобы представить себе мощь наиболее сильных землетрясений, достаточно сказать, что они равнозначны *энергии*, высвобождаемой при одновременном залпе 22 млрд 16-дюймовых орудий.

Из трагических событий на территории бывшего СССР и России следует назвать Алма-Атинское землетрясение 1911 г., Ашхабадское 1948 г., Ташкентское 1966 г., Спитакское 1988 г. (рис. 9.8) и Нефтегорское 1995 г. (рис. 9.9). Последнее — крупнейшее в России катастрофическое землетрясение, стершее с лица Земли город и унесшее 2088 жизней.

Каким же образом возникают землетрясения? Отчего появляются подземные толчки? По существу, это приход из недр к поверхности Земли *упругих колебаний*, возбужденных *мгновенными смещениями масс горных пород в очаге землетрясения* (В. Е. Хайн).

Движению вдоль разрывов предшествует увеличение напряжений в очаге до тех пор, пока не будет превзойден предел упругости. Снимается напряжение, скорее всего, за счет подвижек вдоль границ блоков и разрушения *определенного объема* горных пород. Такова самая простая схема землетрясения.

На самом деле каждое из этих явлений проявляется несколькими значительно менее сильными ударами, предшествующими главному, — «форшоками» и последующими — «афтершоками».

Кроме *tektonических* землетрясений, в той или иной мере связанных с движениями блоков вдоль разрывных разрушений, выделяются также *вулканические* (движения, обусловленные подъемом магмы и газов), *карстовые* (провалы, обрушения) и *техногенные* (создание водохранилищ, закачка воды в скважины и др.).

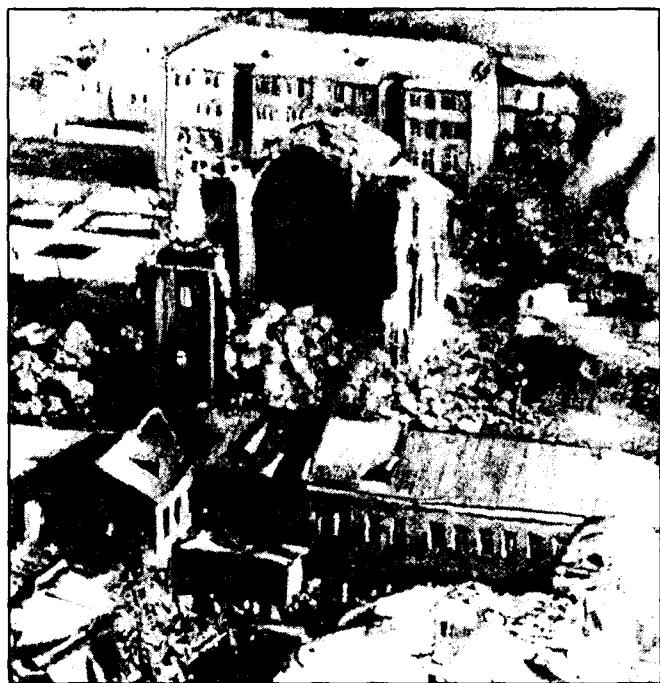


Рис. 9.8. Город Ленинакан после Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г.



Рис. 9.9. Разрушенные мост и автодорога. Нефтегорское (Сахалин) землетрясение 28 мая 1995 г.; 8–9 баллов, магнитуда 7,5, глубина очага 15–20 км
(Семенов, Павленов, 1996)

В нашей стране для определения интенсивности колебания почвы принята 12-балльная сейсмическая шкала Меркалли (в Канаде применяется 10-балльная, в Японии — 7-балльная шкала):

- 1 балл (незаметное) — колебания почвы отмечаются приборами;
- 2 балла (очень слабое) — землетрясение ощущается в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии;
- 3 балла (слабое) — колебания отмечаются немногими людьми;
- 4 балла (умеренное) — землетрясение отмечается многими людьми; возможно колебание окон и дверей;
- 5 баллов (довольно сильное) — качание висячих предметов, скрип полов, дребезжание стекол, осипание побелки;
- 6 баллов (сильное) — легкое повреждение зданий: тонкие трещины в штукатурке, трещины в печах и т. п.;
- 7 баллов (очень сильное) — значительные повреждения зданий; трещины в штукатурке и отламывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах, повреждение дымовых труб; трещины в сырых грунтах;
- 8 баллов (разрушительное) — разрушения в зданиях: большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб. Оползни и трещины шириной до нескольких сантиметров на склонах гор;
- 9 баллов (опустошительное) — обвалы в некоторых зданиях, обрушение стен, перегородок, кровли. В грунтах образуются трещины шириной 10 см и более. Обвалы, осьпи и оползни в горах. Скорость продвижения трещин может достигать 2 км/с;
- 10 баллов (уничтожающее) — обвалы во многих зданиях, в других — серьезные повреждения. Трещины в грунте до 1 м шириной, обвалы, оползни. За счет завалов речных долин возникают озера;
- 11 баллов (катастрофа) — многочисленные трещины на поверхности Земли и вертикальные перемещения по ним, большие обвалы в горах. Общее разрушение зданий;
- 12 баллов (сильная катастрофа) — изменение рельефа в больших размерах. Многочисленные трещины, вертикальные и горизонтальные перемещения по ним. Огромные обвалы и оползни. Изменяются русла рек, образуются водопады и озера. Общее разрушение зданий и сооружений.

При каждом землетрясении высвобождается определенная доля энергии Земли. Ее относительный объем оценивается по шкале магнитуд Ч. Рихтера (1935 г.). В соответствии с представлениями этого ученого $M = \lg A/A_0$, где M — магнитуда, A — амплитуда сейсмических колебаний конкретного землетрясения, A_0 — амплитуда сейсмических колебаний эталонного землетрясения. Наиболее крупные землетрясения

отвечают магнитуде от 6 до 9, при этом магнитуда 6 соответствует 6–9 баллам, 7–8 – 10 баллам, 8–10 – 12 баллам 12 балльной шкалы. В последние годы оценка землетрясений в магнитудах применяется чаще, чем в баллах.

При анализе любого землетрясения используются такие понятия, как *очаг* землетрясения, *гипоцентр*, *эпицентр*, *изосейсты* и некоторые другие (рис. 9.10).

Очаг землетрясения – это объем горных пород в недрах, подвергшихся мгновенному разрушению.

Гипоцентр – центральная часть этого объема, *эпицентр* – его проекция на земную поверхность и, наконец, *изосейсты* – линия равных сотрясений.

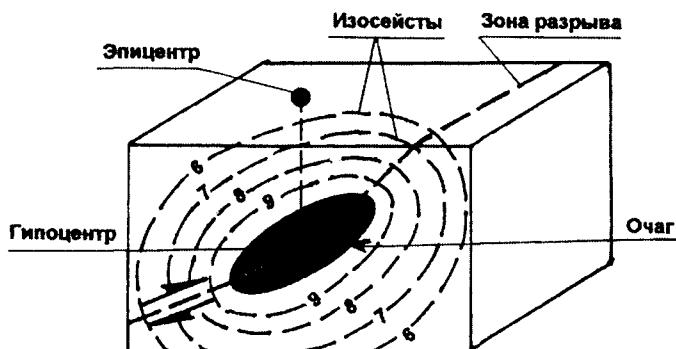


Рис. 9.10. Схема строения очага землетрясения

В каждой стране, имеющей на своей территории сейсмоопасные области, организована сеть сейсмостанций, оснащенных *сейсмографами*. На каждой из станций устанавливается три сейсмографа – два служат для определения перемещения грунта в двух взаимно перпендикулярных горизонтальных направлениях и один – в вертикальном.

По существу, это маятники, которые сохраняют свое положение независимо от штатива, жестко скрепленного с грунтом. Колебания маятника преобразуются в световые или электрические сигналы, записываемые на магнитной ленте, для ввода в компьютер (рис. 9.11). Полученная кривая называется *сейсмограммой* (рис. 9.12).

По глубине расположения очага землетрясения подразделяются на *мелкофокусные* – 0–70 км, *среднефокусные* – 70–300 км и *глубокофокусные* – 300–700 км (рис. 9.13). Самое глубокое расположение очагов зафиксировано на 720 км, по другим сведениям – 680–690 км (К. Фролик), 640 км (Б. Болт). Деление это весьма условно и плохо увязано с особенностями внутреннего строения Земли.

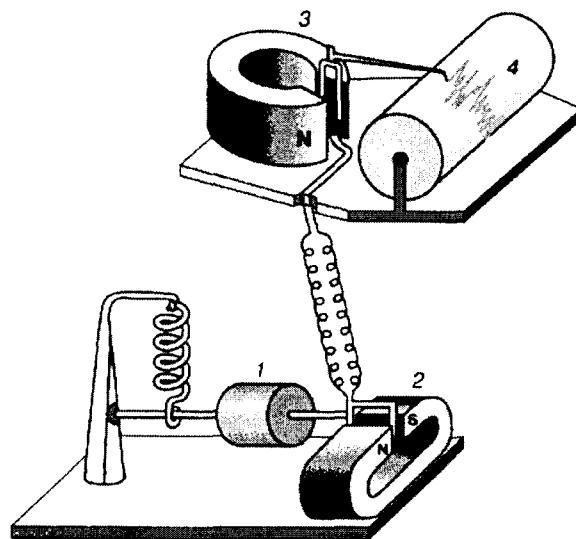


Рис. 9.11. Схема строения сейсмографа (по В. И. Уломову, 1971): 1 — маятник; 2 — рамка маятника в поле постоянного магнита; 3 — стрелочный гальванометр; 4 — рулон бумаги на барабане и перо, рисующее сейсмограмму

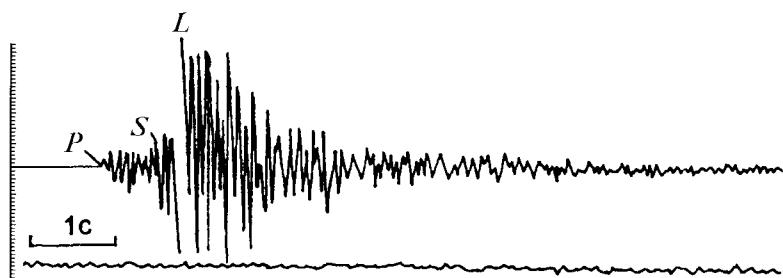


Рис. 9.12. Сейсмограмма землетрясения 3 октября 1953 г., записанного сейсмографом на одной из сейсмических станций в Таджикистане. Момент вступления: *P* — продольных волн, *S* — поперечных, *L* — поверхностных

Большая часть очагов сильных землетрясений тяготеет к глубине 10–30 км. Подавляющее число землетрясений (85 %) происходит в обстановке сжатия и только 15 % — растяжения.

Анализ пространственного размещения эпицентров землетрясений на поверхности Земли дает весьма сложную картину. Совершенствование методов определения эпицентров позволило А. Ф. Эспиносе, Р. Райнхарту и М. Тарп к XXVIII Международному геологическому конгрессу в Вашингтоне (1989) выпустить *Карту сейсмичности Земли* за период 1960–1980 гг. (рис. 9.14). Из нее следует, что важнейшим сейсмическим

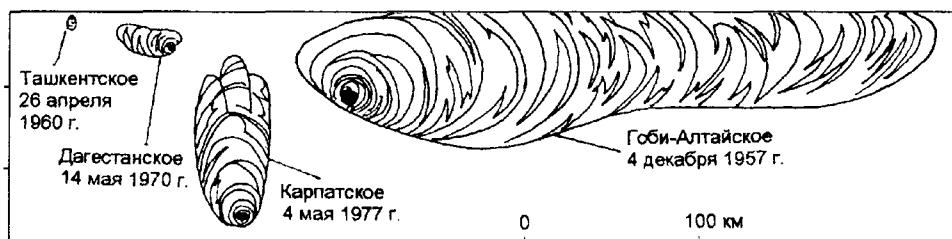


Рис. 9.13. Объемное изображение очагов четырех известных землетрясений
(по Н. Шебалину, 1986)

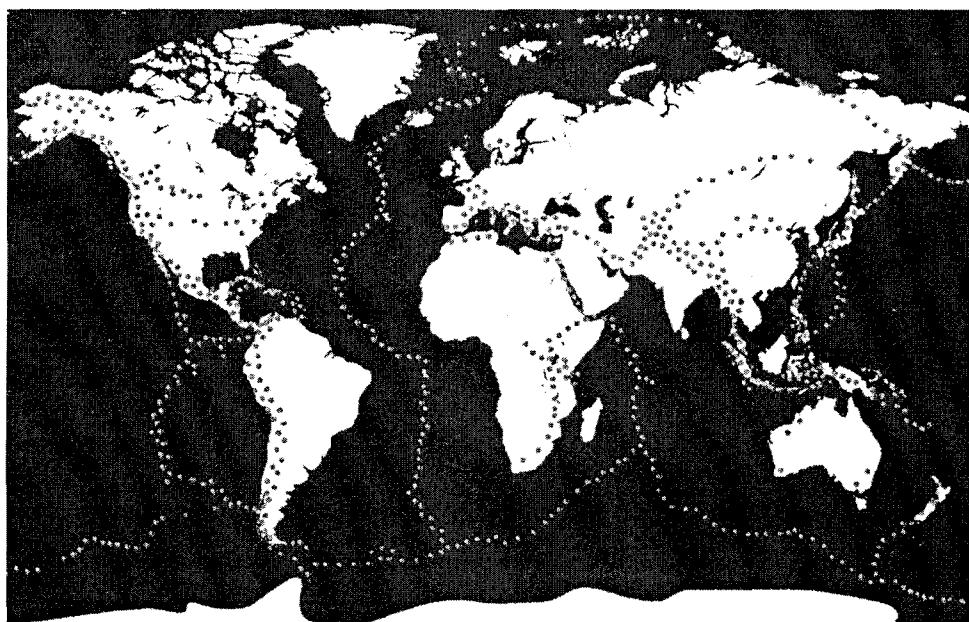


Рис. 9.14. Распространение поясов сейсмичности на земном шаре

поясом Земли является Тихоокеанский, или Круго-Тихоокеанский. Более скромное место занимает Альпийско-Гималайский пояс.

Первый обрамляет Тихий океан, второй тянется от Гибралтара на восток и сливается с первым в виде гигантского веера на огромном пространстве от Дальнего Востока до Индонезии.

Более детальное рассмотрение особенностей размещения эпицентров землетрясения в пределах Тихоокеанского пояса обращает внимание на глубинные наклонные зоны разломов, падающие под островные дуги на западе океана и под континенты Центральной и Южной Америки на востоке. Они хорошо прослеживаются на глубину по очагам землетрясения и названы **сейсмофокальными** (СФЗ). Учитывая вклад

в изучение этих важнейших структур таких ученых, как К. Вадати, А. Н. Заварицкий, Х. Беньофф, в разных странах этим зонам дается соответствующее имя. Наиболее распространен термин «зона Беньоффа». На рис. 9.15 показано строение сейсмофокальной зоны под Японскими островами.

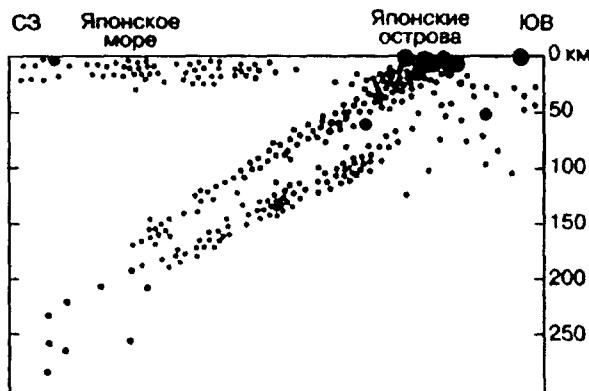


Рис. 9.15. Строение сейсмофокальной зоны (СФЗ) под Японскими островами. Кружочки — гипоцентры землетрясений. Размер кружочков пропорционален силе землетрясений

Есть основания предполагать, что своим происхождением СФЗ и составляющие их очаги землетрясений обязаны поддвиганию океанской литосферы под континентальную и переходную (см. параграф 4.1). Самые спокойные регионы — это чаще всего древние платформы. Однако даже самые «благополучные» из них испытывают колебания. Так, за последние пять лет в стабильной Европе зафиксированы пятибалльные землетрясения в 1997 г. (Север Голландии), 1988 г. (Словения, север Италии, Австралия, Германия), 2002 г. (юг Австрии, запад Германии) и др.

Характеристика землетрясений была бы неполной без упоминания *цунами*¹ — моретрясения.

Протяженные и высокие — до 20 м — волны, возникающие над очагами землетрясений, движутся через весь океан со скоростью до 800 км/час и достигают берегов. Документы свидетельствуют о цунами 1891 г. на восточном побережье острова Хонсю (Япония), волны которого коснулись Гавайских островов, достигли американского побережья и, «оттолкнувшись» от него, устремились к Новой Зеландии и Австралии. В тот год на побережье Японии погибло 26 тыс. человек.

¹ В переводе с японского означает «большая волна в заливе».

Все исследования, проводимые в связи с проблемой землетрясений, имеют одну главную цель — **предсказание землетрясений**, то есть определение *места, силы и времени* его возможного проявления. Вопросы *места и силы* с большим или меньшим успехом решаются, проблема *времени* до сих пор не разрешена, но во многих странах исследования в этом направлении продолжаются. Дело в том, что огромные жертвы землетрясений обусловлены в первую очередь неожиданностью, внезапностью подземных толчков, предсказать время которых наука пока не в состоянии.

Касаясь *места* возможного землетрясения, следует вспомнить выражение академика Н. П. Лаверова: «Сейсмологи судят о будущем по прошлому». Действительно, считается наиболее вероятным местом предполагаемого землетрясения территория, где *уже имели место* подземные толчки. И такие предположения зачастую оправдываются. Участок, подвергшийся сейсмическому удару, связанному, например, с движением по разлому, какое-то время «набирает силу» и спустя годы, десятки, сотни, а иногда и тысячу лет ввергается в новую катастрофу. Однако известны и другие примеры. Так, в районе Газли (Кызылкумы) в 1976 г. произошло землетрясение, после которого этот блок земной коры (по общему убеждению) должен был бы длительное время «отдыхать», «готовясь» к новому толчку. Но всего лишь через восемь лет катастрофа повторилась и поселок Газли был снова погребен под развалинами.

Продолжая разговор о предсказании места возможного землетрясения, следует еще раз обратить внимание на *приуроченность* очагов землетрясений *к разломам*, причем — как это принято считать — наиболее крупным в регионе. Результаты исследований последних лет поколебали веру в этот постулат и позволили заключить, что конкретное смещение, которое генерирует землетрясение, *не обязательно совпадает с основным региональным разломом*, а может проходить и по одному из *второстепенных* (Ашхабадское землетрясение 1948 г.) (рис. 9.16).

Место и силу возможного землетрясения обычно вычисляют по специальным картам сейсмического (микросейсмического) районирования (рис. 9.17), на которых показаны зоны соответствующей балльности, изосейсты, зоны разломов и другие особенности геологического строения, состав грунтов, глубина подземных вод, расчлененность рельефа, эпицентры имевших место землетрясений, расклассифицированных по глубине очага, положение сейсмостанций и т. п.

Комплексный анализ таких карт позволяет с определенной долей вероятности наметить место предполагаемого толчка и его силу.

С предсказаниями *времени* будущего сотрясения дела обстоят *на многое сложнее*. Часть ученых в *принципе* не допускает такого прогноза. Так, по мнению сейсмолога И. Мейна (Эдинбургский университет), построить прогноз землетрясения «столь же сложно, как заранее установить, какая именно спекция вызовет снежную лавину в горах».

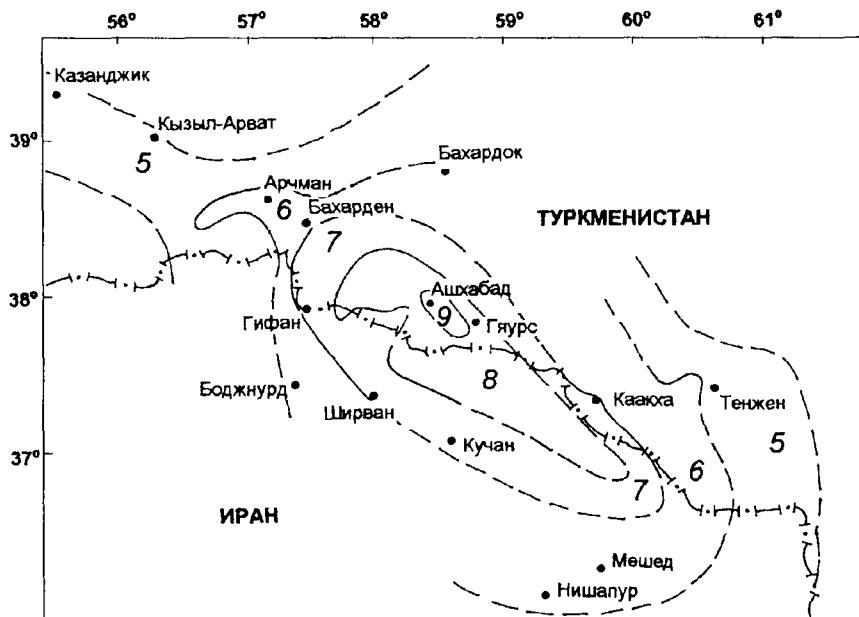


Рис. 9.16. Карта изосейст и зон балльности Ашхабадского землетрясения 5 октября 1948 г. (А. А. Никонов по версии Г. Л. Голинского и Н. В. Шебалина, 1974)

«Только шарлатаны и глупцы берутся *предсказывать землетрясения*», — говорил всемирно известный геофизик профессор Эмиль Вихерт, заведовавший с 1898 г. кафедрой в Геттингенском университете. Ныне же прогнозированием землетрясений занимаются тысячи геофизиков. И хотя им по-прежнему не удается своевременно предупредить людей о приближающейся катастрофе, результаты научных исследований все-таки обнадеживают.

Вместе с тем в тех редких случаях, когда можно «почувствовать» приближение землетрясения, люди относятся к предшественникам *недостаточно внимательно*. Так, оказывается, землетрясение, потрясшее в 1995 г. японский город Кобе и унесшее более 5 тыс. жизней, было предсказано новосибирскими учеными. Еще за неделю до события заведующий обсерваторией атмосферного электричества Новосибирского государственного университета доцент Юрий Брагин, основываясь на результатах своих измерений, обнаружил признаки грядущей беды. Он ошибся в сроках на пять дней, а в расчете силы подземного удара — всего на 0,2 балла. Получив такие данные, Брагин попросил своего сотрудника отправить сообщение по компьютерным сетям в Японию. И накануне землетрясения сигнал SOS достиг Страны восходящего солнца, но был оставлен без внимания. Видимо, для жителей сейсмоопасных районов подобные тревоги стали слишком привычными.

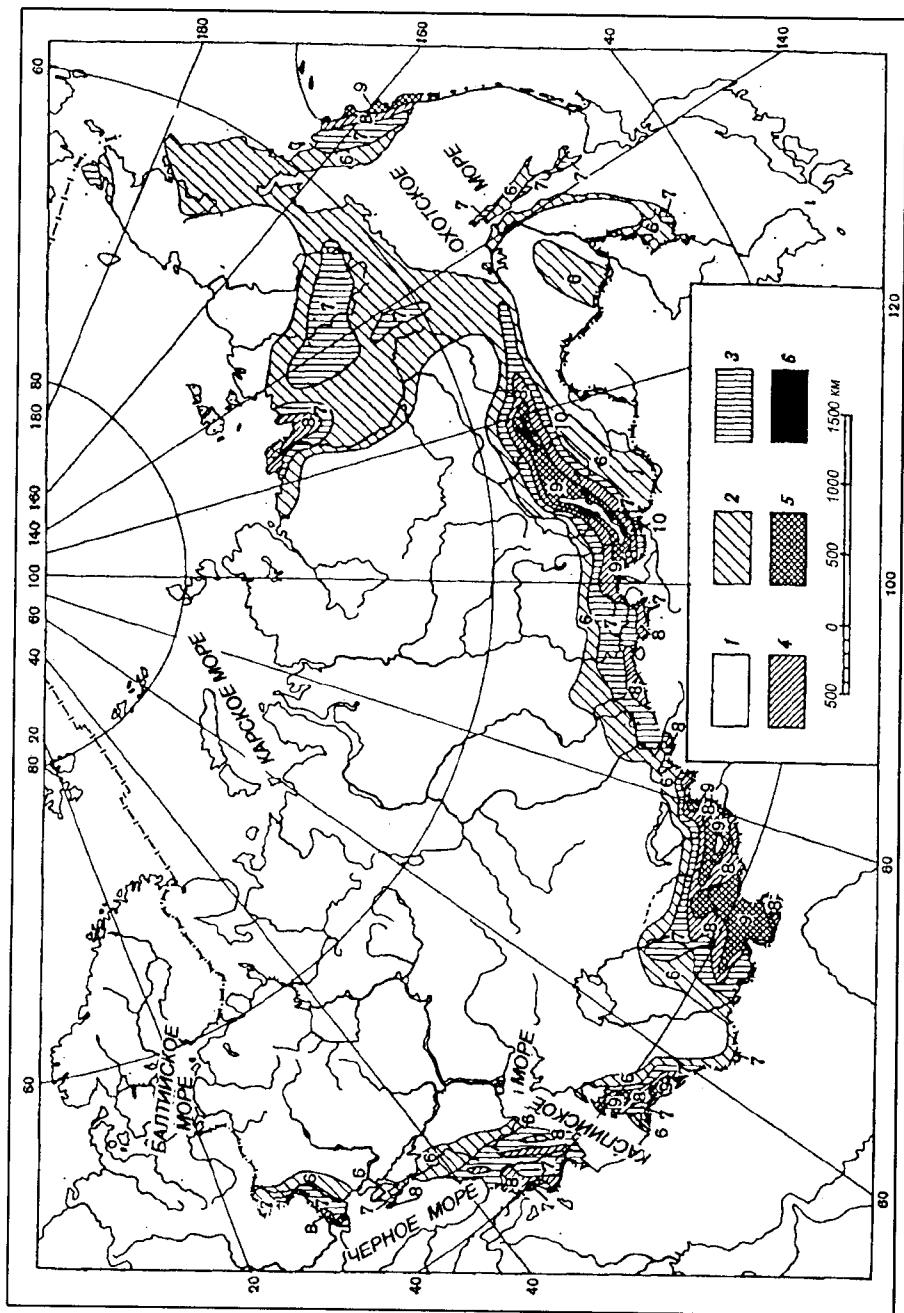


Рис. 9.17. Карта сельского районирования СНГ:
1–6 – зоны соответствующей балльности

Вместе с тем человечество обречено продолжать поиск путей к научно обоснованному прогнозу землетрясений. Единственным примером удачно *предсказанного* на сегодняшний день землетрясения является Хайченское землетрясение 1975 г. в провинции Ляонин в Китае. В те годы задолго до подземного толчка в Китае была организована сеть геолого-геофизических и других наблюдений за изменением физического состояния земных недр, наклонов поверхности, сейсмической активности, уровня подземных вод и содержания в них различных газов. В специальном обращении к населению была выражена просьба сообщать в сейсмологический центр о любом необычном явлении — изменении уровня воды в колодцах, появлении новых источников, необычном поведении птиц, пресмыкающихся и т. д. На основании всех полученных данных было принято *решение об эвакуации* населения города. Спустя несколько часов он оказался под руинами, но жертв почти не было (Р. М. Семенов, В. А. Павленов).

Возвращаясь к задаче сверхвысокой степени сложности — предсказанию времени землетрясений, отметим, что ученые многих стран продолжают поиск так называемых *предвестников* землетрясений. Сегодня их выделяют в несколько групп (Якушова, Хайн, Славин, 1988).

Прежде всего это *сейсмологические* предвестники — увеличение числа слабых землетрясений или форшоков (от англ. «фор» — пред и «шок» — удар) крупного землетрясения.

К *геофизическим* признакам можно отнести уменьшение электрического сопротивления пород (перед хрупким разрушением в лабораторных опытах), колебания модуля полного вектора магнитного поля и т. п.

Из *гидрогеологических* предвестников землетрясения называют понижение, а затем резкое повышение уровня грунтовых вод в скважинах и колодцах, изменение температуры воды, повышенное содержание в воде радона, углекислого газа и паров ртути.

И наконец, определенное внимание как предвестнику землетрясений следует уделять *аномальному поведению животных*. Есть немало сведений о том, как незадолго до разгула стихии выли собаки, бежали из строений кошки и куры, неожиданно выползая на снег, покидали места спячки змеи, метались в природных водоемах и аквариумах рыбы. Кроме них, предусмотрительная природа наделила способностью к прогнозу землетрясений птиц, муравьев, саранчу. Как тут не вспомнить рассказ сторожа зоопарка в югославском городе Скопле, которому довелось услышать необычный «концерт» своих подопечных как раз в ночь накануне сильнейшего землетрясения, разрушившего город в 1963 г. (Т. Есильбаев, В. Поляков). Так, на территории алма-атинского биополигона в канун землетрясения дикообраз после сды не отправился, как обычно, на послебеденный отдых. Им овладело необычное беспокойство. А через несколько часов в 30 км произошло землетрясение.

Часть из перечисленных предвестников может быть использована для среднесрочного (год, месяцы), другая — для краткосрочного (дни) прогнозов. Важно понимать, что при обработке информации и принятии решения необходимо использовать максимально широкий комплекс признаков и уж ни в коем случае не полагаться на один или два из них.

Завершая краткую характеристику землетрясений, вызываемых глубинными природными процессами, нельзя не упомянуть еще один вид землетрясений — *техногенные*, вызванные деятельностью человека. Одной из главных причин этого является повышение сейсмической активности в целом ряде регионов. Так произошло 7-балльное землетрясение в районе города Оровилл (Калифорния), где была возведена самая высокая плотина в США (235 м) и создано водохранилище. Было установлено усиление сейсмической активности в районе Курска, в Таджикистане и др.

Определенную сейсмическую активизацию недр могут также обусловить *откачка* нефти и газа, *закачка* воды в скважины. Предполагается, что именно эти действия послужили причиной мощных сотрясений 1976 г. в районе Грозного, а также 1976 и 1984 гг. в районе Газли.

Таким образом, человек, с одной стороны, прилагает огромные усилия для решения проблемы предсказания землетрясений, с другой — становится вольно или невольно их стимулятором.

9.3. МАГМАТИЗМ

Под **магматизмом** понимают совокупность эндогенных процессов, движущей силой которых являются магма и ее производные.

Общая характеристика и происхождение магм

Магма — расплавленная огненно-жидкая силикатная масса, возникающая внутри земной коры или верхней мантии и образующая при застывании *магматические горные породы*. Магма, изливающаяся на земную поверхность, называется лавой.

Значительно реже и в несоизмеримо меньшем количестве встречаются несиликатные магмы, например карбонатные (в Танзании один из современных вулканов извергает лавы, близкие по составу к соде — $(\text{Na}, \text{K})_2\text{CO}_3$). Однако такие магмы являются экзотикой.

Почти все образующиеся при застывании магмы горные породы состоят из силикатов — *кислородсодержащих соединений кремния*. Кроме того, магматический расплав содержит сульфиды и соединения типа Fe_2O_3 , атомы отдельных металлов, молекулы растворенных газов (легучие компоненты).

Лавы вулканов сильно отличаются от магм глубин Земли, но тем не менее, многие особенности магмы распознаются на примере современных вулканических извержений.

В зависимости от химического состава среди природных магм, наблюдавшихся в областях современного вулканизма, выделяют следующие *главные типы*: ультраосновные ($\text{SiO}_2 < 44\%$), основные или базальтовые ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}53\%$), средние или андезитовые ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}64\%$), кислые или гранитные ($\text{SiO}_2 > 64\%$).

Магмы разных типов имеют различные *физические свойства*.

Температура силикатных магм в момент зарождения варьируется от 1800–1600 до 600–500 °С. Максимальные значения характерны для глубинных ультраосновных расплавов, возникающих при плавлении верхней мантии или астеносферного слоя, а минимальные — для наименее глубинных кислых магм, образующихся в земной коре и обогащенных водой или фтором, которые понижают температуру плавления.

Плотность жидких магм равна 2,2–3 г/см³ и примерно на 10 % ниже плотности твердых пород соответствующего состава. Максимальная плотность характерна для глубинных мантийных магм.

Вязкость магм определяет их подвижность (текучесть). Наименьшей вязкостью и максимальной подвижностью обладают высокотемпературные магмы ультраосновного и основного состава, а наибольшая вязкость характерна для кислых магм, возникающих при относительно низкой температуре. Присутствие летучих значительно понижает вязкость расплавов.

Несмотря на разнообразие природных магм и магматических горных пород, являющихся продуктами их застывания и кристаллизации, среди них обычно выделяют первичные родоначальные и вторичные (или частные) магмы. Большинство исследователей признает существование двух родоначальных магм: гранитной и базальтовой. Обычно считается, что родоначальные базальтовые магмы возникают при плавлении вещества верхней мантии, гранитные же образуются при процессах плавления сиалической части коры (в основном гранитно-метаморфического слоя).

Зарождение родоначальных магм. По экспериментальным данным известно, что источники магматических горных пород (области магмообразования) располагаются в интервале глубин от 15 до 250 км, охватывающих земную кору и верхнюю мантию, литосферу и астеносферу (рис. 9 на цветной вклейке). Высказываются гипотезы о возможности существования значительно более глубоких источников магм вплоть до границы ядра и мантии — области, наиболее благоприятной для зарождения мантийных пломб. Однако на столь больших глубинах температура плавления вещества мантии сильно превышает температуру природных магм и, кроме того, неясен механизм перемещения магматических расплавов на тысячи километров в обстановке огромного всестороннего сжатия.

Существует несколько механизмов зарождения родоначальных магм. Одним из них является *нагревание* выше температуры плавления глубинного вещества, то есть выше температуры *солидуса* (рис. 9.18а).

Конкретные источники тепла известны лишь для коровых магм, образующихся под воздействием мантийных магматических масс, нагретых до высокой температуры. Причины эпизодического и локального нагрева мантийного вещества обычно связывают с выделением тепла при радиоактивном распаде U, Th, K и с теплом от трения или пластических деформаций вещества астеносферы.

Другим возможным механизмом служит *адиабатический* (почти изотермический) подъем нагретого вещества, при котором на определенной глубине достигается температура солидуса (рис. 9.18б). Этот механизм реализуется при быстром перемещении крупных масс нагретого и пластичного глубинного материала.

Третий связан с *дегидратацией* гидроксилсодержащих минералов, из которых состоит глубинное вещество (рис. 9.18в). Так, например, слюды при нагревании выделяют до 4 % воды. Если в магматическом источнике имеется вода, то температура плавления глубинного силикатного вещества понижается на десятки и сотни градусов. Чем больше давление, тем больше воды может растворяться в силикатном расплаве и тем ниже температура, при которой расплав может оставаться в жидкому состоянии. Вода, выделяющаяся при нагревании гидроксилсодержащих минералов, растворяется в возникающем магматическом расплаве.

В любом случае на начальной стадии плавления возникает немного магматической жидкости. Область плавления представляет собой пористую среду, состоящую из твердого каркаса, еще не подвергшегося плавлению, и межзернового расплава. При дальнейшем плавлении количество жидкой фазы возрастает и наступает такой момент, когда область плавления превращается в суспензию — расплав с заключенными в нем тугоплавкими кристаллами (интрапеллурическими вкраепленниками). При этом устойчивость магматического очага снижается и суспензия выживает в область низкого давления. Переход от твердого состояния к жидкому происходит при условии, что доля расплава достигает 40 % от общего объема глубинного вещества.

В областях магмообразования доля жидкой фазы обычно не превышает 20–30 %, а во многих случаях составляет всего несколько процентов.

Вторичные (частные) магмы возникают либо в результате дифференциации родоначальных магм, либо в результате их ассилиации и гибридизма. Под *дифференциацией* магмы понимают процесс разделения расплава на составные части с последующей кристаллизацией и превращением этих частей в магматические горные породы с различными количественными соотношениями одних и тех же минералов. Различают *кристаллизационную дифференциацию* (или фракционирование) и *ликвацию*.

Кристаллизационная дифференциация обусловлена перемещением в пространстве и последующим обособлением минералов, возникших в процессе кристаллизации магматического расплава (рис. 9.19). Переме-

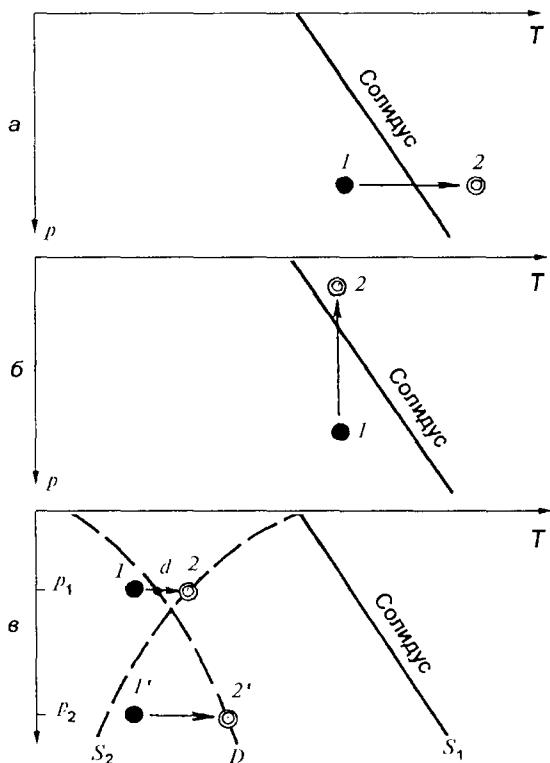


Рис. 9.18. Образование магм при плавлении твердого вещества (по В. С. Попову, 1996): T — температура, p — давление, солидус — линия, отделяющая pT -условия существования твердого вещества (слева) и частично расплавленного вещества (справа). Еще правее расположена параллельная линия ликвидуса, не изображенная на рисунке, которая отделяет частично расплавленное вещество от гомогенного расплава. *a* — плавление путем нагревания при постоянном давлении; *б* — плавление путем адиабатического подъема (*1* — твердое вещество, *2* — частично расплавленное вещество); *в* — плавление при дегидратации гидроксил-содержащего минерала (S_1 — солидус при отсутствии воды; S_2 — солидус расплава, насыщенного водой, D — кривая дегидратации минерала). При нагревании на уровне p_1 в точке *d* происходит разложение минерала с выделением воды, которая растворяется в насыщенном водой расплаве в точке *2*. Если нагревание осуществляется на уровне p_2 , то дегидратация происходит в точке *2'*. При этой температуре образуется расплав, содержащий растворенную воду, но не насыщенный ею. В обоих случаях наличие воды значительно понижает температуру плавления по сравнению с «сухим» солидусом S_1 .

иение минералов происходит при гравитационном осаждении выпавших из расплава кристаллов с относительно большим удельным весом (например, оливинов и нироксенов), всплытии относительно легких минералов (полевых шпатов, плагиоклазов) или в результате действия конвекционных токов в магматическом очаге. Результатом может явиться выделение из единой родоначальной магмы более основной и более кислой составляющих.

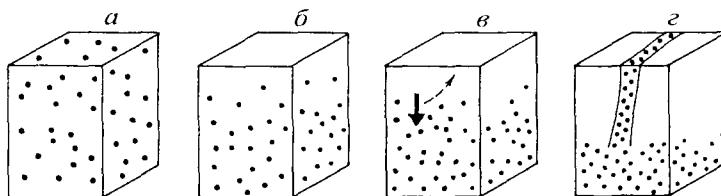


Рис. 9.19. Кристаллизационная дифференциация родоначальных магм (схема по Г. Мебусу): *а* — гомогенный расплав; *б* — оседание тяжелых минералов; *в* — разделение тяжелой и легкой минеральных фракций с образованием кислой и основной частных магм; *г* — инъекция основного магматического расплава

При ликвационной дифференциации, реже встречающейся в природе по сравнению с кристаллизационной, происходит разделение единого родоначального расплава на две несмешивающиеся жидкие фазы с различным химическим составом. *Ликвация* является следствием диффузии при неоднородном охлаждении, гравитационного поднятия или погружения легких или тяжелых молекул расплава.

Родоначальные магмы способны усваивать и переплавлять материал горных пород, вмещающих магматический очаг или в виде обломков (*ксенолитов*) попадающих в расплав в ходе его подъема и внедрения в высокие горизонты земной коры. Этот процесс называется *ассимиляцией*.

В результате ассимиляции первичный состав магмы меняется. Возникают так называемые *гибридные магмы*, состав которых отличается от родоначального.

Система пор, заполненных расплавом, связана тончайшими межзерновыми каналами. Вследствие этого магматическая жидкость выживает из твердого каркаса. Поскольку расплав легче, чем твердые породы, а его вязкость ниже, магма из таких зон просачивается вверх со скоростью от нескольких сантиметров до нескольких метров в год.

Значительные объемы магмы, обладающие избыточным давлением, поднимаются вверх, раздвигая стени ранее существовавших трещин, заполняя плоские и линзообразные трещинные каналы и формируя систему промежуточных магматических очагов. При этом скорость подъема наиболее подвижных магм, как показывают расчеты, может достигать нескольких километров в час.

Глубина, до которой поднимается расплав, определяется общим его количеством, соотношениями между плотностями магмы и твердых пород, температурой и растворенной в расплаве водой. Чем глубже зарождается магма, тем обычно меньше степень частичного плавления и меньше общая масса возникшего расплава. Поэтому многие малые выплавки не достигают приповерхностной зоны и затвердевают на относительно небольшом расстоянии от места зарождения.

Коровьи магмы, образовавшиеся выше поверхности Мохоровичича, легче, чем материал земной коры, и такие расплавы часто достигают земной поверхности.

Мagma в магматических очагах представляет собой жидкость со взвешенными в ней интрапеллурическими вкрапленниками, если ее температура лежит внутри температурного интервала плавления этих минералов. При более высоких температурах магмы полностью жидкые. В таком случае их называют *перегретыми*. Высокая скорость подъема перегретых магм является причиной того, что расплавы начинают затвердевать, лишь достигнув земной поверхности или заполнив какую-либо промежуточную камеру на глубине. При кристаллизации полностью жидких расплавов сначала возникают точечные зародыши кристаллов, которые затем увеличиваются в размерах.

Магматизм в целом, в зависимости от того, достигает ли расплав дневной поверхности или застывает на глубине, подразделяется на вулканизм и интрузивный магматизм (плутонизм).

Эффузивный магматизм (вулканизм)

Под **вулканизмом** понимают совокупность процессов и явлений, связанных с перемещением магмы и сопутствующих ей газово-водных компонентов из коры и мантии на поверхность Земли (как суши, так и морей и океанов). В результате формируются *вулканы* — геологические тела и формы рельефа, сложенные вулканическими горными породами (или вулканитами) и располагающиеся над подводящим каналом, по которому поднимается магматический расплав. Вулканические породы образуются не только на поверхности Земли, но и в подводящих каналах и подземных камерах. В строении вулканов принимают участие в подчиненных количествах и осадочные отложения (ледниковые, озерные и другие), возникающие в результате различных экзогенных процессов, протекающих на их поверхности.

По времени проявления вулканических процессов среди вулканов выделяют *действующие*, извержения которых происходят в настоящее время или происходили в течение исторического времени (3500 лет), *потенциально действующие* (или *уснувшие*), извергавшиеся 3500–13 500 лет тому назад, активность которых может возобновиться, и *потухшие*, сохранившие свою форму, но не проявлявшие никаких признаков активности в течение голоценса. Кроме того, широким распространением пользуются *палеовулканы*, деятельность которых протекала в доголоценовое время (десятка и сотни тысяч, миллионы, десятки и сотни миллионов лет тому назад) и от которых сохранились лишь фрагменты (руины) вулканических построек.

В настоящее время насчитывается 947 действующих (на 1980 г.) и 1343 уснувших вулкана. Для примерно 600 известны даты извержения.

Действующие, уснувшие, потухшие вулканы и палеовулканы распространены в пределах всех материков и океанов (рис. 9.20). При этом они *распределены крайне неравномерно*. Действующие и уснувшие вулканы сосредоточены в современных вулканических поясах и ареалах. Обширные пространства Земли в настоящее время свободны от каких-либо проявлений вулканизма. Наибольшее количество (свыше 380) вулканов размещается вдоль окраин Тихого океана в *Тихоокеанском вулканическом поясе* («огненном кольце»).

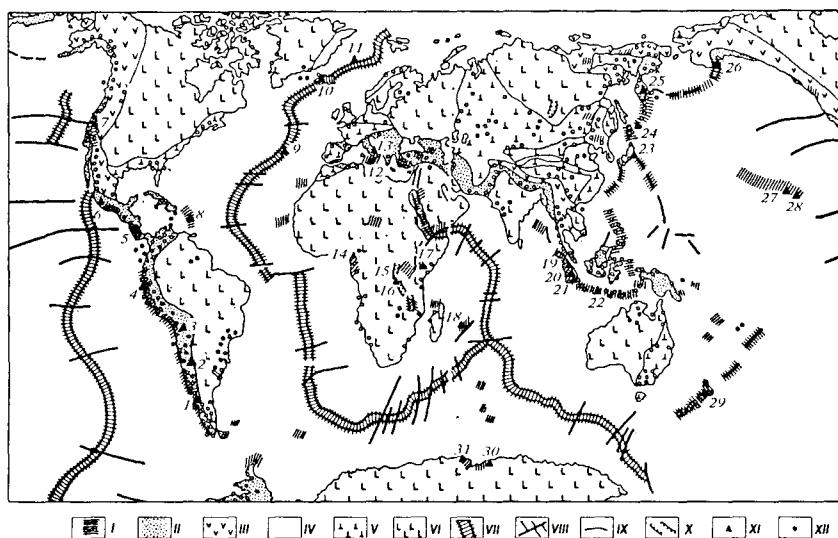


Рис. 9.20. Схема вулканического районирования Земли (по Е. К. Мархинину, 1985). Районы проявлений вулканизма: I — современного; II — кайнозойского; III — мезозойского; IV — океанического кайнозойского-мезозойского; V — палеозойского; VI — докембрийского; VII — рифтовые зоны срединно-оceanических хребтов; VIII — главные трансформные разломы; IX — островные дуги; X — рифтовые зоны на континентах; XI — некоторые крупные современные вулканы: 1 — Льяйма, 2 — Тупунгато, 3 — Сан-Педро, 4 — Котонахи, 5 — Ирасу, 6 — Попокатепетль, 7 — Лассен-Пик, 8 — Монталь-Пеле, 9 — Пику, 10 — Гекла, 11 — Ян-Майен, 12 — Этиа, 13 — Везувий, 14 — Камерун, 15 — Ньямлагира, 16 — Нирогонго, 17 — Телеки, 18 — Фурнез, 19 — Мерапи, 20 — Кракатау, 21 — Сламет, 22 — Тамборо, 23 — Фудзи, 24 — Тятя, 25 — Ключевской, 26 — Катмай, 27 — Мауна-Лоа; XII — древние вулканические центры

Помимо Тихоокеанского, они располагаются и в *Альпийско-Индонезийском вулканическом поясе*, охватывающем наиболее молодые горноскладчатые области, прослеживающиеся от берегов Атлантики (горных цепей и островов Средиземноморья) на восток — юго-восток вплоть до Тихого океана.

На суше отдельные действующие и уснувшие вулканы приурочены также к внутриконтинентальным (*Восточно-Африканский вулканический пояс*) рифтовым долинам.

Многочисленные подводные действующие вулканы на океаническом дне сосредоточены большей частью в пределах асейсмических вулканических хребтов (рис. 9.21), а также тяготеют к океаническим рифтовым долинам.

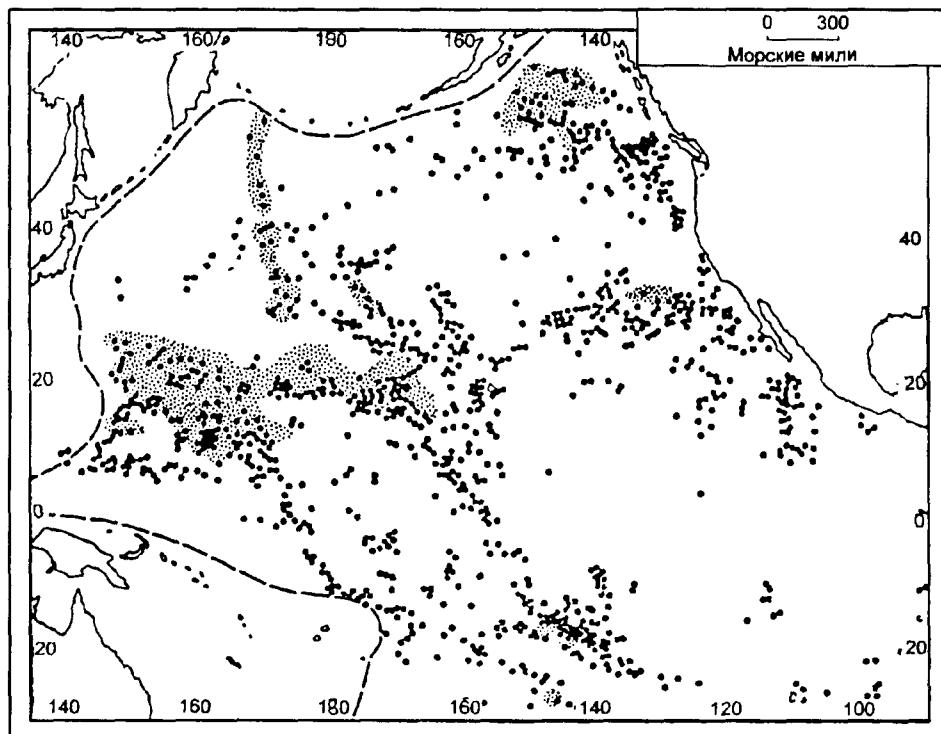


Рис. 9.21. Подводные вулканы Тихого океана (по И. В. Лучинскому).
Черные кружки — вулканы, возвышающиеся над ложем океана более чем на 900 м;
на участках, покрытых точками, потухшие вулканы,
представленные плосковершинными гайотами

Большинство молодых вулканических сооружений располагаются вдоль границ литосферных плит, маркируя их, а для части из них (особенно вулканов, расположенных на океанском дне) устанавливается связь с мантийными магматическими пломбами, получившими название «горячих точек».

В зависимости от длительности вулканических процессов выделяют *полигенные* вулканы, формирующиеся в результате многих последовательных извержений, разделенных периодами относительного покоя,

и моногенные, образовавшиеся в результате единого одноактного поднятия на земную поверхность всей массы лавы из впервые открывшегося магматического очага.

По строению магмоподводящего канала различают *вулканы центральные* с каналом трубообразной формы и *трещинные*, подводящий канал которых имеет вид трещины и извержения которых происходят или вдоль всей трещины, или в отдельных ее участках.

Вулканы центрального типа обычно полигенные, в то время как трещинные в основном моногенные.

Относительно кратковременная активность моногенных вулканов, разбросанных на значительной площади, характеризует *вулканизм аральского типа*.

В зависимости от особенностей *рельефа* вулканической постройки среди вулканов центрального типа выделяют стратовулканы, двойные вулканы типа «Сомма-Везувий», щитовые вулканы, вулканические купола (рис. 9.22) и шлаковые конусы, маары. Кроме того, в областях современного вулканизма широко распространены вулканические плато.

Стратовулканы представляют собой сооружения правильной конической формы высотой до нескольких километров, в поперечнике достигающие 10–20 км. В привершинной части падение склонов достигает 30–40°. На вершине конуса располагается кратер, имеющий форму воронки диаметром до 1 км. Тело вулкана сложено лавовыми потоками и накоплениями рыхлого материала. Кратер венчает вертикальный или почти вертикальный подводящий канал, соединяющий магматический очаг с поверхностью вулкана. Верхняя часть этого канала называется *жерлом*. От жерла могут отходить второстепенные выводные каналы, давая начало *боковым (паразитическим) кратерам*.

К *двойным вулканам типа «Сомма-Везувий»* относят сложные вулканические сооружения, состоящие из относительно небольшого молодого вулканического конуса, вложенного в *кальдеру* — циркообразную впадину с крутыми стенками и более или менее ровным дном. Размеры кальдер в поперечнике достигают 10–15 км и более. Внешние склоны кальдер представляют остатки разрушенной постройки более древнего вулкана. Окаймляющий кальдеру кольцевой гребень называют *соммой*, а кольцевую долину между молодым вулканом и соммой — *атрио*.

Кальдера образуется в результате проседания (провала) вершины более древнего вулкана, происходящего после наиболее активной фазы его деятельности. Предполагается, что при наиболее мощных (пароксизмальных) извержениях через жерло вулкана выбрасывается огромное количество магматического материала. При этом опустошение магматической камеры идет быстрее, чем заполнение ее материалом из

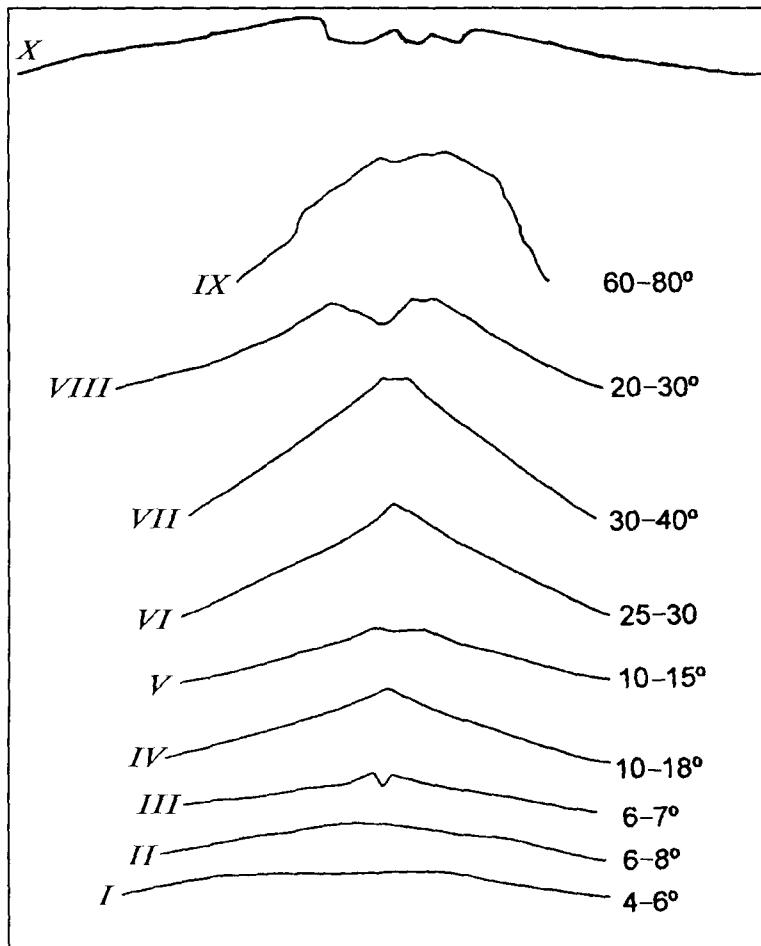


Рис. 9.22. Топографические профили вулканов разного типа (по А. Е. Святловскому, 1971, с дополнениями): I — щитового базальтового (Креницына, Курильские острова); II — то же (Мауна-Лоа, Гавайи); III — щитового подводного (Император Китая); IV — конусовидного подводного (вулкан Эдельштейна, Курильские острова); V — подводного с плоской вершиной (Гайо); VI — стратовулкана, островного, андезитового; VII — стратовулкана андезито-базальтового (Ключевской); VIII — то же (Эльбрус, Кавказ); IX — вулканического (экструзивного) купола (Иван Грозный, Курильские острова); X — двойного вулкана типа «Сомма-Везувий» (Тоба-Самосир, Индийский океан)

более глубинного источника. Прижерловая часть вулкана оказывается лишенной глубинной опоры и проседает.

Щитовые вулканы имеют характерную форму щита с пологими склонами, углы которых в верхней части составляют 7–8°, в нижней — 3–6°. Щитовые вулканы редко достигают в высоту 1000 м, а их поперечник

в десятки раз больше высоты. На вершине щитового вулкана располагаются кратеры, имеющие вид широких блюдцеобразных впадин с крутыми, часто вертикальными стенками, на дне которых находятся озера жидкой лавы.

К *вулканическим (экструзивным)* куполам относят сравнительно небольшие моногенные постройки, имеющие куполообразную форму высотой от нескольких до 700–800 м с довольно крутыми (40° и более) склонами, сложенные преимущественно массивными лавами и окруженные шлейфом грубых обломков.

Шлаковые конусы — небольшие самостоятельные моногенные вулканы, образованные шлаками — выброшенными из кратера вулкана и застывшими при полете обрывками пузыристых лав (результат бурного выделения газов из жидких магм).

Маары представляют собой относительно плоскодонные кратеры без конуса, иногда окруженные невысоким валом из рыхлых продуктов извержений и заполненные водой. Диаметр их колеблется от 200 до 3000 м, глубина — от 150 до 400 м.

Вулканические плато — обширные приподнятые лавовые равнины, образовавшиеся в результате излияний на земную поверхность огромных масс преимущественно основной лавы. Последняя, вследствие своей текучести, выполняла все неровности довулканического рельефа.

При вулканических извержениях на земную поверхность из глубин поступают разнообразные по агрегатному состоянию *продукты вулканической деятельности*: твердые, лавы и продукты их отвердевания, газы и вода.

Твердые продукты образуются при вулканических взрывах. К ним относят разнообразный рыхлый обломочный материал, называемый *тефрай*.

Тефра возникает при застывании отдельных сгустков и мельчайших капелек лав, выброшенных из кратера вулкана в воздух (ювенильные обломки), и разрушении пород вулканической постройки или ее фундамента (резургентные обломки).

В зависимости от размера обломочного материала выделяют *вулканические глыбы* — резургентные обломки угловатой формы (более 50 мм), *вулканические бомбы* — ювенильные обломки цилиндрической, шарообразной, веретенообразной, грушевидной формы того же размера; *лантили* — ювенильные и резургентные обломки размером 10–50 мм, *вулканический песок*, или *грубый пепел* (0,1–2 мм), *вулканическую пыль*, или *тонкий пепел* (менее 0,1 мм) (рис. 9.23).

В дальнейшем происходят уплотнение, цементация рыхлой тефры и превращение ее в твердые вулканические горные породы, называемые *туфами*.

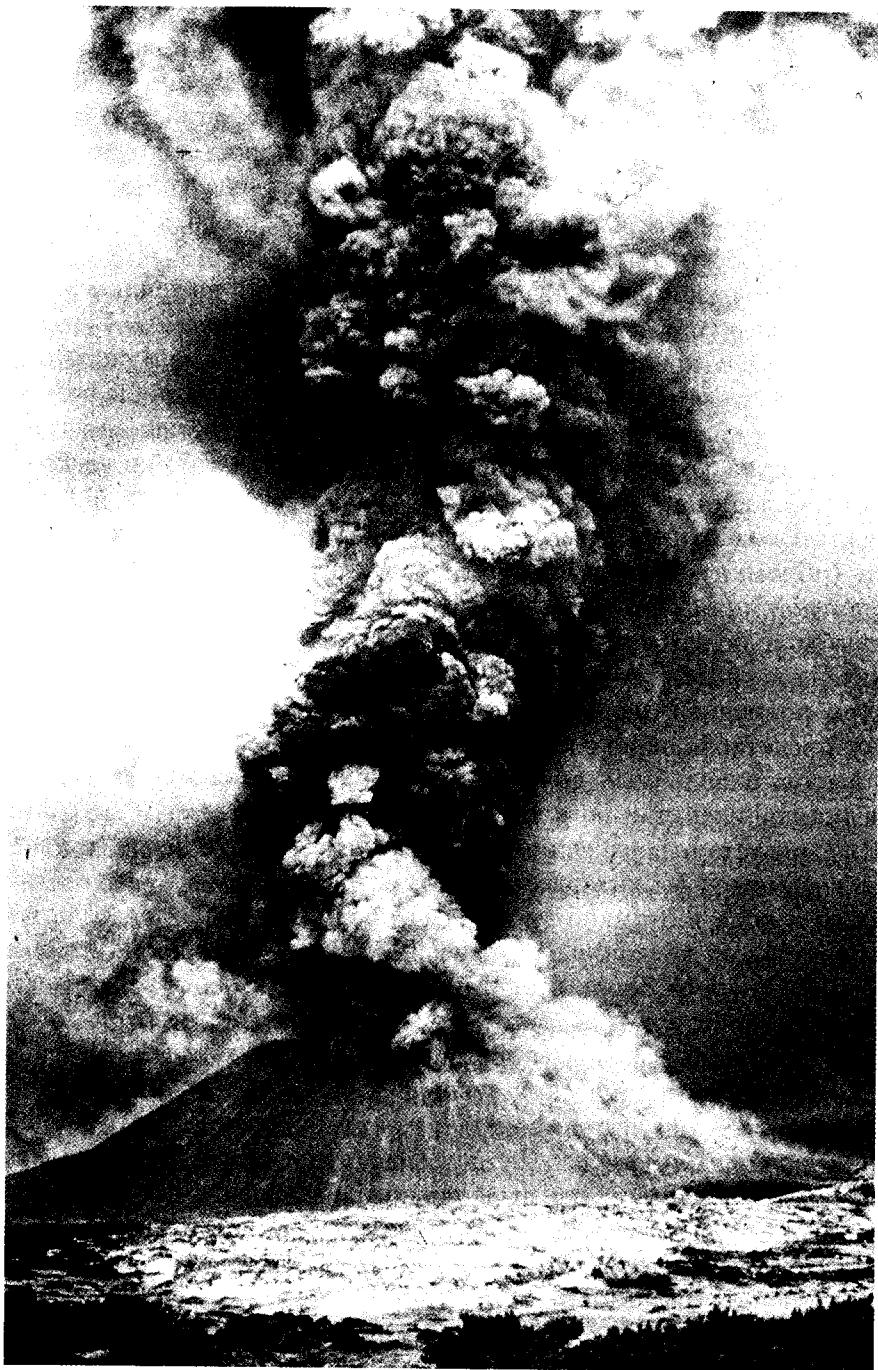


Рис. 9.23. Толбачинское извержение 1975 г.
Пепловые выбросы из второго конуса (по А. М. Чиркову)

Цементации отдельных обломочных частиц способствуют гидрохимические реакции, происходящие на границе отдельных зерен и сопровождающиеся выделением новообразованных минералов.

Лавы и продукты их отвердевания. Общей особенностью лав является их способность растекаться от кратера со скоростью от нескольких до 40–60 км/час на расстояния в сотни метров — несколько километров. Эта способность зависит от химического состава, температуры и газонасыщенности магматического расплава.

Среди лав наземных вулканических извержений выделяют *текущие*, или *волнистые* (пахуху = пахоэхоэ-лавы), и *глыбовые лавы* (аа-лавы).

К *текущим* относятся горячие, относительно жидкые и сильно дегазированные лавы, потоки которых обладают волнообразной поверхностью. При их движении на поверхности образуется вязкая стекловатая, гладкая пленка, которую движущаяся лава тащит за собой и легко скручивает в складки.

К *глыбовым* относят потоки вязкой лавы, разорванные на отдельные части (обломки). Глыбовая лава образуется при быстром остывании компактной или слабо пористой толстой корки потока, распадающейся на глыбы и более мелкие обломки под действием движущейся еще раскаленной лавы, находящейся под ней.

При подводных излияниях возникают *подушечные лавы* (пиллоу-лавы), представляющие собой скопления округлых тел в виде подушек или шаров, вдавленных друг в друга или вытянутых друг за другом и соединяющихся при помощи коротких трубок и шеек.

В результате отвердевания лав образуются эфузивные горные породы, главные виды которых охарактеризованы ниже.

Газы и вода в отличие от твердых продуктов и лав выделяются не только во время вулканических извержений, но и в промежутках между ними. Они участвуют в формировании атмосферы и гидросферы, активно воздействуют на окружающие горные породы, способствуя образованию новых горных пород и рудных месторождений.

Выделения вулканических газов называют *фумароллами*. Данний термин употребляется в широком и узком понимании этого слова.

В широком понимании к фумароллам относят все горячие вулканические газы и водяные пары, выделяющиеся в виде струй или спокойно парящих масс над поверхностью вулкана. Причиной выделения газа являются остывание лавы и ее частичная кристаллизация, взаимодействие привнесенных лавой газов с газами атмосферы и почвы, а также вторичный разогрев лав вследствие их окисления при соприкосновении с воздухом.

В узком смысле этого термина *фумароллами* называют только высокотемпературные газы галоидного состава.

По месту выделения газов различают первичные фумароллы, приуроченные к лавовым озерам, дну и стенкам кратеров, фумароллы склонов вулкана, выделяющиеся из трещин и отверстий, и вторичные фумароллы, наблюдаемые на поверхности лавовых потоков и отдельных раскаленных глыбах лавы.

По химическому составу и температуре фумароллы подразделяют на:

- *галоидные (собственно фумароллы)*, состоящие из H_2O , H_2 , CO , HCl , HF , SO_2 , галогенидов, сульфидов Na , K , Fe , Cu , оксидов Si , Cu , Fe и др. О кратерных фумароллах очень мало данных. Температура галоидных фумаролл остывающих лав составляет 300–500 °C;
- *сернистые-сульфатары*, состоящие из H_2O , H_2 , CO , SO_2 , H_2S , сульфатов Na , K , Ca , имеющие температуру 90–300 °C;
- *нашатырные*, содержащие NH_4Cl , FeCl_2 с температурой 200–300 °C;
- *углекислые-мофеты*, содержащие H_2O , CO_2 , следы H_2S , N_2 , H_2 , CH_4 , с температурой 100 °C и ниже;
- *пароводяные*, состоящие из паров воды с температурой 200–300 °C.

В зависимости от относительной роли тех или иных продуктов вулканической деятельности все вулканы подразделяются на три крупные группы: *лавовые*, или эфузивные, *газово-взрывные* вулканы и *вулканы смешанного типа*.

Лавовые вулканы распространены на океанических островах и на активных континентальных окраинах, где они приурочены к зонам глубинных разломов. Основными продуктами извержений являются подвижные базальтовые лавы, в меньшей степени рыхлая тефра и газы. Излияния лав происходят либо из зияющих трещин, либо из расположенных на них изолированных жерловин, либо через широкий трубоподобный канал. В последнем случае образуются щитовые вулканы, в кратерах которых возникают кипящие лавовые озера с температурой лав на поверхности озер 1000–1300 °C. Скорость перемещения лавовых потоков на склонах таких вулканов достигает 25 км/час.

Такие вулканы наблюдаются в Исландии, Японии, Новой Зеландии, Восточной Африке, на Гавайях (рис. 9.24), Камчатке, островах Самоа. В Восточно-Африканском вулкане Нираонго до настоящего времени сохраняется кратерное жидкое лавовое озеро.

Газово-взрывные вулканы извергают огромные количества газа, пара, вулканического пепла. Излияний лав почти не происходит, либо лава среднего и кислого состава в сравнительно небольших объемах выживается из кратера в виде экструзивных куполов. Извержения сопровождаются взрывами и появлением раскаленных газово-пепловых облаков, представляющих супензию мельчайших капелек жидкой лавы



Рис. 9.24. Космический снимок о. Гавайи. Хорошо видны кратеры и вулканические потоки вулканов Мауна-Лоа (в центре) и Мауна-Кеа (севернее)

в газовом облаке. Энергия взрывов столь велика, что в результате происходит разрушение значительной части вулканической постройки. Твердые продукты извержений обычно сильно раздроблены и представлены пеплом.

Вулканы этой группы пользуются наибольшим распространением.

К вулканам этой группы относятся также трубки взрыва, выраженные на поверхности маарами. Для них характерны короткий период извержений и большая сила начального взрыва.

Смешанные вулканы центрально-кратерного типа характеризуются чередующимися во времени извержениями вязких лав, твердых (от пепла до бомб) и газообразных продуктов вулканической деятельности. По формам вулканической постройки это типичные стратовулканы или двойные вулканы типа «Сомма-Везувий».

Смешанные вулканы распространены в Средиземноморье, Южной Америке, Японии, на Курилах и Камчатке.

Вулканическим извержениям всех типов часто предшествует серия сейсмических толчков («вулканическое дрожание»), являющихся предвестниками параксизмальной стадии.

Описание главных видов вулканических горных пород

Современная *систематика* магматических горных пород предусматривает выделение типа, класса, группы, ряда, семейства, вида и разновидности горных пород.

Тип породы характеризует генезис ее образования: магматический, осадочный или метаморфический. Магматические горные породы, в свою очередь, подразделяются на два класса — плутонические (интрузивные) и вулканические (эфузивные и вулканокластические), которые по содержанию кремнезема делятся на четыре группы: ультраосновных ($\text{SiO}_2 = 30\text{--}44\%$), основных ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}53\%$), средних ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}64\%$) и кислых ($\text{SiO}_2 = 64\text{--}78\%$) пород. Границы между группами в известной степени являются условными, так как между породами разных групп существуют постепенные переходы.

В каждой группе по содержанию суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), выражющейся соответственно присутствием в породе щелочных силикатов, выделяются три ряда: нормальной щелочности, субщелочные и щелочные.

Группы и ряды, в свою очередь, подразделяются на семейства, под которыми понимаются совокупности отдельных видов пород сходного минералогического состава с определенными соотношениями петрогенных оксидов, в первую очередь SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и др.

Более подробно характеристика наиболее часто встречающихся представителей отдельных семейств (видов) вулканических горных пород приведена в «Пособии к лабораторным занятиям», том II настоящего двухтомника.

Интрузивный магматизм (плутонизм)

Под *интрузивным магматизмом (плутонизмом)* понимают процессы внедрения магматического расплава и последующей кристаллизации его на различных глубинах земной коры с образованием *магматических тел (интрузивов или интрузивных массивов, плутонов)*. Образующиеся при этом поликристаллические горные породы, слагающие тела, называют *интрузивными*.

В результате последующих геологических процессов (тектонических горообразующих движений, эрозии и денудации) интрузивные массивы оказываются выведенными на дневную поверхность и становятся доступными непосредственному изучению различными методами. Площади интрузивных массивов колеблются в широких пределах:

от нескольких квадратных метров (и менее) до многих сотен тысяч квадратных километров (интрузивный массив на Аляске занимает площадь около 400 тыс. кв. км, имея в длину около 2000, а в ширину до 200 км).

Залегая среди вмещающих пород различного состава (или пород *рамы интрузива*), они имеют разнообразную, чаще всего неправильную форму, ограничиваясь с боков *контактами* интрузива, сверху — *кровлей*, или *апикальной поверхностью* (рис. 9.25).

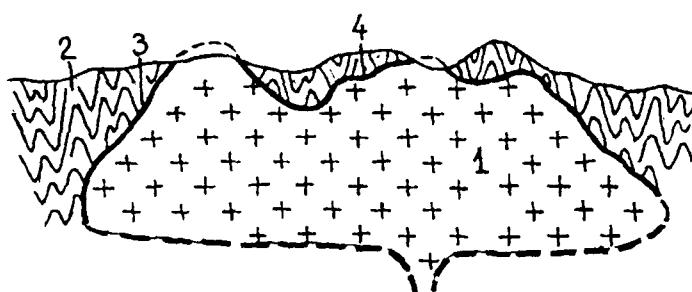


Рис. 9.25. Строение интрузивных тел: 1 — интрузивный массив (плутон); 2 — рама интрузива (вмещающие породы); 3 — боковой контакт; 4 — кровля (апикальная поверхность)

По глубине кристаллизации магматического расплава интрузивы разделяют на *абиссальные* (или глубинные), сформированные на глубинах, достигающих нескольких километров и глубже, и *полуглубинные* (или *гипабиссальные*), кристаллизация которых происходит на относительно небольшой глубине. Абиссальные массивы тесно связаны с магматическим очагом или иногда сами представляют застывший внутрикоровый, часто периферический (наиболее приближенный к земной поверхности) магматический очаг.

Интрузивные породы, как и магматические породы в целом, по содержанию кремнезема подразделяются на четыре группы: кислые ($\text{SiO}_2 = 64\text{--}78\%$), средние ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}64\%$), основные ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}53\%$), ультраосновные ($\text{SiO}_2 = 30\text{--}44\%$). Главными представителями абиссальных кислых пород являются граниты, средних — диориты, основных — габбро и ультраосновных — дуниты и перидотиты.

В связи с тем что остывание магмы на глубине происходит медленно, для абиссальных пород характерны полнокристаллические, разнозернистые структуры (до крупнозернистых включительно). Быстрая кристаллизация гипабиссальных тел приводит к образованию в слагающих их интрузивных породах мелко- и микрозернистых, порфировидных и порфировых структур. Поэтому часто в название гипабиссальных пород вводится наименование структуры в виде приставки

«микро» или терминов «порфир», «порфирит», совмещающихся с обозначением глубинной интрузивной породы (например, микрогранит, гранит-порфир, микродиорит, диорит-порфирит и т. д.).

Уменьшение объема интрузивных тел, происходящее при охлаждении магматического расплава, приводит к образованию в большинстве случаев многочисленных трещин охлаждения (или контракционных), разбивающих породы на блоки, более или менее выдержаные по размеру и форме, называемых *отдельностью*. Характерными отдельностями интрузивных горных пород являются глыбовая, параллелипидальная, матрацевидная, реже скорлуповатая, шаровая.

По соотношению со слоистостью вмещающих пород интрузивные тела подразделяют на *дискордантные* (или несогласные) и *конкордантные* (или согласные). В первом случае контакты массивов пересекают слоистость вмещающих отложений, во втором — контакты интрузивов примерно совпадают со слоистостью пород рамы (рис. 9.26).

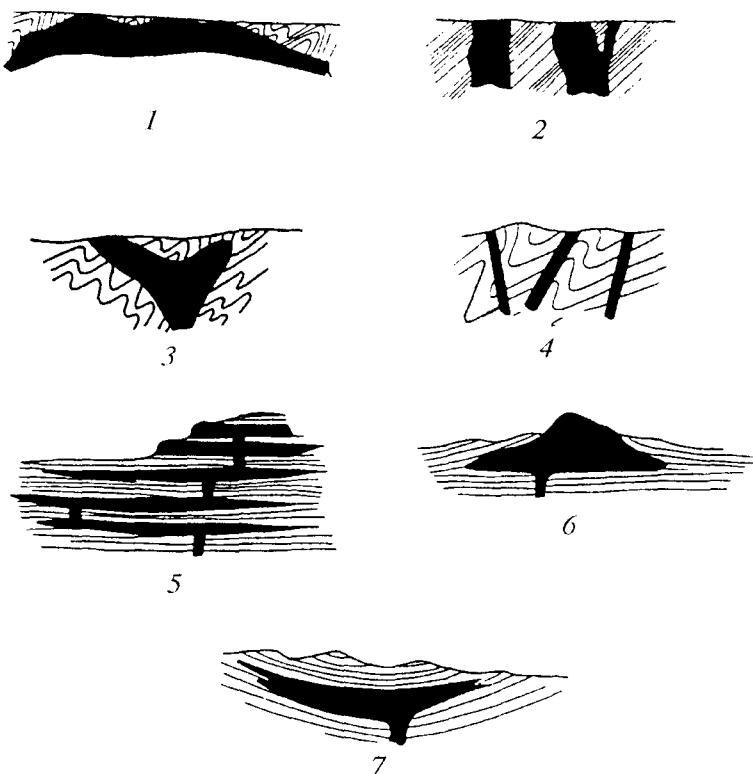


Рис. 9.26. Формы интрузивных тел: 1 — батолит; 2 — штоки; 3 — этмолит; 4 — дайки; 5 — силл (многоярусный); 6 — лакколит; 7 — лополит

Наиболее типичными представителями дискордантных тел являются батолиты, штоки, этмолиты, дайки и магматические жилы, конкордантных — силлы, лакколиты и лополиты (рис. 9.27). Часто интрузив в нижней части может быть дискордантным, а в верхней, где сила внедрения ослабевает, — конкордантным.

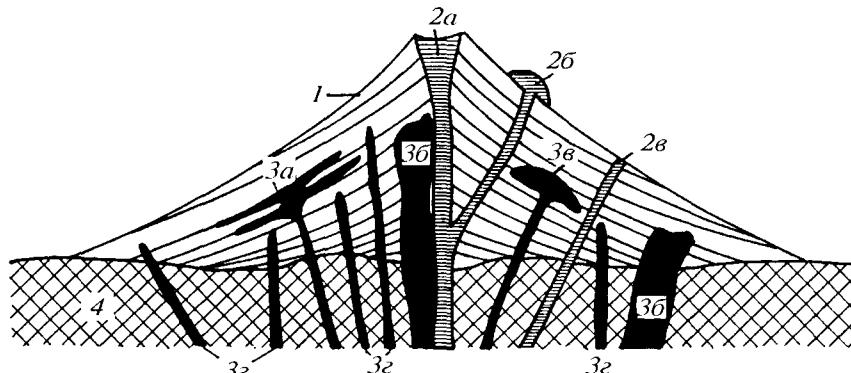


Рис. 9.27. Фации и формы залегания вулканогенных горных пород: 1 — собственно эфузивная фация (потоки и покровы); 2 — жерловая фация (*а* — некки и трубы взрыва, *б* — экструзивные купола, *в* — дайки); 3 — субвулканическая фация (*а* — силлы, *б* — штоки, *в* — лакколиты, *г* — дайки); 4 — порода фундамента вулканической постройки

Батолиты — огромные по площади (свыше 100 кв. км) тела вытянутой или неправильной изометричной в плане формы, с контактами, наклоненными в стороны от массива и кровлей, осложненной куполами и депрессиями. В отдельных случаях от батолитов далеко в пределы рамы отходят боковые ответвления, называемые *апофизами*. Нижняя ограничивающая поверхность батолитов, устанавливаемая обычно различными геофизическими методами, располагается на глубине несколько километров. Вертикальная мощность достигает 10–12 км. Значительное число батолитов сложено габбро, диоритами и гранитами.

Штоки — небольшие по площади (до 100 км²) тела различного петрографического состава изометричной или вытянутой в плане формы, с вертикальными или круто падающими контактами.

Этмолиты — неправильные тела, имеющие форму расширяющейся кверху огромной воронки, сложенные часто породами основного состава, обладающими повышенной щелочностью.

Меньшими по объемам слагающих их интрузивных пород являются *дайки* и *магматические жилы*.

Дайки представляют собой крутопадающие или вертикальные плитообразные тела, протяженность которых многократно превышает их толщину (сложены обычно гипабиссальными интрузивными породами).

Магматические жилы отличаются от даек неровными извилистыми контактами, имеют часто ветвящуюся в плане и вертикальном сечении форму.

Среди *конкордантных* интрузивных тел наиболее крупными являются *силлы* — пластообразные интрузивные тела с субпараллельными ограничивающими поверхностями, залегающие в толщах горизонтально лежащих или слабодислоцированных отложений (часто сложены породами основного состава), *лакколиты* — тела грибо- и караваебразной формы, *лополиты* — тела блюдцеобразной формы. Размеры их по площади достигают сотен квадратных километров, а некоторых нескольких — первых тысяч квадратных километров. Вертикальная мощность колеблется от нескольких метров (в силлах) до многих сотен метров (в лакколитах и лополитах).

Формирование наиболее крупных интрузивных массивов происходит в несколько стадий: *ортомагматическую*, *пегматитовую*, *пневматолитовую*, *гидротермальную*. С каждой из них связано образование месторождений рудных полезных ископаемых, представляющих собой природные скопления минеральных соединений, пригодных для промышленного использования.

Ортомагматическая стадия характеризуется подъемом из магматического очага основной массы магматического расплава и образованием интрузивного массива. При остывании расплава возможны три варианта. Во-первых, магма может распадаться на две несмешивающиеся жидкости (ликвация) с выделением рудной части, состоящей из минералов меди и никеля. Во-вторых, внутри массива может произойти расслоение еще до полного отвердения оставшейся части расплава за счет обособления минералов ранее кристаллизации (кристаллизационная дифференциация) (рис. 9.28). И в первом, и во втором случаях образуются *расслоенные интрузивные тела*.

В-третьих, магматический расплав может поступать по подводящему каналу многократно с образованием *многофазовых плутонов*, распадающихся на отдельные составные части — фазы, образование каждой из которых связано с подъемом определенной части расплава. В ортомагматическую стадию, в зависимости от состава магмы и процессов, протекающих в магматическом очаге и интрузивном массиве, образуются различные полнокристаллические разнозернистые породы, такие как дуниты, перидотиты, габбро, диориты, сиениты, гранодиориты, граниты и др.

Температурный обжиг вмещающих пород внедряющимися раскаленными магматическими массами, сопровождающийся часто комбинированным действием тепла интрузий и горячих минерализованных газоводных растворов, приводит к образованию вокруг интрузива *контактового ореола* роговиков и скарнов, характеристика которых приведена в параграфе 9.4.

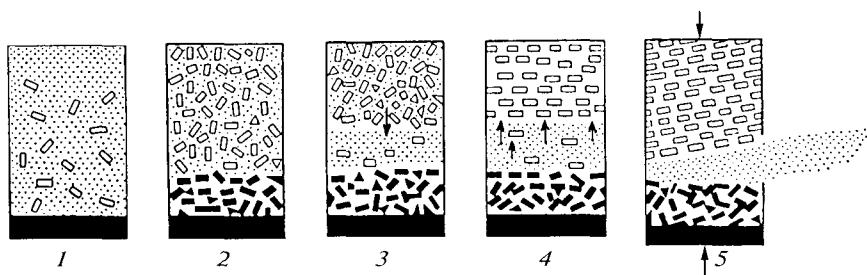


Рис. 9.28. Схема формирования расслоенных плутонов (по А. Бэтману):

- 1 — ранняя стадия с выделением кристаллов силикатов;
- 2 — последующая стадия с выделением железо-магнезиальных минералов и погружением их на дно;
- 3 — проникновение рудного расплава книзу;
- 4 — всыпывание более легких силикатных минералов и образование согласных рудных тел;
- 5 — отжатие рудного расплава и образование секущих рудных тел.

С ортомагматической стадией связано образование магматических месторождений (ликвационных, ранне- и позднемагматических) меди, никеля, хрома, платиноидов, титана, железа, необия, циркона, редких земель, апатита.

Пегматитовая стадия. В завершающие моменты отвердевания интрузивов либо отдельных фаз, вблизи кровли интрузивных массивов, в зонах эндо- и экзоконтакта образуются небольшие тела жило- и гнездообразной формы, сложенные своеобразными интрузивными породами — *пегматитами*, обладающими часто зональным строением, неравномерными полнокристаллическими структурами, крупными размерами части слагающих их минералов. Пегматиты свойственны глубинным массивам любого состава. Однако среди них преобладают гранитные пегматиты. Их образование связано с отделением высокоминерализованного летучими соединениями остаточного магматического расплава с начальной температурой 700–800 °С. Остыивание магматического расплава завершается выделением газоводного раствора, состав которого находится в химическом равновесии с составом породообразующих минералов.

В пегматитовую стадию образуются месторождения комплексного керамического сырья, мусковита, горного хрусталя, драгоценных камней, флюорита, а также Li, Be, Rb, Cs, Sn, W, Th, U, Nb, Ta.

Пневматолитовая стадия связана с отделением от магматического очага и воздействием на апикальную часть интрузивного массива горячих химически активных постмагматических летучих компонентов. Значительную роль в этой стадии играет газовая фаза, которая по мере снижения температуры переходит в высокотемпературные гидротермальные растворы. В результате воздействия пневматолитовых газов на породы интрузива и рамы образуются *грейзены* — агрегат слюды,

кварца, иногда турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих их рудных минералов.

В превматолитовую стадию происходит образование месторождений Sn, W, Li, Be, Mo.

Гидротермальная стадия. Становление крупных плутонов завершается отделением от магматического очага газово-жидких растворов (гидротерм) и образованием гидротермальных жил, связанных как с отложением в пустотах горных пород минерального вещества, так и с метасоматическим замещением боковых пород. Наиболее часто встречаются кварцевые, сульфидные и карбонатные гидротермальные жилы.

Основным компонентом гидротерм является вода с содержащимися в ней минеральными солями и газами. Это могут быть как взвеси, так и коллоидные и молекулярные растворы. Начальная температура гидротермального минералообразования близка к 600–700 °С. Постепенно понижаясь, она опускается до 25–50 °С. Гидротермальные жилы и соответственно связанные с ними месторождения подразделяются на высокотемпературные (500–300 °С), формирующиеся на больших глубинах, среднетемпературные (300–200 °С) и низкотемпературные (200–50 °С).

С гидротермальной стадией связано образование месторождений горного хрустала, Sn, W, As, Bi, Au, Cu, Zn, Pb, Ag, Sb, Hg.

Среди интрузивных образований наибольшим распространением пользуются породы кислой группы (граниты и гранодиориты), в меньшей степени — средние (сиениты и диориты), основные (габбро и пироксениты), ультраосновные (перидотиты и дуниты). Все породы, за исключением сиенитов, относятся по щелочности к нормальнощелочным.

Более подробная характеристика интрузивных пород дается в «Пособии для лабораторных занятий по общей геологии», том II двухтомника.

9.4. МЕТАМОРФИЗМ

Горные породы как сложные минеральные системы равновесны физико-химическим условиям той среды, в которой они образовались. Однако во многих случаях при геологической эволюции регионов породы оказываются в обстановке, когда физико-химические условия значительно отличаются от изначальных. В таких случаях минеральные ассоциации, слагающие породы, оказываются неравновесными и вынуждены «приспособливаться» к новым условиям. Это «приспособление» и называют метаморфизмом.

Само слово *метаморфизм* означает превращение, изменение. Таким образом, под метаморфизмом понимают совокупность эндогенных процессов, приводящих к преобразованию строения (текстур и структур), ми-

нерального, а иногда и химического состава горных пород в результате изменения физико-химических и термодинамических условий. Такое преобразование протекает с сохранением твердого состояния системы. Метаморфизму могут подвергаться любые горные породы — осадочные, магматические и ранее образовавшиеся метаморфические. Исходные породы называют *протолитами*.

Метаморфические изменения приводят к полному или частичному преобразованию пород. Если при метаморфизме сохранились реликты исходных пород, по которым можно уверенно восстановить первичный состав и строение протолитов, то породы называются *метаморфизованными*, а глубоко преобразованные породы, первоначальная природа которых полностью утрачена, — *метаморфическими*.

Факторы метаморфизма

Под факторами метаморфизма понимают причины, приводящие к изменению исходных пород. Главными из них являются: температура, давление и химически активные соединения (растворы, флюиды¹), взаимодействующие с породами.

Температура — важнейший фактор метаморфизма, влияющий на процессы минералообразования и определяющий состав возникающих минеральных ассоциаций. Метаморфические преобразования горных пород происходят в температурном интервале 250–1100 °С. Началом метаморфического процесса считается изменение пород при температуре выше 250 °С. Именно на этом рубеже, в связи с резким возрастанием скоростей химических реакций, проводится граница между диагенезом (см. параграф 10.7) и метаморфизмом.

Верхний предел метаморфизма определяется температурой начала плавления пород. С повышением температуры возрастает интенсивность перекристаллизации пород. Повышение температуры может быть связано с рядом геологических процессов:

- погружением горных пород на глубину;
- температурным воздействием оставающей магмы; теплопотоками из глубины Земли;
- теплогенерацией, связанной с силами трения при тектонических движениях.

Тот факт, что отдельные участки поверхности Земли периодически испытывают опускание или вздымяние, признается всеми геологами. Неоднозначно трактуются только причины, вызывающие эти движения, но их рассмотрение выходит за рамки этого учебника.

¹ Флюиды — минерализованные газообразные растворы.

Опускающиеся участки затапляются морями и океанами, на дне которых происходят осадконакопление и вулканическая деятельность. Осадки и вулканиты перекрывают ранее сформированные породы, которые по истечении определенного времени оказываются погребенными на значительную глубину. Чем более протяжены эти процессы во времени, тем более мощная толща вулканогенно-осадочных пород перекрывает отложения, некогда обнажавшиеся на суше или на поверхности океанического дна. Глубина погружения пород в таких зонах колеблется от сотен метров до десятков километров.

С глубиной происходит закономерное повышение фоновой температуры (геотермическая ступень, геотермический градиент) (см. параграф 4.2). В тектонически активных областях геотермический градиент может достигать 50–100 град/км, а на участках древней коры величина градиента составляет 10–30 град/км. Соответственно и породы, погруженные на одинаковую глубину в разных регионах, будут испытывать различное тепловое воздействие.

Изучение теплового поля Земли (см. параграф 4.2) показало, что оно менялось во времени.

На протяжении архейского и протерозойского акронов общий тепловой поток был в несколько раз (по разным оценкам, в 2–7 раз) больше, чем в фанерозойском эоне (см. главу 6). По этой причине породы ранних этапов развития Земли испытали более интенсивное тепловое воздействие на огромных территориях, в то время как в фанерозойском эоне такие условия возникали только в локальных зонах.

Интенсивный прогрев вмещающих пород может быть обусловлен и круиными столбообразными потоками горячего мантийного вещества — *плюмами*, поднимающимися из глубин мантии к поверхности Земли.

Теплогенерацией сопровождаются и тектонические движения.

При перемещении огромных по размеру и массе блоков возникают силы трения, преодоление которых ведет к выделению тепловой энергии. Выделившееся тепло оказывает воздействие на горные породы, примыкающие к зоне тектонического шва.

Принято выделять **давление литостатическое** (всестороннее) и **стрессовое** (одностороннее).

Литостатическое давление связано с погружением пород. Порода, оказавшаяся на глубине, испытывает давление со всех сторон, в том числе и вышележащей толщи. В общем случае литостатическое давление возрастает с глубиной.

Давление *стрессовое* имеет четко выраженный вектор направленности, одна из его составляющих по величине превосходит значения по другим направлениям. Стressовое давление является причиной тектонических движений, при которых перемещаются крупные блоки земной коры.

Величина давления оказывает влияние на состав и внутреннюю структуру образованных в ходе метаморфизма минералов.

Выделяется целая группа минералов, которые образуются, как правило, в обстановке высоких давлений (глаукофан, омфацит¹ и др.). Давление способствует тому, что при достаточно высоких температурах вода остается в жидком состоянии и способна переносить химически активные соединения, участвующие в процессе метаморфизма. Изменение давления вызывает смещение химических реакций в ту или иную сторону.

Давление способствует образованию упорядоченных текстур.

Минералы, обладающие пластинчатой, таблитчатой, листообразной или удлиненной формой, ориентируются в одной плоскости и образуют полосчатые, гнейсовые и сланцеватые текстуры.

В близповерхностных и малоглубинных условиях одностороннее давление может приводить и к возникновению неупорядоченных текстур. Здесь имеется в виду дробление пород в зонах тектонических нарушений, сопровождающееся формированием тектонических брекчий. При значительном давлении и продолжительном его воздействии возможно истирание пород до состояния пудры или муки с образованием мILONитов.

Химически активными веществами, действующими на горные породы при метаморфизме, являются в первую очередь вода и углекислота, которые содержатся в том или ином количестве почти во всех породах. Кроме того, большое значение имеют такие компоненты, как K₂O, Na₂O, O₂, Cl, F и некоторые другие. Их источником могут служить магматические растворы, отделяющиеся при остывании магмы, глубинные флюиды, нагретые подземные воды с растворенными химическими соединениями, извлеченными из окружающих пород. Источником химических соединений могут быть и погребенные воды бывших озер и морей.

Особенности состава и строения метаморфических пород

В процессе метаморфизма возможны изменения текстуры, структуры, минерального и химического состава горных пород.

Текстурные изменения чаще всего заключаются в том, что метаморфизуемые породы либо приобретают упорядоченную ориентировку минералов, либо подвергаются частичному или полному разрушению. В первом случае образуются сланцеватые, гнейсовые и полосчатые текстуры.

¹ Глаукофан — щелочной амфибол, омфацит — пироксен.

Изменение текстурных особенностей при этом происходит в результате переориентировки таблитчатых, пластинчатых и других уплощенных минералов без разрушения сплошности горной породы.

Во втором случае происходит нарушение сплошности породы, она дробится на отдельные обломки размером от нескольких метров до долей миллиметров с образованием беспорядочных текстур.

Текстуры метаморфических пород делятся на *унаследованные* (или реликтовые) и *сингенетические*.

К *унаследованным* относятся текстуры, генетически связанные с исходными породами. Примером здесь может служить слоистость. При этом важно не путать слоистость и метаморфическую полосчатость. Если метаморфическая порода состоит из субпараллельных прослоев, отличающихся по составу или структуре, правильнее будет говорить о том, что она имеет полосчатую текстуру или полосчатость. Является ли эта полосчатость результатом преобразования ранее существовавшей слоистости, или она возникла в породе в новом направлении, независимом от ранее существовавшей текстуры, — это вопрос, требующий в каждом конкретном случае специального изучения.

К *сингенетическим* относятся текстуры, возникшие в процессе метаморфизма: полосчатые, сланцеватые, гнейсовые, плойчатые и др.

При *полосчатых* текстурах границы полос, отличающиеся составом и структурой, часто выглядят в обнажении практически параллельными. Однако при прослеживании полос на большие расстояния обнаруживается, что они в отличие от слоистости имеют ограниченную протяженность.

Обычно границы полос идут параллельно друг другу на расстоянии, в несколько десятков раз превышающем мощность. После этого полоса либо выклинивается, либо разветвляется. Новообразованный характер полосчатости хорошо виден, когда она занимает секущее положение по отношению к более ранней слоистости.

Развитие в породе параллельно расположенных чешуйчатых или листоватых минералов называют *сланцеватостью* (а текстуру таких пород — *сланцеватой*). Этим сланцеватость отличается от *кливажа*, который представляет собой частые параллельные поверхности делимости пород, не связанные с существованием параллельно ориентированных минеральных зерен.

Гнейсовая текстура характеризуется параллельным расположением таблитчатых и изометричных зерен минералов при малом содержании чешуйчатых образований.

Плойчатая текстура выражается наличием мелкой сжатой складчатости в объеме породы.

Среди структур метаморфических пород выделяются: *кристаллобластовые, катакластические и реликтовые структуры*.

Кристаллобластовые структуры возникают в процессе кристаллобластеза — перекристаллизации пород в твердом состоянии. Структурные преобразования, связанные с кристаллобластезом, заключаются в изменении формы и размеров минеральных зерен, взаимоотношений между минералами.

Размеры зерен минералов, слагающих породу, могут быть близкими, и тогда структура называется *гомеобластовой* (равномернозернистой).

В противном случае структура становится *гетеробластовой* (неравномернозернистой).

Резко выраженную гетеробластовую структуру, когда отдельные зерна минералов значительно превышают по величине зерна основной массы породы, называют *порфиробластовой*, а крупные зерна *порфиробластами*.

Структура метаморфической породы, сложенной главным образом изометричными зернами (кварца, полевого шпата, граната, пироксена), получила название *гранобластовой*.

Преобладание листовых силикатов приводит к появлению *лепидобластовой* структуры, а игольчатые и нитевидные кристаллы обусловливают возникновение *нематобластовых* структур.

В случае совместного нахождения в породе изометричных и листоватых или игольчатых зерен минерала формируются соответственно *лепидогранобластовая* или *нематогранобластовая структуры*.

Катакластические структуры образуются под действием направленного давления (стресса), вызывающего дробление и перетирание пород. По степени раздробленности пород среди катакластических структур выделяют брекчевидную, цементную и милонитовую структуры.

Реликтовые структуры характерны для пород, не претерпевших глубоких изменений, имеющих наряду с элементами новой структуры реликты (остатки) структуры первоначальной породы.

Минеральный состав метаморфических пород весьма разнообразен. Тип минеральных ассоциаций (парагенезисов) зависит от исходного состава пород, температуры, давления и привносимых веществ.

Для метаморфических пород характерны специфические (типоморфные) минералы, образующиеся, как правило, только при метаморфических процессах. Это: хлориты, актинолит, tremolit, эпидот, дистен, андалузит, силлиманит, графит, серпентин, гранат, кордиерит, ставролит, диопсид и др.

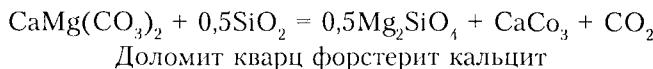
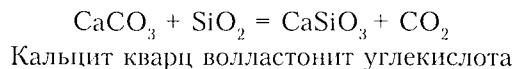
Из числа первичных магматических и осадочных минералов присутствуют: кварц, биотит, мусковит, полевые шпаты, роговая обманка, пироксены, кальцит и др., устойчивые в широком диапазоне *P-T* параметров.

Реальная горная порода чаще всего полиминеральная, то есть состоит из минералов нескольких видов, которые не всегда абсолютно равновесны между собой. В обстановке малых температур и давлений химическая активность компонентов, слагающих минералы, низка и реакции между ними не идут. В условиях повышенных температур химическая активность резко возрастает и между некоторыми минералами происходят реакции, сопровождающиеся образованием новых минеральных видов.

При изменении температуры некоторые минералы становятся неустойчивыми. Они либо распадаются на несколько более простых видов, либо, реагируя между собой, образуют один минерал. Возможен также полиморфизм, когда химический состав остается постоянным, а меняется внутренняя структура минерала (например, полиморфный ряд: кварц — коэсит — стишиовит).

Изменение минерального состава метаморфических пород может происходить как в условиях закрытой системы без привноса — выноса химических компонентов (изохимический метаморфизм), так и в условиях открытой физико-химической системы с выносом (привносом) химических компонентов (аллохимический метаморфизм).

В качестве примера образования новых минералов за счет первичных можно привести следующие реакции:



Если первые три реакции идут при повышении температуры и низкотемпературные минералы замещаются более высокотемпературными, то в последнем случае, наоборот, высокотемпературный минерал замещается низкотемпературными.

Метаморфические преобразования горных пород с привносом (выносом) химических компонентов называют *аллохимическими*. При этом валовый химический состав пород до метаморфизма и после метаморфизма существенно различаются.

Изменения химического состава приводят к изменениям и минерального состава. Степень изменения зависит от химической неравновесности пород по отношению к растворам, которые циркулируют во время метаморфизма.

Повышение температуры на начальных стадиях метаморфизма ведет к дегидратации минералов (потере ими конституционной воды). Этот процесс сопровождается выделением больших объемов воды, нагретой до нескольких сот градусов и находящейся под давлением. В таком состоянии вода химически агрессивна и способна растворять компоненты горных пород с последующим их переотложением.

Глубинное тепло не только оказывает воздействие на воды, выделившиеся в процессе метаморфизма пород, но и приводит к активизации циркулирующих подземных вод вадозного происхождения. Общее содержание растворенных в метаморфизующих растворах веществ может достигать 50–60 масс. %.

Изменение химического состава пород происходит в результате реакций замещения и ионного обмена, что приводит к псевдоморфному¹ замещению одних минералов другими (граната — биотитом, оливина — серпентином и т. д.).

С параметрами метаморфизма тесно связано понятие **метаморфических фаций** как совокупностей горных пород, минеральный состав которых находится в равновесии при данных условиях метаморфизма. Эти условия определяются рядом связанных между собой термодинамических, химических, структурно-текстурных и других факторов. Критерием при отнесении метаморфических горных пород к той или иной фации метаморфизма является то, что в горных породах одинакового химического состава при одинаковых условиях развивается одна и та же минеральная ассоциация (парагенезис минералов). Таким образом, метаморфическая фация — это совокупность метаморфических пород, образовавшаяся в одинаковых физико-химических условиях. Поскольку преобразуются протолиты разного состава, то в одну фацию объединяются разные метаморфические породы, но минералы, входящие в их состав, устойчивы только в узком диапазоне $P-T$ параметров, характерном для данной фации.

Типы метаморфизма

По совокупности действующих на породы факторов, их интенсивности и геологическим условиям проявления различают *шесть основных типов метаморфизма*: региональный, ультраметаморфизм, динамометаморфизм, контактовый, метасоматический, импактный.

¹ Псевдоморфизм — замещение ранее существовавших минералов с сохранением внешней формы.

Региональный метаморфизм — широкомасштабный процесс преобразования осадочных, магматических и метаморфических пород в результате погружения их на ту или иную глубину или тектонического скучивания в коллизионных зонах, охватывающий крупные территории (регионы) и характеризующийся выдержанностью или слабой изменчивостью физико-химических условий по простиранию.

Факторами регионального метаморфизма являются: давление от 1–2 до 20–25 кбар, температура, варьирующаяся от 250–300 до 1000–1100 °С, а также воздействие воды и углекислоты, содержащихся в исходных породах и способствующих ходу химических реакций. Преобразование пород, происходящее на глубине без существенного плавления и метасоматоза, сопровождается перекристаллизацией и развитием новых минералов в условиях расплющивания и пластического течения вещества, что обуславливает появление наиболее характерной для метаморфических образований ориентированности (параллельного расположения) минеральных зерен.

Широкий спектр $P-T$ условий приводит к образованию различных по составу и структуре метаморфитов даже в случае одинаковых исходных пород, поскольку минеральные ассоциации, образующиеся при метаморфизме, устойчивы только в определенных интервалах температур и давлений.

Процесс регионального метаморфизма может иметь прогрессивную и регressive направленность, превращаясь в особых случаях вультраметаморфизм.

Прогрессивный метаморфизм развивается в условиях повышения $P-T$ параметров и выражается в появлении более высокотемпературных минеральных ассоциаций вместо существовавших ранее низкотемпературных.

Регressive метаморфизм, или *диафторез*, включает минеральные преобразования, вызванные приспособлением магматических или метаморфических пород к новым условиям более низких ступеней метаморфизма, и характеризуется замещением высокотемпературных минералов низкотемпературными. Образующиеся в этом случае продукты метаморфизма называются *диафторитами*.

Для регионов, сложенных метаморфическими образованиями архейского и протерозойского возрастов, характерен полиметаморфизм, под которым понимается многоэтапное преобразование пород, вызванное полихронным наложением процессов метаморфизма.

По величине давления выделяют два подтипа регионального метаморфизма: умеренных и высоких давлений.

Подтип *умеренных давлений* («обычный» региональный метаморфизм) имеет широкое площадное распространение; им затронуты огромные

по объему толщи архейского и протерозойского возраста, а также значительная часть фанерозойских образований. Этот подтип регионального метаморфизма играет определяющую роль в формировании «гранулит-базитового» и «гранитно-метаморфического» слоев континентальной коры (об условиях выделения этих слоев говорилось в параграфе 5.4).

Региональный метаморфизм *высоких давлений* характерен для сравнительно узких зон земной коры и верхней мантии, в которых при тектонических движениях возникают высокие давления, приводящие к образованию таких высокобарических минералов, как жадеит, глаукофан, дистен, омфацит и др. Это субдукционные и коллизионные зоны (см. параграф 4.1).

Наиболее распространеными *породами регионального метаморфизма* являются сланцы, зеленые сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты. Они залегают в форме слоев, линз и слоистых толщ, обычно интенсивно деформированных, смятых в сложные складки.

Зеленые сланцы представляют наиболее низкую ступень метаморфизма и характеризуются ассоциацией низкотемпературных минералов: хлорита, альбита, актинолита, эпидота, кварца, серицита. По преобладанию тех или иных минералов различают хлоритовые, эпидот-актинолитовые, серицит-хлоритовые и другие разновидности.

Породы обладают сланцеватой текстурой, тонко- или мелкозернистой структурой; в них часто сохраняются реликтовые структуры. В несколько более высокотемпературных условиях формируются слюдяные, силлиманинит (андалузит)-мусковитовые и ставролит-силлиманитовые сланцы.

К *кристаллическим сланцам* относятся породы средней и высокой ступени метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой фаций), обладающие сланцеватой или гнейсовидной текстурой, мелко- и среднезернистой структурой. В их состав могут входить плагиоклаз, роговая обманка, биотит, пироксены, гранаты, эпидот и некоторые другие минералы. Отсутствуют, по крайней мере в числе главных минералов, кварц и калиевые полевые шпаты.

Под *гнейсами* понимаются породы средней и высокой ступеней метаморфизма, по минеральному составу близкие к гранитам, то есть обогащенные полевыми шпатами и кварцем. Из цветных минералов могут присутствовать слюды, роговая обманка, пироксены, гранаты, дистен, силлиманинит и некоторые другие. Породы имеют гнейсовую текстуру, мелко- или среднезернистую лепидогранобластовую структуру. Гнейсы, не содержащие калиевого полевого шпата, получили название *плагиогнейсы*.

В зависимости от первичной природы исходных пород различают пара- и ортопороды. При метаморфизме осадочных пород возникают

парагнейсы и парасланцы, за счет магматических пород образуются ортогнейсы и ортосланцы.

Амфиболиты — меланократовые¹, зернисто-кристаллические породы с массивной или беспорядочной текстурой, сложенные в основном роговой обманкой при подчиненной роли плагиоклаза. Могут присутствовать пироксены и гранаты.

К *мраморам* относятся метаморфические породы, содержащие не менее 50 % карбонатов. По составу они подразделяются на кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые. При содержании от 5 до 50 % силикатов (или кварца) породы называются *силикатными мраморами* или *кальцифираторами*; если количество силикатов превышает 50 % объема, то породу называют *карбонатным сланцем*.

Кварциты и *кварцитосланцы* представляют собой породы, состоящие преимущественно из кварца. Различаются разновидности кварцитов и кварцитосланцев в зависимости от присутствия других минералов — полевошпатовый, биотитовый, железистый и т. д.

Для регионально метаморфизованных пород, в соответствии с подтипами метаморфизма, выделяют две группы фаций:

- фации умеренных давлений;
- фации высоких давлений.

Метаморфические породы *умеренных давлений* подразделяются на четыре фации:

- зеленых сланцев;
- эпидот-амфиболитовую;
- амфиболитовую;
- гранулитовую.

Фация зеленых сланцев (зеленосланцевая) соответствует наиболее низкотемпературной ступени регионального метаморфизма и объединяет породы, сформировавшиеся в температурном интервале 250–550 °С при давлении от 1,5 до 3,5–4 кбар.

Широкое развитие минералов зеленого цвета (хлорита, актинолита, эпидота) определило название фации. Верхняя температурная граница фации фиксируется по совместной устойчивости хлорита с кварцем и отсутствию роговой обманки, альмандин и олигоклаза. Нижняя определяется по отсутствию каолинита, диаспора, цеолитов. В зависимости от состава исходных пород в условиях зеленосланцевой фации образуются филлиты, зеленые сланцы, кварцитовые песчаники, известковистые сланцы.

¹ Меланократовая — порода, состоящая преимущественно из темноокрашенных минералов, лейкоократовая — из светлоокрашенных.

Эпидот-амфиболитовая фация отвечает более высокотемпературной ступени регионального метаморфизма ($T = 500\text{--}650^\circ\text{C}$, $P = 3,5\text{--}6$ кбар) и поэтому характеризуется заменой низкотемпературных минералов более высокотемпературными. Нижняя температурная граница фации фиксируется сменой хлорита и кварца альмандином и появлением роговой обманки.

Верхний температурный предел определяется устойчивостью мусковита с кварцем и ставролита с кварцем. Характерными породами для этой фации являются мусковитовые, силлиманит-мусковитовые, ставролит-силлиманитовые, эпидот-рогообманковые и кварцитовидные сланцы, мраморы, эпидот-биотит-рогообманковые гнейсы.

Для минерального состава пород *амфиболитовой фации* ($T = 600\text{--}800^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}8$ кбар) характерно появление натриево-калиевых полевых шпатов. Широко распространены роговая обманка, кордиерит, ставролит, биотит, встречается диопсид.

Запрещенными являются: хлоритоид, ставролит совместно с кварцем, эпидот с кислыми плагиоклазами, доломит с кварцем.

При высоком содержании в породах воды наступает частичное их плавление — анатексис с возникновением гранитного расплава, что приводит к образованию мигматитов.

В условиях амфиболитовой фации образуются пара- и ортогнейсы, силикатные мраморы, рогообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты.

Гранулитовая фация отличается наиболее интенсивными параметрами метаморфизма ($T = 750\text{--}1100^\circ\text{C}$, $P = 6\text{--}11$ кбар). Породы, сформировавшиеся в условиях этой фации, почти полностью лишены воды; гидроксилсодержащие минералы в них встречаются редко. Характерны специфические ассоциации с гиперстеном (гиперстен — диопсид — кварц, гиперстен — гранат — ортоклаз, гиперстен — гранат — кордиерит — ортоклаз и др.).

Породы часто имеют полосчатое строение. Цветные минералы представлены гранатами, пироксенами, силлиманитом, кордиеритом. В некоторых гранулитах встречаются роговая обманка и высокотитанистый биотит.

Гранулиты — породы мелкозернистые, светло- и темноокрашенные.

Светлые (кислые) гранулиты образуются за счет глинистых и кварц-полевошпатовых пород и представлены биотит-гранатовыми и чарнокитовыми (пироксеновыми) гнейсами. При метаморфизме основных пород или мергелистых осадков возникают темные (основные) гранулиты — двупироксеновые, пироксеновые, рогообманково-пироксеновые кристаллические сланцы. Структура гранулитов типично гранобластовая, текстура гнейсовая, массивная или полосчатая.

Фации высоких давлений локализуются в глубинных относительно узких тектонических зонах, формируются в условиях очень широкого интервала температур ($T = 300\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$) и устойчиво повышенных давлений (до $\sim 10\text{--}20$ кбар).

Жадеит-лавсонит-глаукофановая фация является наиболее низкотемпературной и в этом отношении сопоставимой с зеленосланцевой фацией. Эта фация характеризуется развитием различных сланцев, в которых могут присутствовать глаукофан, лавсонит и жадеитовый пироксен в ассоциации с кварцем.

Глаукофан-альмандиновая фация (фация дистен-мусковитовых сланцев) и *фация дистеновых гнейсов и амфиболитов* соответствуют примерно интервалам температур эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений, но наряду с минералами, свойственными указанным фациям, появляются новые минералы, индикаторы высоких давлений. Например, вместо андалузита и силлиманита — дистен, глаукофан, омфацит и ряд других минералов. Отмечается полное отсутствие кордиерита. Обычными породами этих фаций являются относительно низкотемпературные дистен-мусковитовые сланцы без калишпата и более высокотемпературные дистеновые гнейсы с кварцем и полевыми шпатами.

Эклогитовая фация включает весьма своеобразные породы, называемые эклогитами, по химическому составу близкие к породам габбро-базальтовой группы. Главными минералами эклогитов являются пироксен (омфацит) и гранат (альмандин-пиропового ряда). В качестве второстепенных минералов могут присутствовать дистен, диопсид и ряд других. Полевые шпаты в эклогитах не встречаются. Это породы средне-крупнозернистой структуры, состоящие из травяно-зеленого омфацита, в массе которого рассеяны многочисленные округлые порфиробласти буровато-красного граната. Текстура породы чаще массивная, но иногда кристаллы омфацита имеют линейную ориентировку.

Ультраметаморфизм возникает в обстановке регионального метаморфизма при определенных физико-химических условиях и включает такие специфические процессы, как мигматизация, анатексис, палингнез и гранитизация. Образование ультраметаморфических пород происходит при существенной роли расплавов. Факторами ультраметаморфизма являются высокая температура, химическая активность воды, а также привнос летучих компонентов (K , H_2O , HF , P_2O_5 и др.).

Мигматизация — процесс образования смешанных пород (мигматитов) в результате анатексиса, инъекций гранитного расплава во вмещающие метаморфические породы или щелочного метасоматоза.

Анатексис — частичное, избирательное выплавление из метаморфических пород низкотемпературного кварц-полевошпатового расплава (графитной эвтектики).

Палингенез (или реоморфизм) — полное переплавление пород субстрата, приводящее к возрождению гранитной магмы.

Гранитизация — процесс химического и минерального изменения пород с превращением их в граниты.

Основными типами пород, формирующими при ультраметаморфизме, являются мигматиты, метатектиты, теневые граниты, гнейсограниты.

Мигматиты представляют собой неоднородные по составу породы с полосчатой текстурой, состоящие из относительно меланократовых метаморфических пород, называемых субстратом, и более лейкократовых обособлений (жильного или инъекционного материала). Основу мигматитов представляют породы средних и высоких ступеней метаморфизма — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты. Лейкократовая часть мигматитов имеет обычно кварц-полевошпатовый состав, приближающийся к лейкократовым гранитам, аплитам, пегматитам.

Метатектиты — относительно однородные лейкократовые породы кварц-полевошпатового состава, вещественно подобные магматическим гранитоидам, но отличающиеся коррозионными и бластическими структурами.

Гнейсограниты — полностью переработанные в процессе анатексиса или гранитизации метаморфические породы, имеющие гранитный состав и гнейсовую текстуру.

Теневые граниты отличаются тем, что сохраняются остатки непереработанного субстрата в виде участков, обогащенных темноцветными минералами (реститов).

Динамометаморфизм развивается в зонах разрывных нарушений под воздействием направленного давления (стресса) в условиях невысоких температур и заключается в дроблении и истирании горных пород без существенной их перекристаллизации. По степени раздробленности среди продуктов динамометаморфизма выделяют *тектонические брекчии, катаклазиты и милониты*.

Тектонические брекчии образованы угловатыми или линзовидными обломками раздробленных пород самой различной величины, между которыми находится небольшое количество мелкораздробленного материала тех же пород. Структура тектонических брекчий — брекчевидная, текстура беспорядочная. Характерны отсутствие слоистости и однообразие состава обломков.

Катаклазиты состоят из более мелких угловатых обломков, сцепленных тонконеретертым материалом этой же породы. Для катаклазитов типична цементная структура, текстура массивная, иногда ориентированная.

Милониты — перестерты и развалицованные породы с полосчатой текстурой, обусловленной наличием тонких слоев линзовидных обособлений менее раздробленного материала в тонкоперстертой массе.

Бластомилониты отличаются частичной перекристаллизацией перстертого материала с образованием порфиробластов.

Контактовый (контактово-термальный) метаморфизм проявляется во внешних экзоконтактовых ореолах интрузивов под воздействием тепла, выделяемого остывающим магматическим расплавом, и происходит при относительно низких давлениях, но существу, без привноса и выноса веществ, то есть носит изохимический характер. Мощность контактово-метаморфических ореолов зависит от размеров интрузивных тел, характера контакта и начальной температуры магмы.

Термальное воздействие приводит к перекристаллизации исходных пород с образованием тонкозернистых, илотных пород, в которых часто сохраняются реликты первичной полосчатости.

Минеральный состав kontaktово-метаморфизованных пород изменяется от низкотемпературных гидроксилсодержащих ассоциаций, образующихся в удалении от контакта с интрузивным телом, к более высокотемпературным ассоциациям в зонах ближайшего экзоконтакта. Тип продуктов kontaktово-термального метаморфизма зависит от вещественного состава исходных пород и от фациальных условий, в которых он осуществляется. Для этого типа метаморфизма выделяют *мусковит-роговиковую, амфибол-роговиковую и пироксен-роговиковую фации*.

Породы *мусковит-роговиковой фации* распространены во внешней зоне kontaktовых ореолов и имеют много общего с породами фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Они отличаются тонкозернистостью, отсутствием ориентированных текстур, наличием реликтовых структурных и текстурных особенностей исходных пород. В условиях этой фации образуются пятнистые и узловатые сланцы, кристаллические известняки-мраморы, альбит-эпидот-актинолитовые породы.

Амфибол-роговиковая фация характерна для kontaktов с гранитными интрузиями и для средних частей экзоконтактовых ореолов габброидных массивов. Минеральной особенностью фации являются устойчивое развитие обыкновенной роговой обманки, средних и основных плагиоклазов и появление диопсида. Типоморфными для амфибол-роговиковой фации являются роговообманковые и известково-силикатные *роговики* — плотные, тонкозернистые породы с массивной текстурой.

Породы *пироксен-роговиковой фации* формируются во внутренних частях kontaktовых ореолов и представлены наиболее типичными роговиками (пироксеновыми, андалузитовыми, кордиеритовыми, силлиманитовыми, известково-силикатными), для которых характерны полная перекристаллизация исходного материала и образование тонкозернистой и гранобластовой (роговиковой) структуры.

Метасоматический метаморфизм (метасоматоз) — это процесс, при котором происходит привнос одних компонентов и вынос других, что приводит к изменению химического и минерального состава пород. В процессе метасоматоза растворение и замещение минералов происходят почти одновременно *без существенного изменения объема* породы *при сохранении ее твердого состояния*. Главными агентами при метасоматозе являются химически активные растворы и газы, имеющие в большинстве случаев генетическую связь с магматической и постмагматической деятельностью. Путями их проникновения являются текtonически ослабленные зоны, к которым приурочена наиболее активная циркуляция растворов — фильтрационная миграция; кроме того, метасоматические изменения пород могут быть связаны с диффузией поровых растворов в межгранулярных пространствах.

Интенсивность и характер изменений пород зависят от химического состава метаморфизующих растворов (щелочного, кислотного, основного), их концентрации, температуры, общего давления, а также от состава и структуры пород, подвергающихся метасоматозу. Продукты метасоматических процессов называются метасоматитами и отличаются спецификой минерального состава и структурно-текстурных особенностей. Для них характерно:

- развитие псевдоморфоз, представляющих собой результат замещения одних минералов другими с сохранением форм замещенных минералов;
- зональное строение метасоматических тел с формированием мономинеральных пород или пород с малым числом минералов в центральных зонах;
- образование неравномерно-крупнозернистых структур и пятнистых текстур.

Наиболее распространеными и важными в практическом отношении породами, формирующимися при данном типе метаморфизма, являются скарны, грязены, вторичные кварциты, пропилиты, березиты и лиственииты. С этими метасоматитами связаны концентрации редких элементов, они служат важным поисковым признаком промышленных месторождений полиметаллов, олова, вольфрама, молибдена, золота и других полезных ископаемых.

Под **импактным (ударным) метаморфизмом** понимают преобразования горных пород, вызванные падением на Землю и взрывом крупных метеоритов, сопровождающимся образованием метеоритных кратеров (астроблем) (см. главу 11). Главными факторами импактного метаморфизма являются мгновенные повышения давления до 500–700 кбар и температуры до 2500–3000 °С, а также ударная волна. Длительность процесса измеряется секундами. На процесс преобразова-

ния пород оказывают влияние также химический и минеральный состав метаморфизуемых пород, их структура, плотность, насыщенность флюидами и т. д. При огромной скорости падения метеорита, достигающей 70 км/сек, в момент столкновения его с земной поверхностью возникает ударная волна, происходит *дробление* пород с образованием брекчий, *плавление и испарение* минералов и горных пород, образование *стекловатых масс*, появление *высокобарических модификаций SiO₂* — *коэсита, стишовита*.

Типичными образованиями импактного метаморфизма являются аутогенные (неперемещенные) и аллогенные (перемещенные) брекчии и импактиты.

Аутогенные брекчии — это раздробленные, но не перемещенные породы основания кратера, переходящие на глубине в трещиноватые породы.

Аллогенные брекчии состоят из выброшенных при взрыве обломков горных пород с примесью стекла.

Импактиты — это ударные брекчии, образовавшиеся при расплавлении претерпевших ударное воздействие пород. Среди них различают зювиты и тагамиты. *Зювиты* представляют собой туфообразную массу спекшихся обломков стекла и пород или рыхлый материал, часто с веретенообразными бомбами импактного стекла, а *тагамиты* — пористую породу, состоящую из обломков стекла.

С процессами метаморфизма связаны *месторождения* многих видов полезных ископаемых. Особенную роль в формировании месторождений играют региональный метаморфизм и метасоматоз.

В условиях прогрессивного регионального метаморфизма формируются крупные по запасам, но бедные по содержанию полезных компонентов месторождения с относительно простой морфологией рудных тел (полиметаллические, золоторудные, урановые и др.). Рудообразующая роль метаморфизма при этом заключается в мобилизации из вмещающих пород и перераспределении рудных элементов с образованием промышленных концентраций на ограниченных по объему участках.

В процессе метаморфизма возникают также новые минералы, имеющие промышленное значение, — тальк, асбест, графит — и драгоценные камни — рубин, сапфир, гранат. Сами метаморфические породы часто являются полезными ископаемыми (мраморы, железистые кварциты, глиноzemистые гнейсы, медистые песчаники и др.).

Важнейшее металлогеническое значение имеют метасоматические процессы, с которыми связан весь спектр гидротермальных и пневматолитовых месторождений. Большинство метасоматитов представляют собой рудоносные породы. Так, например, в скарнах локализуются месторождения железа, полиметаллических руд, молибдена, вольфрама

(рис. 9.29), меди, кобальта, флогопита, вермикулита; в грейзенах — месторождения топаза, турмалина, флюорита, олова, вольфрама, молибдена; во вторичных кварцитах — серы, высокоглиноземистого сырья, золотосеребряные, сурьмяно-мышьяковые, медиоколчеданные; с березитами и лиственитами связаны месторождения золота и полиметаллических руд. Рудные компоненты привносятся гидротермальными растворами и флюидами извне либо заимствуются из вмещающих пород, подвергающихся метасоматозу. Рудная минерализация в метасоматитах может быть синхронной или спаренной, когда метасоматиты и оруденение формируются под воздействием одних и тех же растворов, а также наложенной, для которой метасоматиты выступают как благоприятная вмещающая среда.

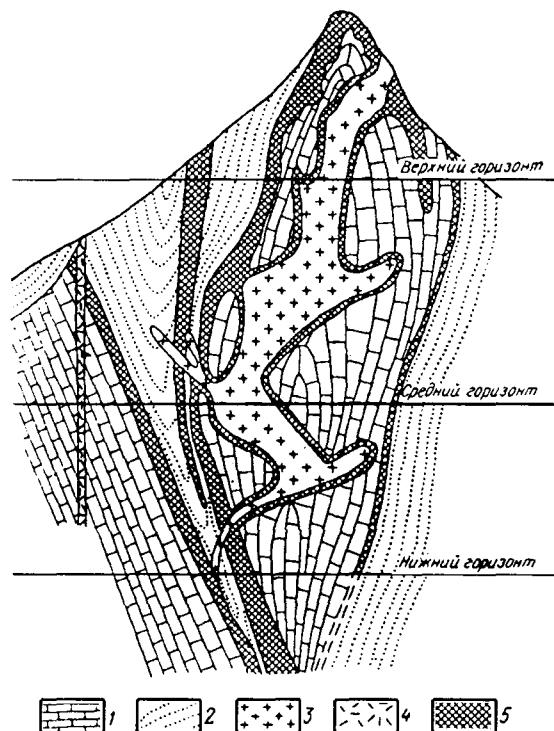


Рис. 9.29. Схематический поперечный разрез молибден-вольфрамового скарнового месторождения Тырныауз (по А. Пэку): 1 — мраморизованные известняки; 2 — биотитовые роговики; 3 — лейкократовые граниты; 4 — риолиты; 5 — рудоносные скарны

Главной причиной рудоотложения являются процессы пейтрализации растворов, которые протекают вследствие закономерной температурной эволюции их кислотности-щелочности или при взаимодействии с вмещающими породами.

Глава 10

ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ (ЭКЗОГЕННЫЕ)

Экзогенные процессы (от греч. «экзо» — вне, снаружи), или процессы внешней динамики, проявляются на поверхности Земли и в верхней части земной коры в результате взаимодействия каменной оболочки с внешними сферами: атмосферой, гидросферой и биосферой. Экзогенные процессы обусловлены внешними по отношению к Земле факторами, главным из которых является солнечное тепло. Это приводит к геологической деятельности атмосферные агенты, подземные воды, поверхностные текучие воды, ледники, озера, болота и моря. Процессы эти протекают в подавляющем своем большинстве медленно, незаметно для человека. Однако именно они приводят к существенным изменениям поверхности Земли.

Экзогенные процессы подразделяются на процессы *выветривания*, *процессы денудации* и процессы *аккумуляции*, или осадконакопления.

Выветривание — это сложные разнообразные процессы разрушения и изменения минералов и горных пород, происходящие на земной поверхности и вблизи нее под воздействием физических, химических и органических агентов.

Разрушение (изменение) горных пород и минералов при выветривании может происходить как механическим, так и химическим путем.

Выветривание не приводит к существенным изменениям земной поверхности, а только подготавливает материал для денудации.

Денудация и аккумуляция тесно взаимосвязаны.

Под денудацией (от лат. «денудо» — обнажаю) понимается совокупность процессов сноса продуктов разрушения горных пород, создаваемых в основном выветриванием, с возвышенных участков суши в понижения рельефа — долины, озерные котловины или морские бассейны. Главными агентами денудации являются сила тяжести, текучие воды, ветер, движущиеся ледники.

Процессы денудации проявляются главным образом на суше и приводят к постепенному выравниванию земной поверхности. Денудация является наиболее активным фактором преобразования земной поверхности, приводящим в движение огромные массы вещества и к разрушению шаг за шагом целых горных систем и превращению их в равнины.

Аккумуляция представляет собой процессы накопления продуктов разрушения горных пород, подготовленных выветриванием и перемещенных в результате процессов денудации в пониженные участки земной поверхности. Процессы денудации наиболее интенсивно проявляются на возвышенных участках суши, которые называются областями денудации, в то время как в понижениях рельефа — в речных долинах, озерах и особенно в морях — происходит накопление осадков.

10.1. АТМОСФЕРА ЗЕМЛИ. ВЫВЕТРИВАНИЕ

Атмосфера

Атмосфера — воздушная оболочка Земли, изучением которой занимается специальная наука — метеорология. Однако с атмосферой связано большинство экзогенных геологических процессов, имеющих огромное значение для развития нашей планеты. В связи с этим ниже приводятся краткие сведения о ее составе и строении.

На долю атмосферы приходится одна миллионная часть массы Земли. Нижней границей атмосферы служит поверхность литосферы и гидросферы. Эта граница несколько условна, так как воздух проникает в поры и пустоты горных пород каменной оболочки и в растворенном виде содержится в водных бассейнах.

Верхняя граница атмосферы не определена, так как плотность воздуха с высотой уменьшается и атмосфера постепенно переходит в межпланетное пространство. Верхней границей условно считают высоту 1000 км от поверхности Земли, где концентрация атмосферных частиц составляет 10^3 ионов в 1 см³. Однако на высоте 1300 км спектральными исследованиями установлено содержание 100 ионов в 1 см³, а теоретически присутствие отдельных ионов воздуха возможно до высоты 28 тыс. км над полюсами и 42 тыс. км над экватором.

Атмосфера представляет собой механическую смесь газов. У поверхности Земли воздух состоит из азота (78,08 %), кислорода (20,95 %), аргона (0,93 %), углекислого газа (0,03 %); водород, неон, озон, гелий, криптон, ксенон, аммиак, перекись водорода, эманации радия вместе составляют 0,01 %.

Кроме того, в атмосфере, особенно в нижних ее слоях, содержатся водяной пар, пыль и микроорганизмы.

Состав газов в атмосфере в основном сохраняется, хотя с высотой наблюдаются изменения в соотношении отдельных компонентов.

В *строении атмосферы* выделяют три оболочки: нижнюю — тропосферу — до высоты 8–18 км; среднюю — стратосферу — до 80 км;

верхнюю — ионосферу. Границы между оболочками выражены нерезко и меняются в зависимости от широты и сезонов года.

Тропосфера — самая нижняя оболочка атмосферы, непосредственно соприкасающаяся с земной поверхностью и представляющая наибольший интерес для геологии.

Тропосфера отличается от других оболочек большей плотностью, постоянным наличием водяного пара, углекислоты и пыли, понижением температуры с высотой и существованием вертикальной и горизонтальной циркуляции воздуха. Верхняя граница тропосферы в зависимости от широты проходит на высоте 8–10 км в полярных областях, 10–12 км — в умеренных широтах и в области тропиков поднимается до 16–18 км от поверхности Земли. В верхней части тропосферы выделяют переходный к стратосфере слой, называемый *тропопаузой*, или субстратосферой.

В тропосфере содержится около 80 % массы атмосферы.

В химическом составе тропосферы, помимо преобладающих азота и кислорода, в небольшом количестве всегда присутствуют аргон, водород, углекислый газ, а также сернистый ангидрид, водяной пар и пыль, содержание которых непостоянно и зависит от местных условий. Количество в воздухе пыли снижается с высотой. Кроме того, в воздухе всегда содержится большое количество микроорганизмов — бактерий, измеряемое десятками и сотнями тысяч в 1 см³. Количество водяного пара при удалении от поверхности Земли быстро убывает за счет понижения температуры.

Температура тропосферы обусловлена теплом, получаемым от нагретой поверхности Земли. Средняя температура воздуха у земной поверхности на экваторе достигает 26 °С, а над полярными областями зимой — 34–36 °С ниже нуля, летом — около 0 °С. С высотой температура воздуха тропосферы снижается в среднем на 0,5–0,6 °С на каждые 100 м. Над полюсами падение температуры прекращается у верхней границы тропосферы на высоте 8–10 км и составляет 45–55 °С ниже нуля.

В экваториальных областях постоянная температура у верхней границы тропосферы на высоте 16–18 км составляет 70–80 °С ниже нуля.

Характерной чертой тропосферы является непрерывное движение, циркуляция воздуха. Причиной циркуляции является неравномерное нагревание земной поверхности, вызывающее различия в атмосферном давлении. При возникновении разности в давлении воздух устремляется из области повышенного в область пониженного давления. Это перемещение воздушных масс называется **ветром**.

Благодаря постоянно существующей разности в давлении между областями субтропиков и экваториальным поясом возникают постоянные

токи воздуха от субтропиков к экватору. Эти планетарные ветры — *пассаты* — из-за вращения Земли в северном полушарии дуют с северо-востока на юго-запад, а в южном полушарии — с юго-востока на северо-запад.

Нагретые у экватора массы воздуха поднимаются вверх, и на высоте около 3 км возникают планетарные ветры — *антитассаты*, постоянно дующие от тропиков к субтропикам. В северном полушарии за счет вращения Земли они дуют с юго-запада на северо-восток, а в южном — с северо-запада на юго-восток.

Кроме планетарных ветров, известны периодически дующие ветры — *муссоны* и *бризы*. Летом муссоны дуют от моря к суше, зимой — от суши к морю.

Бризы днем дуют от моря к суше, ночью и вечером — от суши к морю.

В средние широты в зону пониженных давлений (между максимумами давлений в субтропиках и у полюсов) устремляются два встречных потока воздуха, сложные взаимодействия которых приводят к образованию *циклонов* и *антициклонов*. Последние из-за вращения Земли смещаются с запада на восток. Для циклонов характерно перемещение воздуха против часовой стрелки вокруг центра с пониженным давлением. В антициклонах, наоборот, в центре располагается область повышенного давления, вокруг которого воздух движется по часовой стрелке. С образованием и перемещением циклонов и антициклонов связано возникновение самых различных ветров в умеренном поясе. Скорость ветра возрастает с высотой и достигает максимума у верхней границы тропосферы. Горизонтальные потоки воздуха сопровождаются вертикальными турбулентными движениями, с которыми связаны образование и рассеивание облаков, выпадение и прекращение осадков.

Стратосфера начинается у верхней границы тропосферы (8–18 км от поверхности Земли) и достигает высоты 80 км (граница с ионосферой). В стратосфере содержится около 20 % массы атмосферы.

Состав воздуха в стратосфере характеризуется повышенным содержанием озона (O_3), возникающим в результате диссоциации кислорода под действием ультрафиолетовых лучей. Особенно богатый озоном слой стратосферы на высоте 25–50 км называют *озоносферой*.

Количество озона изменяется с широтой, достигая максимума в полярных областях и минимума на экваторе, при этом весной озона больше, осенью меньше. Содержание озона также зависит от погоды. Максимальное содержание озона составляет 0,000006 %. Несмотря на столь ничтожное количество, роль озона в атмосфере очень велика вследствие очень сильного поглощения озоном как солнечной радиации, так и земного излучения.

Стратосфера в целом бедна водяным паром, в ней не выпадают осадки. Однако незначительное количество водяных паров приводит к образованию редких и слабых облаков. Самыми высокими из них являются так называемые серебристые облака, уровень которых (80 км от поверхности Земли) и принимается за верхнюю границу стратосферы.

Характерной чертой стратосферы является ее *температурный режим*. В нижних слоях стратосферы выше тропопаузы находится изотермическая зона — нижняя стратосфера, температура в которой постоянна и равна 45–50 °С ниже нуля у полюсов и 70–80 °С ниже нуля у экватора.

Верхняя граница нижней стратосферы меняет свое положение. На низких широтах над тропопаузой часто почти нет изотермического слоя, и нижняя стратосфера почти отсутствует. В умеренных широтах на высоте 25–32 км температура начинает довольно быстро подниматься и в озоносфере достигает 25–30 °С. Повышение температуры в озоносфере связано со способностью озона поглощать ультрафиолетовые лучи и преобразовывать их в теплоту. Выше 60 км температура понижается и у верхней границы стратосферы (80 км) падает до 75–80 °С ниже нуля.

Ионосфера — внешняя область атмосферы от верхней границы стратосферы (80 км) до высоты 1000 км (условно). Верхняя часть ионосферы от 800 до 1000 км из-за крайней степени разреженности атмосферных частиц выделяется в экзосферу или сферу диссипации. На ионосферу падает многообразное излучение Солнца и звезд, что вызывает диссоциацию молекул и их ионизацию.

Под действием главным образом ультрафиолетового излучения Солнца атмосферные частицы в ионосфере превращаются в ионы. Концентрация ионов в ионосфере составляет $2,10^3\text{--}5,10^5$ в 1 см³. Ионосфера отличается весьма низкой плотностью, она содержит менее 0,5 % всей массы атмосферы. Температура в ионосфере за счет процессов ионизации повышается и на высоте 200 км достигает 600–700 °С, еще более увеличиваясь с высотой.

Выветривание

Эзогенные процессы, проявляющиеся на границе атмосферы и земной коры, приводят главным образом к разрушению горных пород и перемещению продуктов разрушения.

Процессы механического разрушения и химического изменения горных пород и минералов под влиянием колебаний температуры, воздействием воды, кислорода, углекислого газа, а также животных и растительных организмов при их жизни и отмирании принято называть выветриванием.

Процессы выветривания происходят главным образом на суше, но частично и на дне водных бассейнов.

Факторами выветривания являются нагревание пород и минералов солнечными лучами (инсоляция), кислород, углекислый газ и водяные пары атмосферы, вода, выпадающая на поверхность Земли и проникающая в ее верхние горизонты, органическое вещество и живые организмы.

В понятие выветривания не входят разрушение горных пород под действием ветра, а также разрушительная работа текучих поверхностных и подземных вод, льда, вод озер и морей, относящихся к процессам денудации и рассматриваемых ниже в соответствующих главах.

Сложные процессы выветривания, в зависимости от преобладания тех или других факторов, могут приводить либо к механическому раздроблению горных пород без изменения их химического состава, либо к химическому разложению минеральных компонентов горных пород и превращению их в новые минералы, устойчивые в условиях земной поверхности. Биологическое воздействие на горные породы сводится в конечном счете к механическому раздроблению или химическому преобразованию горных пород.

В едином и сложном процессе выветривания принято выделять *физическое* (механическое) выветривание и *химическое* выветривание.

Процессы разрушения горных пород и минералов под воздействием жизнедеятельности организмов и органических веществ, образующихся при их отмирании, рассматривают как третью форму — *органическое* (биологическое) выветривание. Все типы выветривания проявляются одновременно и взаимосвязаны между собой, но преобладает тот или иной тип, и это определяется главным образом климатическими условиями данной местности.

В аридных, высокогорных и полярных областях с дефицитом жидкой воды преобладает физическое выветривание, в умеренно-влажной, влажной тропической или субтропической зонах — химическое выветривание.

На характер и интенсивность выветривания влияют также геологическое строение и рельеф местности, состав, структура, текстура и трещиноватость материнских пород и продолжительность процессов выветривания, а также животный и растительный мир.

Приповерхностная часть земной коры, где происходит выветривание, называется зоной выветривания. Отложения, образованные в результате выветривания и оставшиеся на месте их образования, называются элювием. А. Е. Ферсман зону выветривания называет зоной *гипергенеза* (от греч. «гинер» — над, сверху), а процессы, протекающие в этой зоне, — *гипергенными*.

Физическое (механическое) выветривание горных пород и минералов связано с колебаниями температуры (температурное выветрива-

ние), механическим воздействием замерзающей в трещинах и порах горных пород воды (морозное выветривание), развивающейся корневой системой деревьев, жизнедеятельностью роющих животных, кристаллизацией солей и др. В результате в горных породах и минералах образуются и расширяются трещины, по которым породы и минералы распадаются на обломки разных размеров: глыбы, щебень, дресву, песок. При этом состав конечных продуктов выветривания не меняется и полностью зависит от минерального состава, структуры и текстуры исходных пород.

Температурное выветривание обусловлено нагревом поверхности горных пород солнечными лучами (инсоляция) и суточными и сезонными колебаниями температуры. Нагревание приводит к расширению и увеличению, а охлаждение — к сжатию и уменьшению объема породы. Попеременно возникающие при этом растягивающие и сжимающие напряжения ослабляют силу сцепления между минеральными зернами, приводят к образованию мелких трещин и дроблению пород на обломки разного размера. Этому значительно способствуют неодинаковое термическое расширение главнейших породообразующих минералов и проявления анизотропии у минералов кристаллического строения. Например, коэффициент *объемного расширения* кварца в два раза больше, чем у ортоклаза, а коэффициент линейного расширения у кристаллов кварца и кальцита в одном направлении в два раза больше, чем в другом. Поэтому быстрее разрушаются крупнокристаллические полиминеральные породы (гранит, габбро и др.), а также темноокрашенные породы, так как они нагреваются на солнце сильнее и быстрее, чем светлоокрашенные, а охлаждаются они примерно одинаково.

Температурное выветривание интенсивнее протекает при *больших суточных колебаниях* температуры. Сезонные колебания температуры имеют меньшее значение. Температурное выветривание происходит почти во всех климатических зонах, но наиболее интенсивно оно протекает в пустынях и высокогорных областях, характеризующихся резкими контрастами температур и слабо развитой растительностью. Так, в пустыне Каракумы летом при температуре воздуха 40 °С песок на поверхности днем нагревается до 70–80 °С, а ночью сильно охлаждается; колебания температуры достигают 40–50 °С.

При малом количестве осадков и слабо развитой растительности температурное выветривание в пустынях проявляется наиболее активно.

В пустынях и горных областях при резких колебаниях суточных температур развивается процесс *десквамации*, или *шелушения* (от лат. «дескуамо» — снимаю чешую). Породы, за сутки нагреваясь и остывая на определенную небольшую глубину, начинают отслаиваться по трещинам, возникающим параллельно поверхности выхода породы.

Образовавшаяся корка обычно распадается на плитчатые обломки или чешуи. Наиболее отчетливо десквамация проявляется в мономинеральных породах плотного сложения, таких как мергели, плотные известняки и др.

Морозное выветривание — механическое разрушение горных пород в результате воздействия периодически замерзающей в трещинах и порах воды. Когда вода, находящаяся в порах и трещинах горной породы, при понижении температуры превращается в лед, объем ее увеличивается на 10–11 %, что отвечает увеличению давления до 790 кг на 1 см². Такое давление способно разорвать даже самые твердые и прочные горные породы, и они раскалываются на отдельные глыбы и обломки.

Наиболее активно морозное выветривание развивается в полярных и субполярных районах и в горных областях выше снеговой линии. В таких условиях образуются огромные пространства, сплошь покрытые обломками горных пород разных размеров, — «каменные моря» и «каменные потоки».

Раздробляющее действие на горные породы оказывает *кристаллизация солей* в капиллярных трещинах. Лучше всего это явление протекает в условиях сухого и жаркого климата. Днем при сильном нагревании горных пород влага по капиллярным трещинам подтягивается к поверхности и испаряется, а соли, содержащиеся в воде, кристаллизуются. Постепенный рост кристаллов приводит к расширению капиллярных трещин. Монолитность породы нарушается, и со временем порода распадается на обломки.

Такое же механическое действие на горные породы оказывает *корневая система деревьев и роющие животные* (кроты, грызуны и пр.).

При механическом разрушении большое значение имеет *трещиноватость* горных пород, возникшая значительно раньше выветривания.

Образование трещиноватости (то есть комплекса трещин разного направления) связано с различными причинами, главными из которых являются происхождение горной породы (первичные трещины) и тектонические движения земной коры (тектонические трещины). Эти трещины в горных породах могут быть как видимыми, так и скрытыми. Но при физическом выветривании они расширяются, образующиеся мелкие частицы породы выносятся, трещины становятся открытыми, процессы выветривания при этом активизируются и, наконец, горные породы распадаются на отдельные блоки или глыбы.

Форма блоков или глыб, называемых *отдельностью*, обусловлена наличием в горных породах пересекающихся систем трещин.

Однаковая или близкая отдельность может встречаться у разных по происхождению пород (осадочных, магматических, метаморфических), но некоторые виды отдельности свойственны определенным по-

родам. Так, граниты распадаются на блоки, похожие на параллелепипеды, при дальнейшем выветривании углы блоков округляются и они приобретают матрацевидную форму.

Для некоторых базальтов характерна шаровая, а для диабазов — столбчатая отдельность. В осадочных горных породах встречается пластовая, или плитообразная, отдельность, образование которой связано с трещинами напластования, отделяющими один слой от другого, и перпендикулярными к ним трещинами, образующимися в процессе перехода рыхлого осадка в горную породу.

Для рассланцеванных метаморфических пород характерна плитчатая отдельность.

В результате физического выветривания образуются обломки различной величины, которые также подвергаются дальнейшему разрушению. Чем мельче и однороднее обломки горных пород, тем они устойчивее по отношению к физическому выветриванию, которое по мере измельчения материала замедляется и наконец практически прекращается.

Продукты физического выветривания (элювий) накапливаются на относительно выровненных склонах земной поверхности. При расчлененном рельфе обломки под действием силы тяжести перемещаются вниз по склону и отлагаются, образуя осыпи на склонах и их подножиях. Эти гравитационные отложения называют коллювием (см. параграф 10.9).

Взаимодействие каменной оболочки с атмосферой и гидросферой приводит как к физическому, так и к химическому разрушению горных пород.

Химическое выветривание — это процессы химического разложения минеральных компонентов породы и образование за их счет новых минералов, устойчивых в физико-химических условиях земной поверхности.

Процессы физического и химического выветривания взаимосвязаны и происходят одновременно. Вместе с тем механическое разрушение пород опережает и подготавливает материал для химического выветривания. Химическое разложение минеральных компонентов наиболее интенсивно идет в мелко раздробленных и водопроницаемых породах.

Главные факторы химического выветривания — вода, кислород, углекислый газ, а при органическом выветривании — продукты жизнедеятельности организмов. Особенно большое значение при химическом выветривании имеет вода, которая в той или другой степени диссоциирована на положительно заряженные ионы водорода H^+ и отрицательно заряженные гидроксильные ионы OH^- . Активность химических процессов увеличивается при повышении количества водородных ионов.

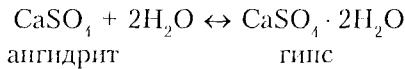
кой решетки пирита. Фактически в этом процессе происходит не только окисление, но и гидратация. Устойчивый на поверхности лимонит представляет собой сложный агрегат близких по составу минералов — гетита ($\text{FeO}\cdot\text{OH}$) и гидрогемата ($\text{FeO}\cdot\text{OH}\cdot n\text{H}_2\text{O}$). Название «лимонит» принято использовать как общее обозначение водного окисла железа. Для него характерны желтые и бурые цвета и скрытокристаллическое строение.

На поверхности сульфидных и других железорудных месторождений наблюдается так называемая «железная шляпа», выделяющаяся своим желто-бурым цветом и представляющая собой зону окисления и гидратации железосодержащих минералов. Глубина зоны окисления обычно не превышает 60 м, но в сильно трещиноватых горных породах достигает 300 м.

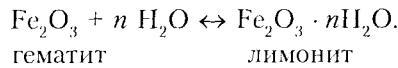
Окислению в меньшей степени подвергаются железосодержащие силикаты, такие как оливин, амфиболы и пироксены, а также осадочные породы: пески, песчаники, глины, мергели, содержащие включения железистых минералов, что проявляется в появлении на их поверхности желто-буровой окраски.

При недостаточном количестве влаги образуются бедные водой гидраты окиси железа, такие как гидрогематит ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{H}_2\text{O}$) с характерной красной окраской. Закисные соединения марганца, кобальта и других элементов также переходят в окисные формы, устойчивые в поверхностных условиях.

Гидратация широко распространена в природе и выражается в поглощении существующими минералами воды и образовании в результате новых минералов. Примерами гидратации являются переход ангидаита в гипс:



и гематита в лимонит:



Гидратация сопровождается увеличением объема и возникающими при этом деформациями пород. Это обратимый процесс, и при изменении условий он переходит в *дегидратацию* (потерю воды). В жарком климате благодаря интенсивному прогреванию солнечными лучами и испарению влаги, вода легко отнимается от гидроокислов железа.

Растворение и гидролиз происходят при совместном воздействии на горные породы воды и углекислоты. Однако это два существенно различных процесса.

Степень диссоциации возрастает с повышением температуры и особенно увеличивается в присутствии углекислоты. Например, при повышении температуры от 0 до 30 °C степень диссоциации возрастает в два раза, а в воде, насыщенной углекислотой, концентрация ионов водорода H⁺ увеличивается в 300 раз и более.

Химическое воздействие на горные породы оказывает присутствие в воде ионов HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺.

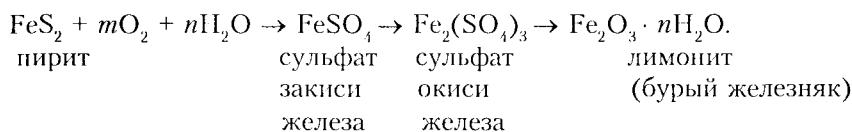
Активность химического выветривания связана с разными причинами, однако определяющую роль играют *климатические условия*. Наиболее благоприятен для химического выветривания жаркий и влажный климат тропиков и субтропиков с высокой среднегодовой температурой, обильными осадками и чередованием дождливых и засушливых сезонов. В этих условиях химическое преобразование минералов достигает конечных стадий; в умеренном климате оно замедляется, а в холодном (при многолетней мерзлоте) химическое выветривание практически не происходит.

Типы реакций при химическом выветривании различны в зависимости от состава горных пород и условий. Главнейшими являются: *окисление, гидратация, реже дегидратация, растворение, гидролиз, карбонатизация, восстановление*.

Окисление горных пород происходит при наличии свободного кислорода в присутствии воды. Как известно, в атмосфере содержится около 21 % кислорода, а в воздухе, растворенном в воде, количество кислорода увеличивается до 30–35 %.

Окислению подвергаются минералы, содержащие железо, марганец, никель, кобальт, серу и другие элементы с разной валентностью. При окислении закисные соединения переходят в окисные. С этим связано изменение цвета породы с зеленовато- или синевато-серого на желтый, красный, бурый.

Наиболее активно окисление проявляется на сульфидных месторождениях. Примером может служить окисление пирита:



В поверхностных условиях при воздействии на сульфиды кислорода и воды пирит оказывается неустойчивым и вначале переходит в сульфат закиси железа, затем в сульфат окиси железа. Сульфаты закиси и окиси Fe в поверхностных условиях также являются неустойчивыми и при дальнейшем окислении переходят в бурый железняк (лимонит). Окисление сопровождается разрушением кристалличес-

Растворением называется способность молекул одного вещества распространяться вследствие диффузии в другом веществе без изменения их химического состава. Растворение в природных условиях развито довольно широко. Почти все горные породы растворяются в той или иной степени. Но наиболее интенсивно растворение проявляется в осадочных горных породах — хлоридных, сульфатных и карбонатных.

Наиболее легко растворяются хлориды (соли соляной кислоты), такие как галит NaCl , сильвин KCl и др. Они могут сохраняться в твердом состоянии только в случае, если будут защищены от воздействия воды, например перекрыты водонепроницаемыми породами. Значительно слабее растворяются сульфаты (соли серной кислоты), из которых наиболее распространены гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и ангидрит CaSO_4 .

Карбонаты (известняки и доломиты) еще менее растворимы, хотя и они хорошо растворяются в воде, содержащей углекислоту.

Силикаты растворяются в незначительной степени.

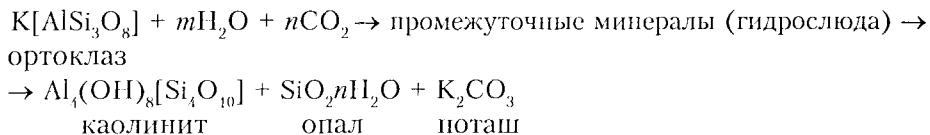
При растворении происходит выщелачивание горных пород, то есть вынос растворенного материала, а на их месте остаются различные по размерам и форме пустоты — поверхностные и подземные формы рельефа: борозды, углубления, воронки, горизонтальные и вертикальные каналы и др. Процессы растворения горных пород и образования различных форм рельефа называются *карстом* и подробно охарактеризованы ниже.

При достаточной концентрации раствора в благоприятных условиях растворенное вещество может выпадать в осадок в твердом кристаллическом состоянии, то есть превращаться снова в минерал.

Гидролиз — сложный процесс химического разложения минералов, сопровождающийся частичным или полным выносом щелочей, щелочных земель и кремнекислоты, с одной стороны, и присоединением элементов воды (H^+ и OH^-) — с другой. При гидролизе кристаллическая решетка минералов перестраивается и может быть полностью разрушена и преобразована в новую. Наиболее широко гидролизу подвергаются силикаты и алюмосиликаты, слагающие большую часть земной коры. В связи с этим гидролиз является одной из наиболее важных реакций химического выветривания. Каркасная кристаллическая решетка силикатов и алюмосиликатов при гидролизе разрушается и превращается в слоевую решетку глинистых минералов или слюд, таких как каолинит — $\text{Al}_4\text{OH}_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, монтмориллонит — $(\text{Al}_2\text{Mg}_3)(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, нонtronит — $(\text{Fe},\text{Al}_2)(\text{OH})_2[\text{SiO}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, бейделлит — $\text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и гидрослюды (гидробиотит, гидромусковит и др.).

При гидролизе железисто-магнезиальных силикатов образуются монтмориллонит, нонtronит и бейделлит, а при гидролизе полевых шпатов, характерных для кислых магматических пород, — каолинит и гидрослюды.

Преобразование силикатов и алюмосиликатов происходит стадийно. Примером может служить переход ортоклаза в каолинит с промежуточной стадией преобразования в гидрослюду.



Так же протекает процесс химического разложения и других алюмосиликатов. Характерным при этом является полное вытеснение катионов K, Na, Ca, которые при взаимодействии с углекислотой образуют истинные растворы карбонатов (K_2CO_3 , Na_2CO_3 , CaCO_3) и бикарбонатов. В условиях влажного климата растворы выносятся с места их образования, а при недостатке влаги они остаются на месте и могут выпадать из раствора.

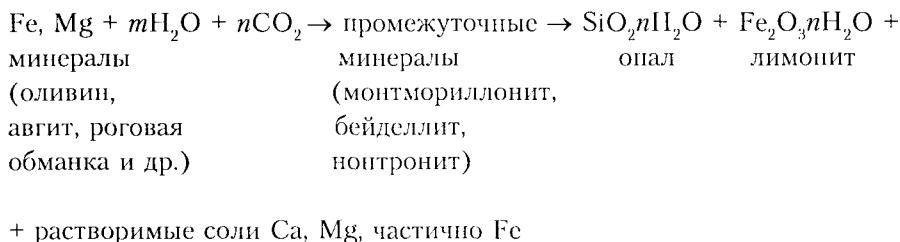
Кремнезем SiO_2 при распаде первичного минерала частично вытесняется углекислотой, переходит в раствор и выносится с места образования, что подтверждается наличием в речных водах в среднем около 11 % SiO_2 . Большая же часть растворенного кремнезема быстро переходит в коллоидное состояние и выпадает на месте в виде аморфного гидроокисла кремния — опала $\text{SiO}_2n\text{H}_2\text{O}$. Часть SiO_2 остается еще прочно связанный в каолините.

Таким образом, в результате гидролиза кислых и средних магматических и метаморфических пород (гранитов, гранодиоритов, гнейсов и др.), богатых алюмосиликатами, образуются месторождения каолина.

Каолинит на земной поверхности в условиях умеренного климата является довольно устойчивым минералом. Однако при наличии достаточного количества воды и углекислоты в сочетании с высокой температурой (тропический и субтропический климат) каолинит разлагается с образованием гидратов окиси алюминия, составной части алюминиевой руды, — боксита, опала и растворимых карбонатов и бикарбонатов.

Наиболее устойчивыми в поверхностных условиях являются бокситы и опал, которые могут скапливаться в значительных количествах. В неизмененном виде сохраняются лишь зерна кварца, весьма устойчивого к химическому выветриванию.

Разложение железисто-магниевальных силикатов (оливин, авгит, роговая обманка и др.), являющихся главными компонентами основных и ультраосновных магматических и близких по составу метаморфических пород, протекает еще более интенсивно, чем гидролиз алюмосиликатов.



Образование и накопление в значительных количествах гидроокислов железа, алюминия и кремния возможны в условиях жаркого и влажного климата. В условиях влажного, но умеренного климата образуется главным образом каолинит.

Карбонатизация — совокупность процессов, приводящих к обогащению горных пород различными карбонатами. Карбонатизация происходит под воздействием воды, содержащей углекислоту, и теснейшим образом связана с процессами растворения и гидролиза.

В приведенных выше примерах гидролиза силикатов и алюмосиликатов карбонатизация проявляется в образовании карбонатов и бикарбонатов K, Na, Ca, Mg и др. Большинство карбонатов растворяются в воде. В условиях влажного климата истинные растворы карбонатов выносятся с места их образования и в дальнейшем могут выпадать в осадок, то есть переотлагаться. Много карбонатов выносится в грунтовые воды, обусловливая их жесткость.

При недостатке влаги большая часть образующихся карбонатов остается на месте или выпадает из раствора на небольшой глубине в тонко распыленном виде или в форме стяжений (конкреций).

Восстановление является процессом, приводящим к потере веществом части или всего содержащегося в нем химически связанного кислорода. Восстановление — процесс обратный окислению и может происходить только в условиях, где нет свободного кислорода. Такие условия возникают в болотах, где в воду поступает большое количество органических веществ, образующихся при отмирании болотной растительности. Органические вещества легко соединяются с кислородом, то есть являются сильными восстановителями. При этом не только используется весь свободный кислород, растворенный в воде, но и отнимается часть кислорода, химически связанного в минералах, а окись железа переходит в закись (FeO), гидраты которой имеют зеленый цвет. Возникает темная зеленовато-серая глинистая масса, подстилающая обычно торфяники. Кроме того, в восстановительной среде могут образовываться минералы бедные или лишенные кислорода, например, такие как марказит и др.

Огромная роль в процессах выветривания принадлежит органическому миру. Влияние *растительных и животных организмов* на литосферу заключается в механическом разрушении и химическом разложении горных пород под действием выделяемых кислот, CO_2 и O_2 и жизнедеятельности организмов.

Оболочка Земли, в которой распространены различные организмы, называется *биосферой*. Она охватывает части тропосфера, Мирового океана и литосфера. Количество организмов в разных зонах различно. Максимума они достигают в верхней части гидросфера и на границе литосфера и атмосфера, уменьшаясь вверх и вниз довольно быстро.

Вопрос о геологической роли организмов впервые был сформулирован В. И. Вернадским, который подчеркивал огромное энергетическое значение живых организмов. Дальнейшее развитие эти идеи получили в работах Б. Б. Полянова, считавшего, что организмы являются важнейшими агентами в процессах выветривания и что многие продукты выветривания имеют органическое происхождение.

Важная роль при **органическом выветривании** принадлежит микроорганизмам, повсеместно распространенным и обладающим огромной активностью. С микроорганизмами связаны новые стадии разрушения горных пород. Они подготавливают необходимый субстрат, на котором развивается растительность. При этом намечается последовательность: первыми поселяются бактерии и сине-зеленые водоросли, за ними диатомовые водоросли и грибы, затем лиофильные растения — лишайники и мхи. Все они подготавливают почву для появления высших растений и фауны.

Механическое воздействие организмов проявляется в сверлении, росте корней растений, а также образовании подземных ходов и перемешивании разрыхленных выветриванием масс. Корни растений, проникая в трещины горных пород и постепенно расширяя их при своем росте, способны разорвать и раздробить любые породы. Значительную роль в разрушении играют черви, муравьи, термиты, кроты, суслики и другие животные и насекомые. Они создают мелкие, но многочисленные подземные ходы, способствуя проникновению вглубь атмосферного воздуха, что активизирует химическое выветривание пород.

Роль организмов в химическом выветривании определяется тем, что они способны захватывать различные химические элементы из разрушающейся породы и выделять в процессе жизнедеятельности различные химически активные кислоты и кислород. Растения, проникая в трещины и поры горной породы, разрушают их не только механически, но и химически, разъедая кислотами, выделяемыми корневыми системами. Одновременно растение поглощает из горной породы необходимые для своей жизнедеятельности химические элементы, такие как K, Ca,

Si, Mg, Na, P, S, Al, Fe и др. При отмирании растений органическая масса разлагается с образованием органических (гуминовых) кислот и CO₂. Органические кислоты содействуют разложению силикатов и алюмосиликатов и значительно повышают растворение и гидролиз. Являясь легко подвижными коллоидами, органические кислоты своим присутствием увеличивают подвижность алюминия и трехвалентного железа, соединения которых обычно малоподвижные, при органических кислотах частично переходят в раствор и могут выноситься.

Интенсивность органического выветривания определяется главным образом количеством растительности в различных климатических зонах.

Элювий и кора выветривания

В сложно взаимосвязанных процессах физического, химического и органического выветривания возникают два типа продуктов: *подвижные и остаточные*.

Подвижные продукты выветривания в растворе выносятся с места их образования на то или иное расстояние.

Остаточные, то есть неперемещенные, продукты выветривания называются, как уже отмечалось, **элювием** и представляют собой один из генетических типов континентальных отложений.

Строение и мощность элювия зависят от ряда факторов, главными из которых являются состав исходных пород, климат, количество растительности, рельеф местности и длительность процессов выветривания.

Наиболее благоприятными условиями для формирования элювия являются высокая температура и большое количество осадков при выровненном рельефе и пышной растительности.

В условиях низких температур процессы выветривания замедляются, химическое разложение минералов почти не происходит, преобладает механическое разрушение горных пород.

Неблагоприятными для формирования мощного элювия являются также условия сильно расчлененного горного рельефа, где преобладают процессы денудации, то есть сноса рыхлого материала в пониженные участки под действием силы тяжести, текучей воды и других экзогенных факторов. В таких районах происходит в основном физическое раздробление горных пород, а химическое выветривание проявляется ограниченно. В пустынях и полупустынях при малом количестве осадков и значительном испарении также преимущественно происходит физическое выветривание горных пород.

Строение, мощность и состав слагающих элювий образований весьма разнообразны. Определенная последовательность в строении элювия в разных климатических зонах привела к понятию о стадийном

характере процессов выветривания, разработанном Б. Б. Полыновым, И. И. Гинзбургом и другими исследователями.

Стадийность выветривания выражается в последовательном преобразовании горных пород в зоне выветривания. Конечными продуктами являются минералы, устойчивые в определенных климатических зонах земной поверхности, то есть стадия выветривания при прочих условиях связана с климатом.

Стадии выветривания особенно отчетливо выражены у магматических горных пород. Б. Б. Полыновым выделяются:

- обломочная;
- сиаллитная¹ обызвесткованная;
- кислая сиаллитная;
- аллитная.

1. *Обломочная* стадия характеризуется преобладанием физического выветривания, в результате которого накапливаются обломки разной величины. Изменений минерального состава не происходит, или они очень малы. Такой тип элювия развит в полярных областях, пустынях и молодых горных районах.

2. *Сиаллитная обызвесткованная* стадия представляет начальный этап химического выветривания, при котором начинается расщепление силикатов и алюмосиликатов с частичным выносом катионов. В этих условиях образуются промежуточные глинистые минералы группы монтмориллонита, а частью и гидрослюды и обогащение карбонатами. Такой элювий образуется в условиях сухого континентального климата.

3. *Кислая сиаллитная* стадия характеризуется дальнейшим выносом катионов и частичным выносом кремнезема. Возникают глинистые минералы из группы каолинита, а карбонаты выносятся. Такие процессы быстрее протекают в условиях влажного умеренного климата.

4. *Аллитная* стадия — происходит дальнейшее разложение глинистых минералов с образованием наиболее устойчивых в поверхностных условиях окислов и водных окислов алюминия, железа и кремния, главным образом гиббсита и бемита, составных частей бокситов, гетита, гидрогетита и опала.

Наиболее полное разложение силикатов и алюмосиликатов (аллитная стадия) происходит в условиях тропиков и субтропиков, а в районах умеренного климата может доходить только до стадии образования каолинитов.

В строении элювия может проявляться *вертикальная зональность*, представляющая собой смену зон разной степени изменения горных

¹ Название происходит от сочетания Si и Al.

пород от наиболее измененных вверху до неизмененных внизу. Вертикальную зональность, наиболее выраженную в элювии тропиков и субтропиков, ряд исследователей также связывают со стадийным характером выветривания. В отличие от этого Е. В. Шанцер вертикальную зональность связывает не столько со стадийностью процесса, сколько с активностью факторов выветривания на разных глубинах. В поверхностных зонах, куда поступает наибольшее количество влаги, углекислоты и органических кислот, химические реакции наиболее активны, и именно здесь значительная часть реагентов расходуется на наиболее полное изменение первичных минералов. Глубже проникают уже химически менее активные растворы, что приводит к замедлению и ослаблению процессов выветривания.

В процессе образования коры выветривания верхние зоны растут за счет нижних, нижние — за счет коренных пород.

Внешняя часть литосферы, сложенная несмешенными продуктами выветривания горных пород, то есть элювием, называется **корой выветривания**. Это так называемая остаточная кора выветривания. Некоторые исследователи в понятие коры выветривания помимо типичного элювия включают продукты выветривания, перемещенные на небольшие расстояния, но не потерявшие связи с материнской породой. Существует и другая точка зрения, в рамках которой кора выветривания понимается значительно шире. Однако большинство исследователей ограничивают понятие «кора выветривания» элювием. Мощность коры выветривания обычно составляет 30–40 м, но может достигать 100–200 м и больше. Различия в строении и мощности коры выветривания в разных климатических зонах показаны на рис. 10.1. Наиболее мощная кора выветривания образуется в условиях жаркого и влажного климата тропиков и субтропиков. Как видно из схемы, в строении коры выветривания отчетливо проявляется вертикальная зональность. Верхняя часть характеризуется наибольшей степенью химического разложения исходных минералов с появлением конечных продуктов выветривания — окислов и гидроокислов Al, Fe и частично Si. Охры Al и Fe окрашивают элювий в красный цвет, и в сухом состоянии он становится твердым, напоминая кирпич. Такая кора выветривания называется *латеритом* (от лат. *later* — кирпич).

Из-за большой прочности латериты самой верхней части как бы бронируют нижележащие элювиальные образования и поэтому получили название *панциря* или *кирассы*. Ниже без четких границ располагается каолинитовая зона с локальными включениями гидроокислов железа и алюминия, еще ниже сменяющаяся гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовой зоной и также постепенно переходящая в зону химически малоизмененной *дресвы*. Нижняя граница элювия не-

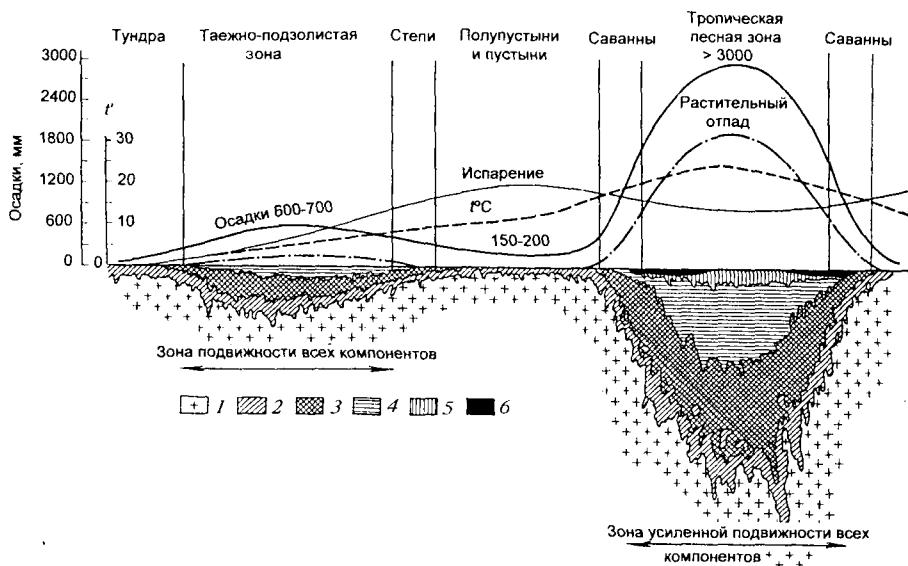


Рис. 10.1. Схема образования коры выветривания на тектонически неактивных площадях (по Н. М. Страхову): 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически малоизмененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 — каолинитовая зона; 5 — охры Al_2O_3 ; 6 — панцирь $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$

ровная, местами вдоль крупных трещин и зон дробления глубоко проникает в коренные породы.

В таежно-подзолистых условиях умеренного пояса мощность коры выветривания заметно уменьшается, но в ее строении также проявляется зональность. Невысокая температура и умеренное количество осадков приводят к образованию в верхней части зоны каолинитов, устойчивых в этих условиях земной поверхности и отвечающих средней степени химического разложения первичных силикатов и алюмосиликатов.

Глубже каолинитовая зона постепенно замещается зоной слабого химического изменения минералов — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовой, еще ниже переходящей в зону химически почти неизмененной дресвы. Границы между зонами также постепенные, нечеткие. Нижняя граница зоны раздробления пород (дресвы) с неизменяемыми породами неровная.

Мощность коры выветривания резко уменьшается в сторону саванн. На участках, примыкающих к влажным тропикам, в верхней части коры сохраняется маломощная зона каолинитов с гидроокислами железа, вниз переходящая в более мощную гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовую зону и ниже — в зону дресвы.

По мере приближения к пустыням мощность коры выветривания еще более уменьшается, а также изменяется ее строение. В верхней части образуется слабо химически переработанная гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовая зона, внизу переходящая в зону дресвы.

Атмосферные осадки, выпадающие в сезоны дождей, промывают кору выветривания и выносят вглубь растворенные сульфаты и карбонаты, которые отлагаются в виде стяжений в основании элювия.

В степях умеренного климата мощность коры выветривания небольшая. Недостаточное количество атмосферных осадков, выпадающих периодически, замедляет процессы химического разложения минералов. Кора выветривания состоит из гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовой зоны и маломощной зоны дресвы.

В пустынях и полупустынях, а также в высоких широтах кора выветривания маломощная и состоит в основном из слабо химически измененной дресвы. Химическое выветривание в условиях аридного климата проявляется ограниченно. При недостатке влаги в коре местами накапливаются карбонаты, происходит карбонатизация коры. Вместе с карбонатами могут накапливаться сульфаты. Иногда сульфаты преобладают, образуются гипсовые коры.

Кора выветривания в высоких широтах также маломощная и состоит из почти химически неизмененных дезинтегрированных пород.

Кора выветривания на осадочных горных породах обычно имеет относительно небольшую мощность. Она достигает 5 и даже 10 м, но может увеличиваться до десятков метров в зонах трещиноватости.

Осадочные породы (карбонаты, галоиды и сульфаты) частично или полностью растворяются, особенно если вода насыщена углекислотой, в растворе выносятся, а на их месте образуются пустоты различных размеров и формы, называемые *карстом*. При неполном растворении формируется разрыхленный карбонатный материал — карбонатная мука или остаток нерастворимых глинистых минералов.

Морфология, состав и мощность кор выветривания бывают чрезвычайно разнообразными. В зависимости от преобладающего в коре выветривания новообразованного минерала различают каолиновые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые, латеритные и другие коры выветривания.

Выделяют *площадную* и *линейную* кору выветривания.

Площадная кора развита в виде чехла на большой площади без заметной ориентировки в каком-либо направлении. Площадные коры развиваются на крупных выровненных участках в пределах плоскогорий или на обширных водораздельных пространствах в тектонически спокойных областях. Мощность коры этого типа измеряется десятками метров.

Линейная кора выветривания образует вытянутые тела неправильной формы, связанные с зонами трещиноватости, контактами толщ разного состава, жильными и дайковыми образованиями и т. п. Линейные коры выветривания образуются преимущественно в горно-складчатых областях с расчлененным рельефом, а мощность коры может достигать нескольких сотен метров. Иногда площадные коры в нижней своей части переходят в линейные при значительном увеличении мощности элювия.

В геологической истории Земли условия, благоприятные для образования кор выветривания, возникали неоднократно от архея и протерозоя и доныне. Образование мощных кор выветривания связано с этапами длительного существования на различных площадях континентальных условий, когда при слабой тектонической активности возникали обширные выровненные поверхности.

По времени образования различают *древние* и *современную* коры выветривания.

Древние (ископаемые или погребенные) коры выветривания в большинстве случаев перекрыты более молодыми осадочными породами. Нередко древние коры частично размыты. Возраст древних кор выветривания самый различный, от архея до четвертичного периода. Однако наибольшее распространение и развитие имеют юрские и палеогеновые коры выветривания.

Современная кора выветривания, формирование которой продолжается и в настоящее время, обычно недоразвита и маломощна с почвенным слоем в верхней части.

С корами выветривания связано образование многих *полезных ископаемых*, таких как бокситы — руда на алюминий, гидроокислы и окислы железа — руда на железо, гидроокислы марганца, минералы, содержащие никель, кобальт, ванадий, а также каолин, огнеупорные глины, охры, опал и др.

К корам выветривания приурочено образование россыпей золота, платины, оловянного камня, титанистого железняка, циркона, монацита, драгоценных камней и др., освобождающихся из включающих их пород при разложении последних.

Почва и почвообразование

Почва — рыхлый поверхностный горизонт суши, способный производить урожай растений (В. Р. Вильямс).

Почва образуется в результате одновременно протекающих процессов выветривания и почвообразования. Почва возникает и развивается в результате совокупного воздействия на горные породы воды, воздуха, солнечной энергии, растительных и животных организмов.

Почвы образуются главным образом из рыхлых пород — продуктов выветривания магматических, осадочных и метаморфических пород, оставшихся на месте их образования (элювия) или перемещенных на то или другое расстояние. Почва состоит из рыхлого минерального вещества и органического вещества — *гумуса*, или *перегноя* (от лат. *humus* — земля), определяющего плодородие почвы.

Главную роль в почвообразовании играет биологический фактор, в основном растения.

Подавляющая часть живых организмов суши живет в почве. Среди них главное значение для образования почвы имеют высшие и низшие растения (бактерии, грибы, водоросли, лишайники). Биологическая деятельность растений заключается в том, что они извлекают из почвы легко растворимые минеральные вещества, так называемые зольные элементы их питания (P, S, K, Mg, Ca, Fe, Mn, N и др.), из воздуха углерод, кислород, водород и азот, а при отмирании накапливают в почве органическое вещество. Так в природе создается биологический круговорот зольных веществ и азота: из почвы — в растения, а из растений — в почву уже в новом качестве. Органическое вещество подвергается сложной переработке. Важную роль при разложении органических остатков играют бактерии и грибы.

Участие животных в процессе почвообразования заключается главным образом в том, что мелкие животные, живущие в почве, такие как дождевые черви и т. д., питаясь органическими остатками, способствуют их разложению и перемешиванию с минеральной частью почвы.

Преобразование органических остатков зависит от доступа кислорода и может происходить в форме *тления*, *гниения* или *перегнивания*.

Тление осуществляется при свободном доступе кислорода в почву. При этом происходит полное сгорание органического вещества с образованием конечных неорганических продуктов, таких как вода, углекислый газ и кислоты — серная (H_2SO_4), азотная (HNO_3) и фосфорная (H_3PO_4).

Гниение происходит при слабом доступе кислорода или его отсутствии. При этом образуются другие конечные неорганические продукты — метан (CH_4), аммиак (NH_3), сернистый газ (H_2S).

Перегнивание (гумификация) представляет собой как бы промежуточный тип разложения органического вещества, происходящий при недостаточном доступе кислорода. При этом образуется перегной, или гумус, — главный элемент плодородия почвы. Содержание гумуса в зависимости от условий образования почвы колеблется от десятых долей процента до 15–18 %.

Продолжительность процессов почвообразования при неизменности его направления приводит к увеличению изменений свойств почвы.

Чем дольше идет процесс, тем больше накапливается в почве одних соединений и меньше остается других.

Характер материнской породы, за счет которой образуется почва, также влияет на ее особенности, но в значительно меньшей степени, чем климат. В одной климатической зоне почвы, развитые на разных породах, таких, например, как гранит и суглинок, похожи в главных чертах между собой.

Разнообразные сочетания факторов почвообразования обусловили весьма сложный облик почвенного покрова земного шара. Географическое распространение разных типов почв подчиняется законам зональности, установленным в конце XIX в. русским ученым В. В. Докучаевым.

Основные типы почв на равнинах располагаются приблизительно широтными поясами или зонами (закон горизонтальной зональности) в зависимости от климата, растительности, рельефа и других факторов.

В горных районах смена типов почв подчиняется вертикальной зональности в связи с изменением климата и растительности с высотой. Наиболее важное значение в процессе почвообразования отводилось климату.

На территории России выделяются следующие типы почв:

- тундры и лесотундры;
- подзолистые;
- серые лесные;
- черноземные луговой степи;
- каштановые и бурые сухих степей;
- сероземы пустынной степи и пустыни;
- солонцы и солончаки;
- красноземы и желтоземы влажных субтропиков.

Общая закономерность смены почвенных зон от полюсов к экватору признается всеми учеными. Однако детальные исследования свидетельствуют о более сложной картине распространения разных типов почв. В одной почвенной зоне может существовать большое разнообразие почв, что связано с неоднородностью растительности, сменой материнских пород и изменением рельефа.

Погребенные (ископаемые) почвы — это почвы более древних геологических периодов. Встречаются они главным образом в континентальных четвертичных отложениях, где выделяются в виде слабо устойчивых гумусовых горизонтов, торфяников, глинистых прослоев. Характерным для погребенных почв является то, что процессы почвообразования в них полностью прекратились, а следовательно, пополнения почвы гумусом не происходит. Ранее образовавшийся перегной в погребенных почвах постепенно разрушается. Поэтому даже в молодых

четвертичных отложениях содержание перегноя в погребенных почвах незначительно и не превышает 1–1,5 % или его вообще нет. Изучение ископаемых почв позволяет полнее восстанавливать палеогеографические условия.

10.2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Под геологической деятельностью ветра понимают изменение поверхности Земли, связанное с *механическим воздействием* на горные породы движущихся воздушных масс атмосферы. Ветер может разрушать горные породы, переносить обломочный материал на расстояние и отлагать его на земной поверхности.

Геологическая работа ветра зависит от его скорости: чем больше скорость, тем значительнее производимая им работа.

Ветер со скоростью 3 м/с шевелит листья деревьев; со скоростью 10 м/с — качает толстые ветви, переносит мелкий песок и пыль; буря со скоростью до 30 м/с может срывать крыши с домов, ломать деревья, передвигать и переносить мелкие обломки, ураган со скоростью более 30 м/с способен разрушать дома, вырывать с корнем крупные деревья. При ураганах сила ветра бывает очень большой и может приводить к катастрофическим разрушениям и человеческим жертвам.

Особенно сильны ураганы на океанических побережьях и островах, где кроме ветра возникают огромные волны — *цунами* (более подробно см. параграф 9.2). Так, в 1932 г. на острове Куба был разрушен город Сант-Круц, где погибло 3 тыс. жителей.

Большие разрушения приносят смерчи и пыльные вихри.

Смерчи возникают в грозовом облаке, из которого выделяется столбообразный вихрь. Воздух в нем вращается обычно против часовой стрелки со скоростью несколько десятков метров в секунду и при этом поднимается по спирали вверх. Вследствие низкого давления воздуха внутри и огромной скорости вращения смерч всасывает, поднимает высоко вверх и переносит на значительные расстояния все, что попадается на его пути. За время своего существования смерчи смещаются по поверхности на 40–60 км, принося огромные разрушения. Смерч способен захватывать и переносить довольно крупную гальку.

В 1944 г. в Воронежской области смерч вырвал из земли клад серебряных монет, которые выпадали позднее в виде «серебряного дождя».

Наиболее часто смерчи возникают в Северной Америке (от 100 до 200 в год), где их называют *торнадо*.

Пыльные вихри представляют собой восходящий поток воздуха и пыли над перегретой солнечными лучами сухой почвой. Скорость вращения воздуха в пыльном вихре значительно меньше, чем в смер-

чах. Пыльные вихри особенно распространены в сухих степях и пустынях, где приводят к существенным разрушениям поверхности.

Скорость и сила ветра возрастают с высотой. Так, сила ветра в верхней части главного здания МГУ (высота 235 м) в 3–4 раза больше, чем у его основания. Геологическая деятельность ветра на вершинах в горах больше, чем в низинах.

Работа ветра на поверхности Земли происходит повсеместно, но наиболее интенсивно проявляется на площадях, не защищенных растительным покровом, на открытых берегах крупных водоемов, в верхних частях гор и, особенно, в пустынях и полупустынях.

Все геологические явления, связанные с деятельностью ветра, называются **эоловыми** (Эол — бог ветра в древнегреческой мифологии). В результате эоловых процессов возникают эоловые формы рельефа и эоловые отложения.

Геологическая работа ветра состоит из процессов дефляции (выдувание и разевание), корразии (обтачивание), переноса и аккумуляции (накопление).

Дефляция

Дефляция (от лат. *deflato* — выдувание) — процесс выдувания и разевания ветром частиц горной породы или почвы. Дефляция теснейшим образом связана с выветриванием горных пород.

В районах, где поверхность не защищена растительностью, ветер подхватывает рыхлые продукты выветривания или отрывает частички слабо сцепленной породы и разевает их. Проникая во все трещины в горных породах, ветер выдувает из них рыхлый материал, и трещины становятся открытыми. Наличие же зияющих трещин способствует активизации процессов выветривания, образованию новых порций рыхлого материала и последующему его выдуванию.

Выдувание и разевание рыхлого материала могут происходить как с больших площадей (плоскостная или площадная дефляция), так и из узких вытянутых расщелин, трещин (бороздовая дефляция).

Плоскостная дефляция наиболее интенсивно проявляется в засушливых степных районах, пустынях и полупустынях. Ветер подхватывает и переносит пересушенную почву или рыхлый материал с больших площадей. Дефляция происходит только на обнаженной поверхности Земли. Даже слабый растительный покров защищает поверхность от разевания. Плоскостная дефляция является большим бедствием для степных районов юга России, Украины, а также Казахстана, США, Канады и других стран.

Периодически дующие сильные ветры — суховеи — в засушливые годы подхватывают пересушенную распаханную почву и переносят ее,

нередко оставляя после себя бесплодную пустыню. В результате этого процесса, известного под названием *ветровой эрозии почв*¹, частично или полностью погибают для земледелия огромные площади ранее плодородных земель.

Так, сильнейшими бурями, возникшими в необычайно засушливый 1934 г., с территории Великих равнин США только за один день было вынесено около 300 млн т почвенной массы. Для борьбы с площадной дефляцией почв применяются различные меры в виде создания полезащитных лесных полос, определенных систем севооборота и др.

Дефляция наиболее сильно проявляется в пустынях и полупустынях. С плоскостной дефляцией связывают образование крупных глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии, Аравии, Африки и других регионах, дно которых располагается на десятки и даже сотни метров ниже уровня Мирового океана. Одна из таких котловин Карапс на полуострове Мангышлак имеет глубину 300 м ниже уровня Каспийского моря. На дне таких котловин, сложенных глинистыми породами, скапливаются соли. Образование солей связано с капиллярным подъемом подземных вод, а также с поверхностными водами. При высоких температурах вода испаряется, а соли постепенно накапливаются, что приводит к разрыхлению глинистого материала и образованию на дне котловин рыхлой глинисто-солевой массы. В жаркие дни над перегретой поверхностью возникают мощные восходящие потоки воздуха (пыльные вихри), которые поднимают вверх и развеивают пыщистую глинисто-солевую массу, образуя нередко завесу густой пыли. В течение лета может быть вынесен весь рыхлый материал. Так из года в год происходит постепенное углубление котловин. Эоловая деятельность также играет существенную роль в образовании безводных вытянутых котловин, развитых в пустынях и называемых *wadi*. Однако заложение их, по всей вероятности, связано с работой поверхностных текучих вод.

Бороздовая дефляция связана с узкими вытянутыми трещинами, бороздами, расщелинами, колеями дорог, в которых сила ветра увеличивается и выносит весь рыхлый материал. Это приводит к активизации процессов выветривания, образованию новых порций рыхлого материала, новому выдуванию и раззвеванию, и за счет этого происходит углубление трещин, расщелин и др. Особенно активно бороздовая дефляция проявляется в слабо сцепленных мягких горных породах.

Так, например, в Китае колеи старых дорог в лессах превращены в ущелья с отвесными стенками (хольвеги), глубина которых на отдельных участках достигает 30 м (рис. 10.2).

¹ Термин «ветровая эрозия почв» не совсем соответствует смыслу слова «эрозия» (от лат. *erodo* — размываю), которое применяется в более строгом смысле к размывающей деятельности водных потоков.



Рис. 10.2. Дорога в эоловом лёссовом ущелье, Китай (по Рихтгофену)

Корразия

Корразия (от лат. *corrasio* — обтачивание) представляет собой процесс механической обработки не защищенных растительностью горных пород ветром при помощи переносимых им *твердых частиц*, главным образом песчинок. Миллионы гонимых ветром мелких песчинок, постоянно ударяясь в стенки или выступы горных пород, постепенно обтачивают, склаживают, высверливают различные пустоты и разрушают их. Ветер разрушает в первую очередь наименее прочные породы. Эта сторона разрушительной работы ветра происходит одновременно с выдуванием и раззвеванием, а также теснейшим образом связана с выветриванием.

Корразия может быть точечной, царапающей (бороздящей) и сверлящей. В результате корразии в породах возникают углубления, ниши, борозды, царапины. Их форма и размеры в значительной мере зависят

от состава породы и условий ее залегания. Максимальное насыщение песком наблюдается в нижней части ветрового потока. Поэтому в однородных по составу породах именно в нижней части образуются наиболее крупные ниши (желоба) со сглаженными краями. В слоистых толщах с разной прочностью горных пород наиболее интенсивно выдываются и истираются более мягкие прослои, в которых образуются ниши, крепкие прослои создают карнизы с закругленными и сглаженными краями. Такие формы можно наблюдать в меловых и палеогеновых карбонатно-терригенных отложениях в Бахчисарайском районе и в юрских слоистых известняках Чатыр-Дага в Крыму (рис. 10.3).



Рис. 10.3. Карнизы и ниши в карбонатно-терригенных отложениях

На поверхности пород непостоянного состава, например таких как неравномерно известковистые песчаники, выдеваются и обтачиваются наименее прочные участки, образуя углубления, которые, постепенно расширяясь, могут превращаться в так называемые котлы выдувания.

Совместное действие *дефляции* и *корразии* приводит к расширению трещин, обособлению отдельных блоков более прочных горных пород, постепенно превращающихся в причудливые *останцы*, так называемые каменные истуканы (рис. 10.4). Форма истуканов чрезвычайно разнообразна, издали может напоминать силуэты различных животных, лю-

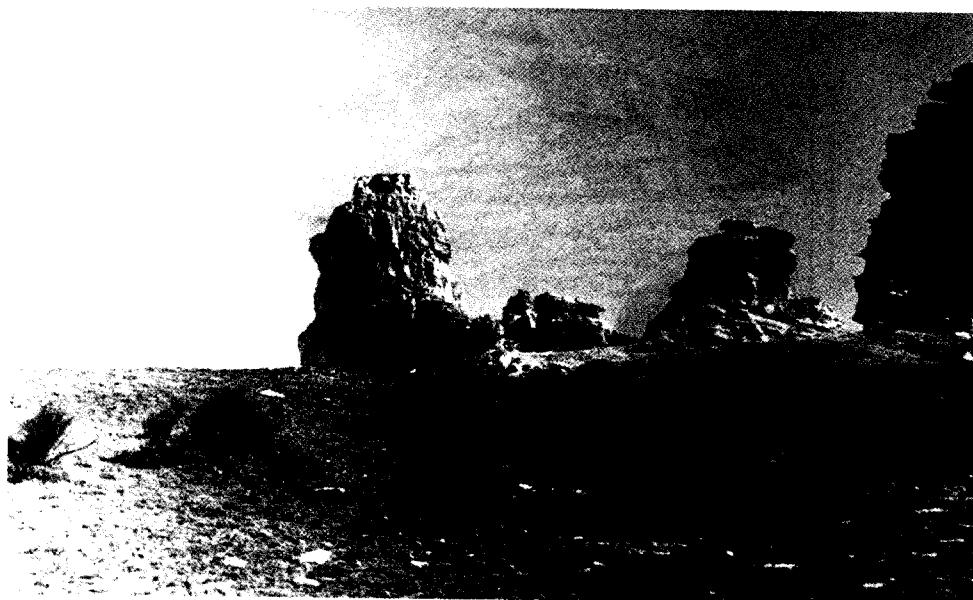


Рис. 10.4. Останцы известняков, плато Устюрт (по И. Машарскому)

дей, обелисков и пр. На Кавказе, на северном склоне Передового хребта, каменные истуканы образуют целый город с причудливыми башнями и как бы разрушенными каменными постройками. Максимальная корразия, производимая нижней частью ветрового потока, приводит к образованию грибообразных истуканов, иногда «качающихся скал», когда верхние расширенные части останцов связаны с основным массивом как бы одной точкой (рис. 10.5).

В неоднородных по составу породах с разной прочностью составляющих компонентов, таких как конгломераты, мягкие породы с более твердыми конкрециями, туфы с вулканическими бомбами и др., возникают наиболее причудливые формы микрорельефа.

Сверлящая корразия способствует образованию своеобразных *сотовых*, или *ячеистых*, форм (рис. 10.6), встречающихся чаще на крутых, нередко отвесных склонах пород плотного сложения. Образование подобных форм сложное, связано с процессами выветривания, дефляции и корразии. В результате температурного выветривания в горных породах на глубине прогрева солнечными лучами образуются трещины параллельно поверхности выхода пород. Атмосферные осадки и другие агенты выветривания разрушают эти породы не только с поверхности, но и по образовавшимся трещинам. При этом рыхлые продукты выветривания оказываются под тонкой защитной корочкой. Многочисленные песчинки, ударяясь, где-то пробивают корку,



Рис. 10.5. Скала-гриб, образовавшаяся в результате эоловых процессов

ветер выдувает рыхлый материал и на поверхности образуются мелкие (в несколько сантиметров) углубления — ячей, очень напоминающие увеличенные в размере пчелиные соты. Возможны и другие пути образования ячеистых форм.

Корразии подвергаются не только склоны и скалы, но и горизонтальные поверхности. В пустынях устойчивые ветры одного направления на выровненных глинистых поверхностях образуют узкие параллельные желоба (глубиной от 1–2 до 6 м), разделенные гребнями неправильной формы.

Такие образования в Северо-Восточном Китае называются ярдангами.

В пустынях в результате корразии обломки пород в направлении ветра обтачиваются, шлифуются и постепенно приобретают трехгранную или многогранную форму с блестящими отполированными гранями. Такие формы получили название трехграниники (драйкантеры, мно-



Рис. 10.6. Сотовое выветривание в известняках

гогранники) и нередко встречаются в современных пустынях и в отложениях древних пустынь.

Сами песчинки при движении в ветровом потоке сталкиваются, корродируются, истираются, иногда растрескиваются. Большинство песчинок при этом приобретают характерную округлую форму с матовой поверхностью.

Транспортировка рыхлого материала

Ветер производит огромную работу по транспортировке рыхлого обломочного материала. Он может поднимать в воздух и перемещать обломки разного размера. Основную массу переносимого ветром материала составляют песчаные, пылеватые и глинистые частицы. При скорости 4–7 м/с ветер переносит частицы диаметром до 0,25 мм, при 10 м/с — до 1 мм, при 11–13 м/с — до 1,5 мм. Во время бурь и ураганов,

когда скорость ветра составляет 30–40 м/сек (а во время смерчей может достигать 50–60 м/сек), в воздух поднимаются и более крупные обломки.

Наиболее мелкие частицы — пылеватые и глинистые — переносятся ветром во взвешенном состоянии, более крупные, в том числе песчинки, перемещаются в основном скачками. Это связано с турбулентностью атмосферного потока. Дальность переноса зависит от величины и веса обломков, а также от скорости ветра. Крупные обломки — глыбы, валуны во время смерчей сдвигаются с места и перекатываются по поверхности земли в пределах нескольких метров. Гальки, щебень, гравий, дресва во время бурь и ураганов могут подниматься вверх, затем падать, то есть могут скачками перемещаться на небольшие расстояния (сотни метров, несколько километров).

Одним из главных компонентов эолового переноса является *песок*. Суммарный эффект переноса песка огромен. В пустынях песок переносится на большие расстояния только сильными ветрами. В тихие дни при слабых ветрах пески неподвижны. Во время песчаных бурь песок поднимается до высоты 2 м, иногда 3–4 м и может перемещаться на сотни километров. Выше переносится только пыль.

В Ливийской пустыне, где песок почти не содержит пыли, песчаные бури представляют «странные ровное, плотное, низкое облако с резко ограниченной верхней поверхностью, скользящей над землей, как ковер» (Д. В. Наливкин, 1969). Исключение составляют смерчи, которые засасывают песок и другие обломки, поднимают их вверх на разную высоту и могут перенести на расстояния в несколько сотен километров.

Гораздо подвижнее песка *пыль и глинистые частицы* (вулканический пепел и др.), которые могут подниматься вверх на большую высоту и даже выходить за пределы тропосфера. Пыль переносится уже слабым ветром, а при сильных ветрах образуются пыльные бури, переносящие на сотни и тысячи километров огромное количество материала. В пыльной буре на дне, на высоте нескольких десятков сантиметров, движутся щебень и грубый песок. Тонкий песок летит на высоте человеческого роста. Выше идет темное плотное облако пыли, поднимающееся вверх на 1,5 км и более.

Пыльные бури в засушливых областях весьма многочисленны и разнообразны, но всегда это грозное явление, приносящее огромные убытки хозяйству. В южных засушливых областях Сибири, Украины, европейской части России, в Западной Европе и США весьма распространены *черные бури*, выдувающие и переносящие чернозем на многие сотни и даже тысячи километров. Чернозем, подхваченный ветром 1 мая 1892 г. на Украине, 2 мая частично выпал в районе г. Каунаса, 3 мая — в Германии, а 4 мая над Петербургом прошел черный грязевой

дождь. Пыль пустыни Сахары пассатами переносится в Атлантический океан на расстояние 2000–2500 км.

Особенно далеко может переноситься пыль, поднявшаяся на большую высоту, так, красный пепел, выброшенный при извержении вулкана Кракатау (Зондский пролив) в 1883 г. на высоту в несколько километров, облетел вокруг земного шара три раза и держался в воздухе около трех лет. Количество переносимых ветром песка и пыли может быть разным.

В 1859 г. в Зальцбурге выпала пыль, принесенная из Африки, в количестве 1000 т.

В 1863 г. на Канарских островах выпал пыльный дождь, масса которого определялась в 10 млн т.

Общее количество эолового материала, переносимого с суши в море, по подсчетам А. П. Лисицына, превышает 1,6 млрд т в год.

Эоловая аккумуляция и эоловые отложения

Переносимый ветром материал образуется главным образом при разрушении горных пород, залегающих на поверхности Земли. Источником являются продукты выветривания горных пород, и особенно песчаные и более тонкозернистые отложения различного происхождения (морские, речные, озерные, проливиальные, ледниковые и др.). Кроме того, в отдельных случаях существенную роль могут играть вулканические пепел и песок, меньшее значение имеет метеоритная пыль.

Состав переносимых ветром частиц разнообразен, преобладают зерна кварца и полевого шпата, реже гипса, соли, глинистые, известковистые и другие частицы.

При уменьшении скорости ветра происходит выпадение частиц из воздушного потока и аккумуляция. Большая их часть выпадает на поверхности морей и океанов и примешивается к морским осадкам, меньшая часть оседает на суше и образует особый тип континентальных отложений — *эоловые отложения*.

В целом среди эоловых отложений резко преобладает тонкозернистый обломочный материал с частицами не более 1 мм. Зерна от 1 до 10 мм могут присутствовать в небольшом количестве. Более крупные обломки изредка могут вноситься путем перекатывания во время очень сильных ураганов или в результате обвалов и оползней. Слоистость эоловых отложений неясная, неправильная, косая, быстро меняющаяся; часто отсутствует вообще.

Обломочный материал в процессе переноса сортируется. Более крупные песчаные частицы выпадают раньше, а более тонкие пылеватые и глинистые уносятся ветром на большие расстояния. Таким образом, происходит разделение эоловых накоплений по размеру частиц.

Современные эоловые отложения преимущественно рыхлые, процесс уплотнения и цементации в них происходит менее интенсивно, чем у водных осадков. Цвет эоловых отложений чаще всего светлый: желтый, серый или белый, но встречаются окрашенные в красный, черный и другие цвета. Так, при переносе продуктов дефляции черноземных почв выпадает черная пыль.

Скорость накопления эоловых отложений различна. Чаще измеряется несколькими сантиметрами в год, но может быть и больше. По размерности частиц и составу среди эоловых отложений выделяются песчаные, пылеватые и глинистые. Значительно реже встречаются карбонатные, солевые и гипсовые эоловые отложения.

Среди эоловых отложений наиболее широко развиты эоловые пески, образующие различные формы песчаного рельефа в областях пустынь и на побережьях морей, озер и рек.

Эоловые пески отличаются рядом специфических признаков. Они хорошо отсортированы, преимущественно тонкозернисты, состоят (на 90–99,9 %) из частиц размером 0,05–0,25 мм. Однако слабо перевеянные пески (речные) характеризуются более неоднородным механическим составом и могут содержать частицы крупнее 0,25 мм (до 8–10 %).

Характерна относительно хорошая окатанность зерен, иногда песчинки отполированы. В составе эоловых песков преобладают устойчивые минералы — кварц и полевой шпат. Менее стойкие минералы (слюды, хлорит) истираются в процессе эоловой переработки и в большинстве случаев в эоловых песках не содержатся. Характерна неправильная косая слоистость, то пологая, то круто наклонная, разнообразно направленная, нередко перекрестная, указывающая на изменение ветрового режима. Цвет эоловых песков преимущественно желтый, желтовато-коричневый, иногда красноватый.

Вещественный состав, окатанность зерен, их окраска и создаваемые формы эолового рельефа в значительной степени определяются теми расстояниями, на которые переносятся эоловые пески от места их зарождения. Состав, размер и окатанность зерен незначительно перемещенных эоловых песков в большой степени зависят от исходного материнского материала. Длительно развеиваемые и перемещенные ветром на большое расстояние пески могут иметь мало сходства с материнской породой.

Мощность современных эоловых песчаных отложений достигает в пустынях нескольких десятков и сотен метров.

Пылеватые и глинистые частицы переносятся ветром на более далекое, чем песчаный материал, расстояние и оседают в окраинных зонах пустынь, в прилегающих к ним степях, в предгорьях и на горных склонах. Скопления пыли дают начало образованию своеобразных пород, среди которых выделяются лёссы и лёссовидные породы.

Лёсс — это рыхлая пористая порода серовато-желтого или буровато-желтого цвета, в составе которой преобладают (более 50 %) алевритовые частицы размером 0,01–0,05 мм, глинистая фракция (менее 0,01 мм) составляет от 5 до 30 %, а более крупный песчаный материал — не более 5 % или вообще отсутствует. Основными породообразующими минералами лёссов являются кварц, полевые шпаты и кальцит. Зерна кварца составляют до 80 %, полевых шпатов, в основном ортоклаза, 15–20 %, редко до 30 %. Кальцит присутствует в виде мелких зерен, более или менее равномерно рассеянных в породе, и стяженний разнообразной формы размером от нескольких миллиметров до 20 см, которые носят разные названия — дутики, журавчики, куколки и т. д. Общее количество карбонатов не превышает 10–20 %. В небольшом количестве иногда присутствуют слюда, гипс и др. В толще лёссов встречаются остатки растений, кости сухопутных животных, а иногда прослои погребённых почв. Для лёсса характерны отсутствие слоистости, наличие системы коротких вертикальных канальцев, являющихся следами корней растений, вертикальная столбчатость. Реки, прорезающие толщи лёссов в Китае, образуют каньонообразные долины с почти вертикальными склонами (см. рис. 10.2).

Лёссовидные породы похожи на лёссы, но не обладают всеми их признаками. Они весьма разнообразны по составу: от лессовидных супесей до лёссовидных глин. Распространены они более широко и нередко образуют с лёссыми постепенные переходы.

Лёссовые породы накапливаются преимущественно по краям пустынь, в предгорьях и на подножьях гор в semiаридных районах и по периферии областей материковых оледенений. На них образуется плодородная почва. Они широко развиты в Европе, Азии, Северной и Южной Америке, где площадь их распространения составляет 13 млн км². Наиболее значительные площади лёссовые породы занимают в Северном Китае, Средней Азии, на равнинах южной Сибири, на Украине, в Предкавказье и других районах.

Мощность лёссов и лёссовидных пород различна и меняется в разных районах от нескольких метров до десятков метров, иногда достигает 100 м и более. В Китае она увеличивается до 200 м и более.

Образование лёссовых пород происходило главным образом в четвертичном периоде. Значительные площади их распространения и особенности залегания в разных районах привели к широкому обсуждению вопроса об их происхождении.

Был выдвинут ряд гипотез их образования, которые можно разделить на две группы.

К первой относятся гипотезы, объясняющие происхождение лёссов эоловым путем, ко второй — гипотезы, которые рассматривают лёсс как породу, отложившуюся в водной среде.

Обсуждается также почвенно-элювиальная гипотеза, предполагающая, что пылеватый материал может накапливаться любым путем, а превращение его в лёсс как породу связано с процессами выветривания и почвообразования.

Пустыни и формы золового рельефа

Геологическая работа ветра проявляется везде, где поверхность суши не защищена растительностью. Наиболее интенсивно эоловая деятельность проявляется в пустынях и полупустынях. Существенную работу ветер также производит на побережьях морей и озер и по берегам рек.

Пустыни — засушливые области земного шара, характеризующиеся очень малым количеством осадков, жарким летом, большой величиной испаряемости и большими суточными колебаниями температуры.

Полупустыни, являющиеся чаще всего переходными областями от пустынь к степям или саваннам, отличаются несколько менее засушливым климатом.

Количество осадков в пустынях колеблется в пределах 100–250 мм в год, а местами — 60–80 мм и ниже. Испаряемость обычно в 7–8 раз и более (иногда до 90 раз) превышает годовую норму осадков. Высокая испаряемость приводит к подъему влаги по капиллярным трещинам от грунтовых подземных вод к поверхности. Вместе с влагой на поверхность выносятся растворенные в ней железисто-магнезиальные окисные соединения, которые, постепенно накапливаясь, образуют на поверхности обломков, зерен, скал тонкую черно-бурую пленку, называемую *пустынным загаром*. Климатические особенности пустынь и полупустынь наиболее благоприятны для развития эоловых геологических процессов. Пустыни развиты на всех континентах, кроме Антарктиды и занимают значительные пространства как в умеренном, так и в жарком поясах земного шара. Большие площади они занимают в Африке и Азии. Общая площадь всех пустынь земного шара, по разным оценкам, составляет от 15 до 20 млн км².

По особенностям геологической работы ветра пустыни подразделяются на *дефляционные* и *аккумулятивные*.

Дефляционные пустыни образуются в условиях интенсивного физического выветривания и преобладания дефляционной деятельности ветра. К ним относятся каменистые пустыни, называемые в Африке гаммады, а в Средней Азии — кыры. Каменистые пустыни представляют собой участки скопления крупных обломков в виде щебня и глыб и голых остроугольных скал, часто причудливых очертаний. Более тонкий обломочный материал — пыль и песок — выдувается и уносится ветром. Пустынный загар, покрывающий большинство обломков и скал, определяет почти черный цвет каменистых пустынь, вне зависимости

от цвета исходных пород. Каменистые пустыни широко развиты в Африке, Азии, Северной Америке и Австралии.

Аккумулятивные пустыни образуются в условиях преобладания в геологической работе ветра переноса и аккумуляции. В зависимости от характера слагающего их материала аккумулятивные пустыни подразделяются на *песчаные, лёссовые, глинистые и солончаковые*.

Песчаные пустыни, называемые в Средней Азии кумами (Каракумы — черные пески, Кызылкумы — красные пески), а в Северной Америке — эргами, развиты наиболее широко в Австралии и Африке. Наиболее обширны песчаные пустыни в Сахаре, где они занимают площадь свыше 1 млн км². В Средней Азии и Казахстане песчаные пустыни покрывают площади порядка 800 тыс. км².

С поверхности песчаные пустыни сложены песками разной зернистости: от мелко- до крупнозернистых. По составу пески кварцевые или кварц-полевошпатовые. В незначительном количестве присутствуют и более тонкие пылеватые и глинистые частицы. Толщина песчаного покрова в пустынях достигает нескольких десятков метров.

В песчаных пустынях не закрепленные растительностью массы песка постоянно перемещаются ветром и неоднократно перестраиваются, образуя холмы, бугры, валы, гряды — различные формы эолового рельефа.

Разнообразие форм эолового рельефа отечественный исследователь Б. А. Федорович связывает с режимом ветра. Главная причина заключается в том, что ветер не является равномерно прямолинейно движущимся потоком воздуха, а состоит из множества спиралевидных вихрей с вертикальными и горизонтальными осями, двигающихся на разной высоте. Особенно сложное движение возникает в нижней части воздушного потока около поверхности земли. При этом ветер обычно дует порывами, то подхватывает и переносит песок, то осаждает его на землю.

Таким образом возникают неровности на поверхности песков, а в целом громадные массы незакрепленного песка находятся в *постоянном движении*. Скорости перемещения колеблются в широких пределах от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров в год и зависят от направления и скорости ветров, размерности песчинок, рельефа, растительности и других менее значимых причин.

В пустынях широко развитыми формами эолового рельефа являются барханы, барханные цепи, барханные гряды, грядовообразные валы и грядово-ячеистые формы. На побережьях морей и озер и на берегах и в дельтах рек развиты дюны и дюнные цепи. Более мелкими формами эолового рельефа являются кучевые пески, эоловая рябь.

Наиболее характерной формой эолового рельефа в песчаных пустынях являются барханы.

Бархан (рис. 10.7а) представляет собой асимметричный холм сыпучего песка, располагающийся перпендикулярно к господствующему направлению ветра. В плане барханы имеют форму полумесяца с вытянутыми по направлению ветра концами (рога, хвосты бархана). Склон бархана, обращенный к ветру (наветренный), широкий, пологий ($5\text{--}14^\circ$) и покрыт мелкими неровностями — песчаной рябью. Противоположный (подветренный) склон — узкий, крутой ($30\text{--}33^\circ$), близок к углу естественного откоса песков. Гребень бархана обычно острый. Так как более низкие и узкие рога бархана продвигаются вперед по ветру быстрее, чем более массивная и высокая центральная часть, то барханы обращены выпуклостью к ветру. Высота барханов колеблется от 0,5 м до нескольких метров, но местами, например в Ливийской пустыне, достигает 30 м. Одиночные барханы образуются при недостатке песка и на плотном, например глинистом, основании.

В районах с большими скоплениями песка барханы сливаются в зависимости от режима ветров, образуют различные групповые формы. Наиболее распространенными являются *барханные цепи*, располагающиеся поперечно к направлению ветра, в которых рога соседних барханов соприкасаются друг с другом, образуя цепочки. Нередко встречаются и продольные барханные цепи, в которых барханы следуют друг за другом.

Барханные гряды образуются из нескольких сближенных барханных цепочек и включают многие сотни отдельных барханов. Они также асимметричны, как и отдельные барханы, имеют серповидную форму, выпуклость гряды обращена в сторону господствующего ветра (рис. 10.7б). Высота гряд достигает 100 м, длина обычно 3–5 км, иногда до 20 км, а ширина до 1,5 км. Гряды обычно располагаются параллельными рядами. Расстояние между барханными грядами 1,5–2 км.

Грядообразные валы — вытянутые в направлении ветра, прямолинейные или извилистые в плане, узкие и длинные равноклоновые валы песка, симметричные, с крутыми склонами. Такие валы наблюдаются во всех пустынях. Образование их связано с постоянно действующими ветрами одного направления. Высота грядообразных валов в Каракумах от 10 до 30–60 м. В Сахаре образование таких продольных валов связано с постоянными сильными ветрами — пассатами, там они достигают сотен метров в высоту. Грядообразные валы в песчаных пустынях образуют системы параллельно вытянутых гряд протяженностью в десятки и сотни километров, разделенных между собой ложбинами. Ширина ложбин составляет 150–300 м, но иногда достигает 1–2 км. Такие системы валов покрывают многие тысячи километров в Африке, Средней Азии, Казахстане, Китае и других районах (рис. 10.8).

a



б

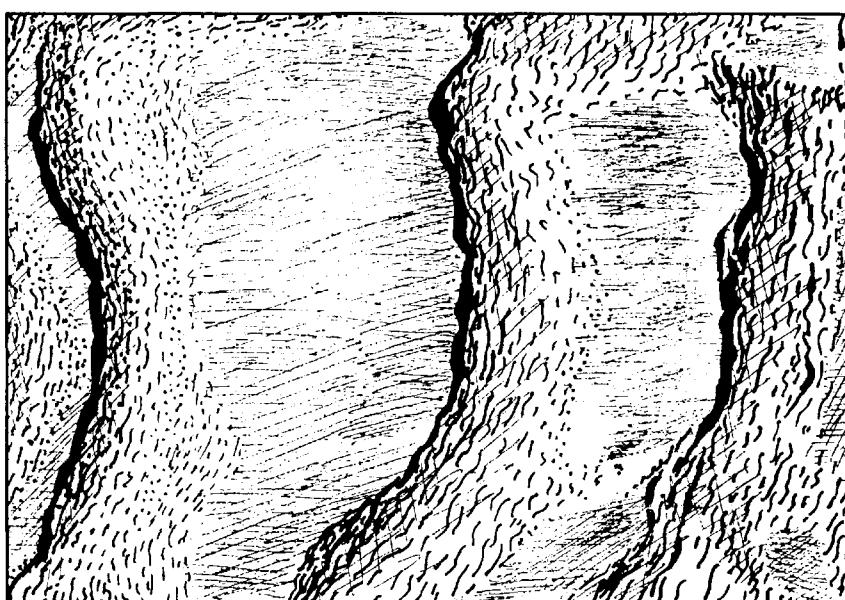


Рис. 10.7. Барханы (*а*) и барханные гряды (*б*) (по Б. А. Федоровичу)

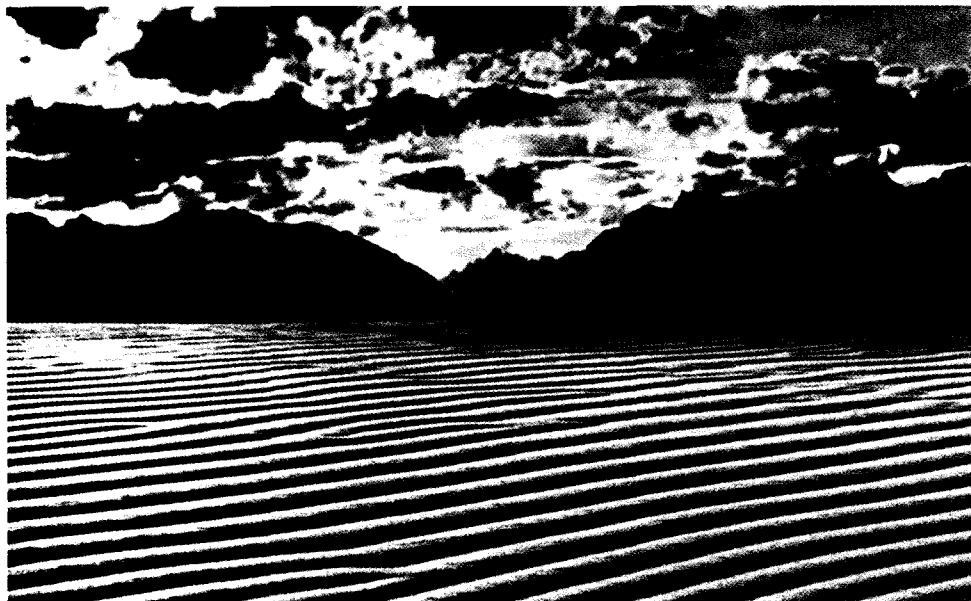


Рис. 10.8. Пески в долине р. Чары (по П. А. Верхотурову)

Грядово-ячеистые формы характерны для районов, где кроме господствующих ветров одного направления, формирующих грядообразные валы, развиты ветры других направлений. Последние приводят к образованию поперечных песчаных перемычек в межгрядовых ложбинах и чашеобразных котловин выдувания (ячей) на валах. Размеры ячей достигают 100–200 м в поперечнике. В результате большие площади приобретают грядово-ячеистое строение.

На побережьях крупных водоемов, где встречаются большие площади не закрепленных растительностью песков, типичной формой рельефа являются дюны.

Дюнами называют песчаные холмы на низменных берегах морей, озер и рек, нанесенные ветрами, дующими в направлении берега. Они образуются из песчаного материала, который поставляют на берег моря, озера или реки, вода. Вещественный состав дюн на побережьях морей и озер более однообразен, чем на берегах рек, что зависит от пород, слагающих водосборные площади рек. Форма дюн овальная, слабо вытянутая с округлой вершиной и четко выраженной асимметрией склонов. Склон, обращенный навстречу ветру (наветренный), пологий, с углами 8–10°, иногда до 15°, противоположный (подветренный) склон более короткий и крутой, углы достигают естественного откоса песков 30–35°. Высота дюн изменяется в широких пределах. На побережьях морей и озер дюны обычно имеют высоту 20–30 м, но иногда достигают 100 м и более. Высота речных дюн не превышает 5–10 м.

Приморские дюны развиты на побережьях Белого, Балтийского, Каспийского и других морей, а озерные — по берегам Ладожского, Онежского, Балхаша и других крупных озер. Речные дюны развиты меньше, чем морские и озерные, они встречаются местами по берегам Днепра, Дона, Волги, Оби и Енисея. Дюны перемещаются в сторону суши по господствующему направлению ветра. Это связано с переносом ветром незакрепленных песков с пологого склона и накоплением его на крутом (подветренном) склоне дюны. На месте ранее образовавшейся возникает новая дюна и т. д. В результате образуются цепи параллельных дюн.

Дюнные цепи образуются при постоянном действии ветров. Они вытягиваются параллельно берегу моря или озера на большие расстояния. Часто дюнные цепи располагаются рядами, ориентированными поперечно по отношению к господствующему направлению ветра.

Особый тип — *параболические дюны* представляют собой длинные (до 400 м) и узкие (25–40 м) песчаные гряды, изогнутые в форме параболы с крутым подветренным склоном на выпуклой стороне и пологим наветренным склоном на вогнутой стороне. Образование параболических дюн связано с тем, что более низкие краевые части дюны более увлажнены и чаще покрыты растительностью. Поэтому вперед по направлению ветра продвигается наиболее высокая центральная часть дюны, где песок сухой и активно перевевается и переносится.

Возникновение параболических дюн относится к концу последней ледниковой эпохи, когда разеванию подвергались обширные песчаные пространства, образовавшиеся при отступании ледника. Параболические дюны известны в Ленинградской и Вологодской областях, в бассейнах рек Вятки, Ветлуги, в Белоруссии и др.

Кучевые пески — это небольшие скопления песка у различных мелких препятствий, главным образом у отдельно стоящих кустов с низкой кроной. Кучевые пески представляют собой беспорядочно разбросанные симметричные холмы окружной или слабо вытянутой в направлении ветра формой. Высота холмов колеблется от 1 до 10 м.

Эоловая рябь — наиболее мелкие формы эолового рельефа, развитые на пологих склонах барханов, дюн и всех более крупных эоловых форм. Рябь представляет собой небольшие асимметричные валики с пологим наветренным и более крутым подветренным склонами. Отдельные валики объединяются в серповидно изогнутые цепочки, поперечные к направлению ветра и напоминающие рябь от ветра на поверхности воды.

Глинистые пустыни, или *такыры* (от тюркск. «такыр» — гладкий, ровный, голый), представляют собой плоские глинистые равнины, расположенные по краям или внутри песчаных пустынь и полупустынь. Дно такыра сложено слоистой глиной, иногда значительно засоленной. Глинистый материал приносится ветром из соседних областей или, чаще,

временными водными потоками. Такыры весной или после дождей летом могут частично или полностью покрываться водой, образуя временные озера. Вода быстро испаряется, а дно такыра покрывается глинистой коркой, которая от жары растрескивается на отдельные многогранники разной формы.

Такыры, развитые в Средней Азии, образуют площади от нескольких квадратных метров до десятков квадратных километров.

Солончаковые пустыни (или *шоры*) развиты в пустынях, полупустынях и степях. По условиям образования шоры тесно связаны с глинистыми пустынями. Солончаковые пустыни представляют собой понижения в рельефе или дно высохшего временного озера, покрытые слоем соли, нередко с глинистым материалом. Соли на поверхности солончаковых пустынь могут накапливаться при испарении воды временных озер, а также при неглубоком (менее 1,5 м) расположении грунтовых вод. Грунтовая вода по капиллярам частично поднимается к поверхности, испаряется, а растворенные в ней соли постепенно накапливаются. Состав солей различен, среди них наиболее распространены легкорастворимые хлористые соединения натрия, кальция и магния и сульфаты натрия и кальция.

Присутствие сульфатов приводит к разрушению горных пород, особенно глин и мергелей. Это связано с тем, что водные сульфаты (например, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) при высоких температурах легко отдают воду и переходят в безводный сульфат (ангиридит CaSO_4). Эта реакция обратима, ангиридит легко поглощает влагу и снова превращается в гипс. Эти превращения происходят с изменением объема и, повторяясь неоднократно, разрыхляют горные породы, постепенно превращая их в тончайшую пыль, которая легко уносится ветром. Солончаковые пустыни распространены в Австралии, Центральной Азии, Африке, Иране, Прикаспийской низменности и других районах.

Лёссовые пустыни (адыры) развиты главным образом в низких предгорьях на окраинах песчаных пустынь. Поверхность адыров сложена лёссями или лёссовидными породами, образовавшимися из пыли, переносимой ветром из каменистых пустынь, или из осадков, намытых временными водными потоками, стекающими со склонов соседних гор.

Для лёссовых пустынь характерен неровный расчлененный рельеф с широким развитием глубоких оврагов с крутыми склонами. При искусственном орошении на лёссях образуются плодородные почвы. Лессовые пустыни развиты в Средней Азии, Казахстане и других районах.

Ветер производит значительную *геологическую работу*. В моря и океаны ветер поставляет обломочный материал в количестве 1,6 млрд т ежегодно. Кроме того, создаваемые им волны производят большую работу по перемещению и сортировке осадков на дне бассейнов. Наи-

более интенсивно эоловая деятельность проявляется на суше, особенно в областях пустынь, полупустынь и степей, площади которых весьма значительны.

Работа ветра приводит, с одной стороны, к накоплению эоловых отложений, а с другой — к различным формам разрушения, но почти всегда приносит вред человеку. Большим бедствием являются незакрепленные эоловые пески, скорость перемещения которых составляет от нескольких десятков сантиметров до десятков метров в год, а иногда достигает нескольких сотен метров в год. Пески засыпают культурные земли, города, железные и автомобильные дороги, водные каналы и другие сооружения. Древнеегипетские города Луксор и Карнак с их дворцами и храмами были полностью засыпаны песком, а в настоящее время освобождаются от многометровых песчаных напосов. В Средней Азии на берегу Амударьи был город Турт-Куль. Амударья, активно подмывавшая берега, ежегодно уничтожала улицу за улицей, и люди оставили город. Через год пески, наступавшие с севера из Кызылкумов, полностью засыпали город.

В Прибалтике в середине XIX в. была полностью погребена под песком движущейся дюны Кунценская церковь, расположенная на побережье. Через 30 лет дюна сметила дальше в направлении ветра и освободила развалины церкви.

Огромный вред приносит плоскостная дефляция, в результате которой сдираются плодородные почвы с огромных площадей в степных районах, после нее остается безжизненная пустыня.

Дефляция и корразия приводят к образованию царанин, трещин и постепенному разрушению сооружений. Борьба с последствиями эоловой деятельности является трудоемкой и дорогостоящей. Наиболее часто для закрепления песков производятся посадки различных кустарников и некоторых травянистых растений с хорошо развитой корневой системой. Окончательное закрепление достигается посадкой деревьев (сосны, березы и др.). Так были остановлены на берегу Финского залива гигантские дюны, угрожавшие постройкам города Сестрорецка.

10.3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ТЕКУЧИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Текущих вод на поверхности Земли много. Достаточно взглянуть на географическую карту, чтобы убедиться, что все континенты (кроме Антарктиды, конечно) изрезаны сетью рек, ручьев и оврагов. Водные потоки осуществляют огромную геологическую деятельность на поверхности суши. Реками в моря и оceansы ежегодно выносится напосов на порядок больше, чем, например, ледниками и ветром. Вода на поверхности Земли стремится к уровню Мирового океана. Это движение воды

называется поверхностным стоком; а движение ее под Землей, куда она попадает в результате фильтрации, — подземным стоком. Воду называют кровью Земли. Как заметили ученые, структура речной сети очень похожа на структуру кровеносной системы человека (рис. 10.9). К поверхностным текучим водам относят все стекающие по земной поверхности воды: от дождевых струй до мощных речных потоков.

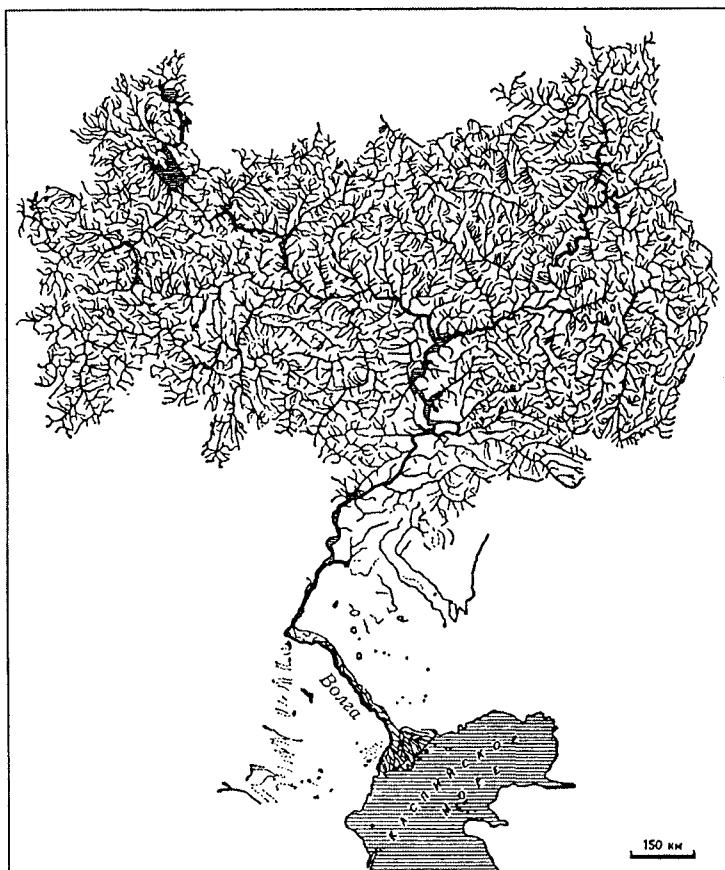


Рис. 10.9. Речная сеть Волги

Плоскостной склоновый смыв

Геологическая деятельность вод *временного безрассового стока* (дождевых и талых снеговых) называется *делювиальным процессом*, или *плоскостным склоновым смывом*.

Периодическое выпадение осадков и таяние снега приводят к образованию временных потоков на склонах возвышенностей. Эти мелкие

струйки — миниатюрные водные потоки глубиной от 2–3 до 10–25 см — распределяются на склонах более или менее равномерно, образуя сеть мелких плоскодонных безрусловых ложбин — *деллей* (рис. 10.10), или эрозионных борозд и рытвин.

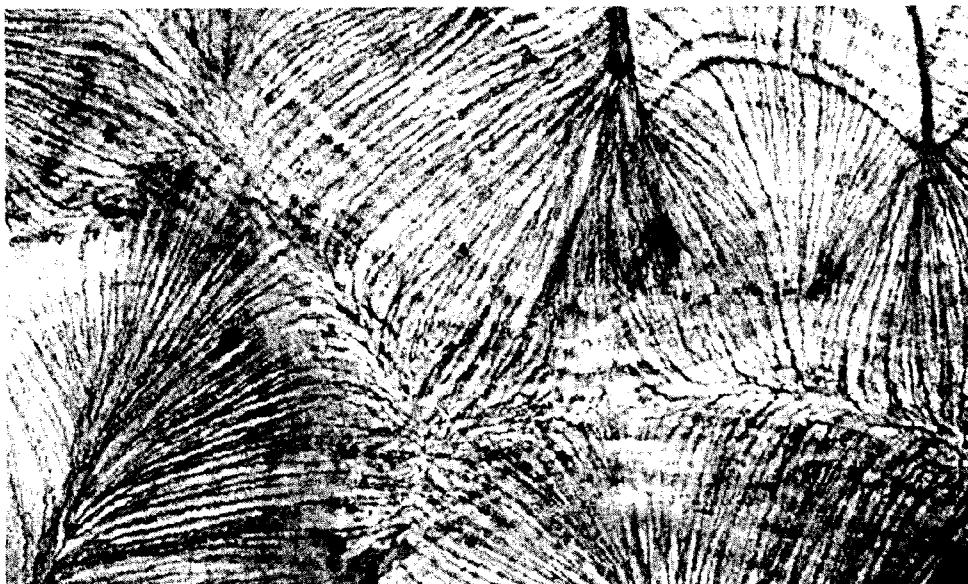


Рис. 10.10. Делли. Западная Якутия

Вода стекает по поверхности склонов, производя эрозионную деятельность (*плоскостная эрозия, плоскостной смыв*). Этот процесс вместе с ударами дождевых капель перемещает вниз по склонам большой объем поверхностного слоя. Наиболее интенсивно процесс протекает на лишенных растительности склонах в областях с semiаридным климатом, где в кратковременные сезоны выпадает много осадков, и не характерен для зон пустынь, а также районов с гумидным климатом, где склоны поросли густой растительностью.

Перенесенный и накопленный у подножий возвышенностей материал называется *делювием* (от лат. *deluo* — смываю). Делювиальные отложения образуют полого наклонные *шлейфы*, покрывающие нижние части склонов. Наиболее типичны они для равнинных районов, сложенных рыхлыми или легко разрушающимися при выветривании породами.

В строении делювия проявлены признаки водной сортированности. Она выражается в уменьшении крупности материала от вершины к основанию делювиального шлейфа, а также снизу вверх по разрезу (рис. 10.11). Вниз по склону в зависимости от состава коренных пород

в строении делювиального шлейфа участвует щебнистый, дресвянистый, супесчаный материал до лёссовидных суглинков и глин. В отложениях наблюдается тонкая параллельная склону слоистость, отчетливая в грубых и неявная в тонких разностях. Мощность делювиальных отложений обычно составляет несколько метров, но может достигать 10–15 м.

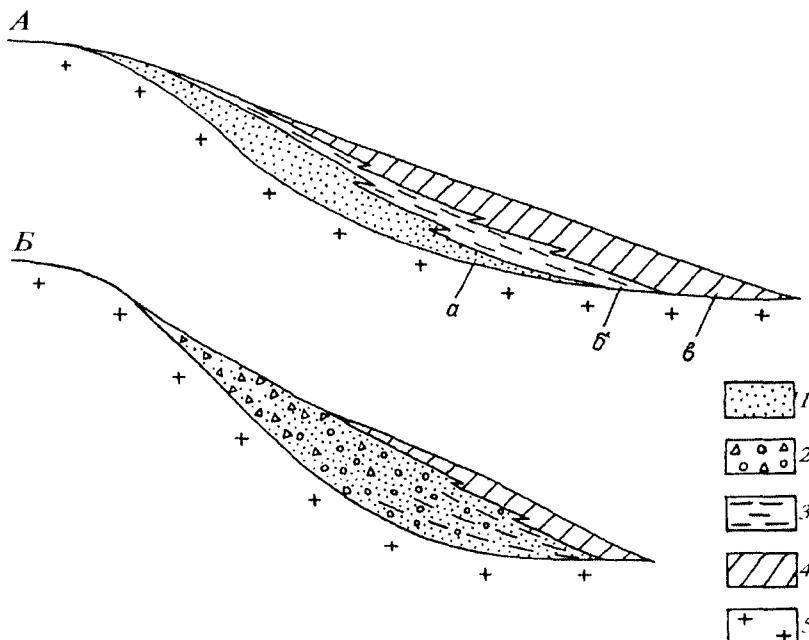


Рис. 10.11. Строение делювиальных покровов у подножий пологих (A) и крутых (B) склонов (по А. А. Чистякову, И. В. Макаровой, В. И. Макарову):
a–c – фации делювия (a – присклонная, б – срединная, в – периферическая).
1 – песок; 2 – щебень, галька; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – коренные породы

Делювиальный процесс ведет к выполнаживанию склонов. Однако сглаживание и срезание неровностей происходят очень неравномерно. Прочные породы, разрушающиеся значительно медленнее, образуют выступы на склонах; тогда как на месте легко разрушающихся отложений образуются ложбины. В целом делювиальные склоны отличаются сглаженными выпукло-вогнутыми формами с широким развитием аккумулятивных шлейфов, характерных для равнинных стран.

Геологическая деятельность постоянных и временных русловых водных потоков

Геологическая деятельность постоянных и временных русловых водных потоков называется *флювиальным процессом*.

Геологическая деятельность временных русловых водных потоков

Временные водные потоки возникают при выпадении атмосферных осадков или таянии ледников. Флювиальные формы образуют генетический ряд, включающий эрозионные борозды, рытвины, промоины, овраги, балки, речные долины.

Эрозионные борозды — это элементарные формы, переходные от плоскостного к линейному размыву. Из крупных близко расположенных борозд глубиной до 0,5 м постепенно образуются *рытвины*, глубина которых достигает 1–2 м, и *промоины* глубиной до 3–5 м. Из крупных и быстро растущих рытвин и промоин формируются *овраги*. Продольный профиль такого зарождающегося оврага сначала невыровненный, а устье его еще не достигло подножия склона (базиса эрозии); овраг «висит» на склоне (*висячие овраги*). При этом вершина оврага продвигается вверх по склону.

Такой вид эрозии называется регressiveвой, или пятящейся эрозией (рис. 10.12).

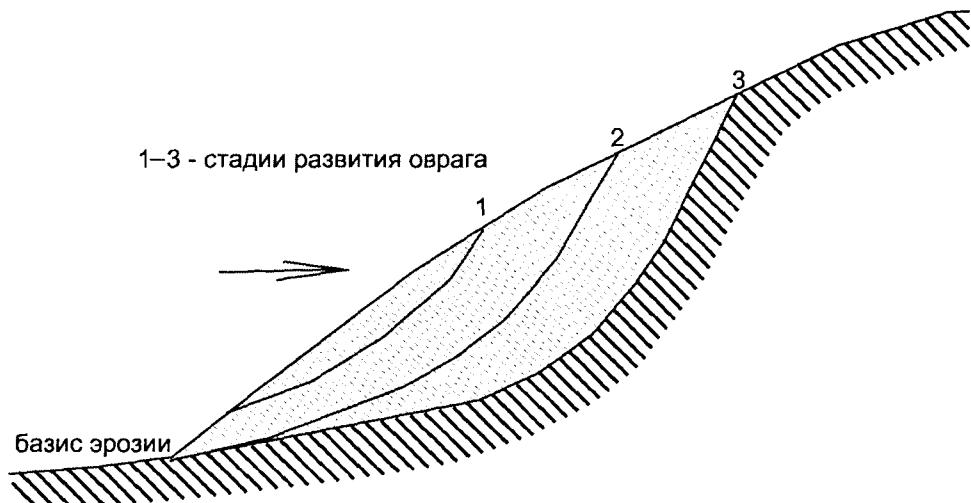


Рис. 10.12. Регressiveвая эрозия оврага

Постепенно овраг своим истоком достигает вершины, а устьем — базиса эрозии и вступает в зрелую стадию своего развития. Продольный профиль оврага приобретает вогнутую форму: очень пологую в нижней и крутую в верхней части склона.

Вода, периодически текущая по дну оврага, переносит мелкий, плохо окатанный, слабо сортированный материал, откладывая его около устья и формируя конус выноса. Отложения конусов выноса, образованные временными потоками, которые возникают во время таяния снега или сильных дождей, называют *овражным проливием* (от лат. *proluo* — промываю; уносимый течением).

Крупнейшие овраги достигают в длину нескольких километров, а ширина и глубина их составляют десятки метров. Скорость роста оврагов достаточно велика. Так, в бассейне Нижнего Дона она составляет 1–1,5 м/г., в предгорьях Северного Кавказа — до 2–3 м/г. Интенсивность овражной эрозии зависит от климата, рельефа местности, ее геологического строения (вещественного состава пород и характера их залегания), растительного покрова, новейших тектонических движений и хозяйственной деятельности человека.

С развитием овражно-балочной сети связаны интенсивное расчленение и образование в условиях аридного климата *бедлэнда* — «дурных земель» (от англ. «бэд» — плохой, «лэнд» — земля, поверхность). Это глубоко и резко расчлененные предгорья или обособленные возвышенности, сложенные рыхлыми или слабо сцепленными горными породами, в которые глубоко врезаны овраги. Слоны оврагов достигают крутизны более 30°, а русла могут находиться на расстоянии 1–2 м друг от друга. Слоны соседних оврагов часто смыкаются, образуя острые гребни с зубцами, пирамидами, обелисками. Процесс эрозии может протекать с катастрофической скоростью.

В горах во время сильных дождей или снеготаяния водные потоки заполняют каналы стока и при движении захватывают различный обломочный материал (от мелкозема и песка до щебня и глыб). При выходе потока на равнину скорость течения резко падает, временный горный поток разливается в виде веера и иссякает, а обломочный материал откладывается с образованием *конуса выноса*.

Отложения, которые образуются у выхода из гор на равнину *постоянных рек, по пересыхающих* и не доходящих до своего базиса эрозии, слагают *наземные*, или «*сухие*», *дельты* (рис. 10.13а). Особенно мощные наземные устьевые конусы выноса развиты у подножий гор в аридных областях. Сливаясь, конусы выноса образуют наклонные *предгорные шлейфы*. В их строении наблюдается фациальная дифференциация, которая в продольном сечении конуса выражается в смене от вершины к периферии грубых галечных накоплений и щебня песками и более тонкозернистыми осадками вплоть до супесей и лёссовидных суглинков (рис. 10.13б). Наиболее грубый материал откладывается в крупных руслах, которые перемещаются по поверхности конуса выноса.

В многочисленных разветвляющихся руслах, на которые дробятся крупные, откладывается более тонкий материал. Самый тонкий материал образуется в условиях разливов воды в периферических частях наземных сухих дельт.

Долины рек временного стока благоприятны для формирования *сельей* (от араб. «сайль» — бурный поток), которые представляют собой высокоплотностные потоки обломочного материала с содержанием на-

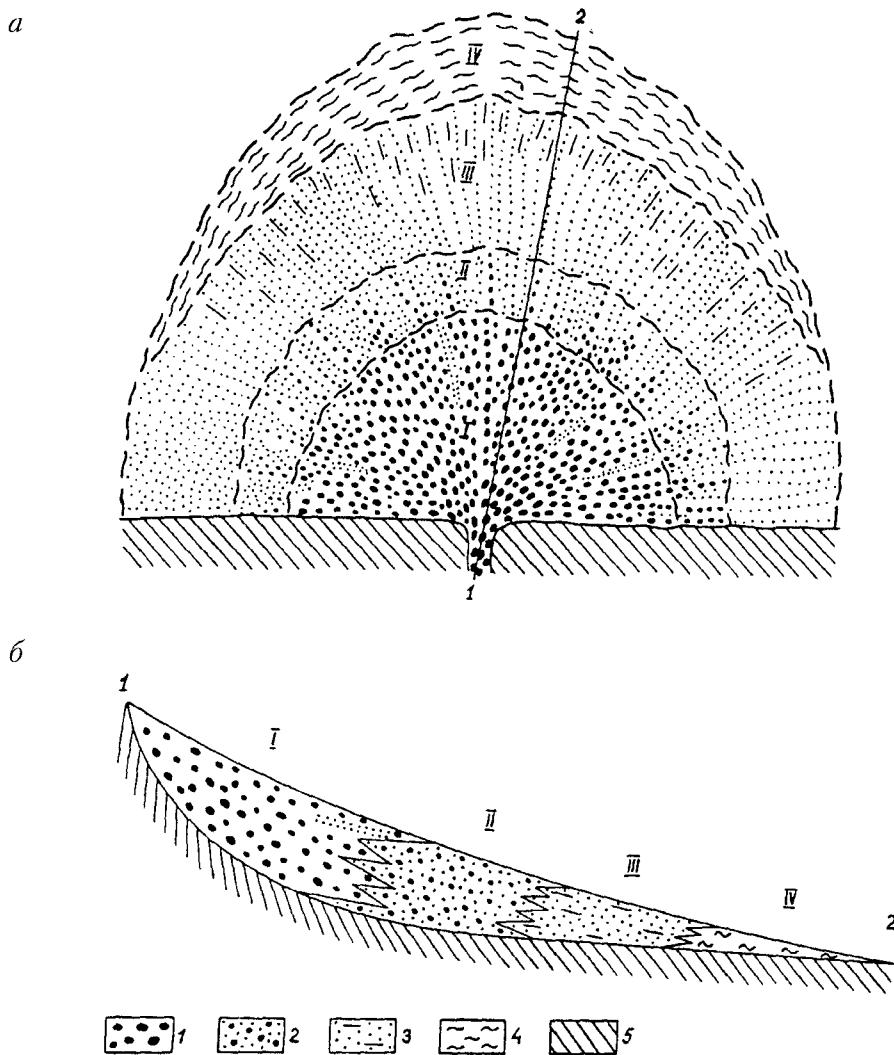


Рис. 10.13. Схема строения наземной дельты в плане (а) и разрезе (б) (по К. В. Курдюкову). Зоны: I — центральная; II — переходная; III — периферическая; IV — передняя; 1 — валунный галечник; 2 — песок; 3 — супесь, суглинок; 4 — глины, мергели; 5 — коренные породы

носов до 100–150 кг/м³. Наиболее селеопасными являются горные и предгорные районы с semiаридным климатом, на склонах которых развиты рыхлые отложения или легко разрушающиеся горные породы. Сели образуются во время интенсивных дождей, а чаще во время соппадения ранних дождей с поздним снеготаянием. Пересыщенные водой массы обломочного материала срываются с гор и несутся вниз

по оврагам и горным рекам, сметая все на своем пути. Селевые потоки бывают грязевыми, когда переносится мелкообломочный материал; каменными, в которых обломки могут достигать огромных размеров, и грязекаменными.

В 1921 г. в ночь с 8 на 9 июля по горной реке Алматинка через город Алма-Ата за восемь часов пронеслось 80 грязекаменных валов высотой до 6 км с обломками массой до 25 т. В 1933 г. селем был буквально смыт город Лос-Анджелес. В 1960 г. большой сель разрушил город Слюдянка на Байкале; в июле 1963 г. селем было засыпано озеро Иссык и т. д.

Там, где сели угрожают народному хозяйству, строят дамбы, противоселевые плотины, как, например, в уроцище Медео близ Алма-Аты, отрывают ямы — селехранилища, куда сели попадают, как в ловушки.

Геологическая деятельность рек

Реки — это непрерывно действующие русловые водотоки, собирающие атмосферные осадки и подземные воды с обширных территорий, называемых водосборными бассейнами. Около 68 % суши планеты дренируется реками, которые стекают в океаны и моря. Около 20 % воды, ежегодно выносимой реками, принадлежит Амазонке — величайшей по водности реке нашей планеты. Второе место по водности занимает река Конго. Самая длинная река мира — Нил (6671 км) — не является самой водообильной, и бассейн у нее далеко не самый большой. Крупнейшие реки мира показаны на рис. 10.14. Крупных рек (длиной более 1000 км) на Земле около полусотни. Общая протяженность их составляет 180 000 км.



Рис. 10.14. Крупнейшие реки мира

Крупнейшие реки России — Волга, Обь, Енисей, Лена, Амур — несут половину всей речной воды страны, а их бассейны занимают большие половины ее площиади. В России самая длинная река — Обь, а самый большой расход воды у Енисея ($19\ 800\ м^3/с$).

Река может начинаться с небольшого родника (например, Волга), озера (Ангара, Нева) или болота (Днепр, Западная Двина). Горным рекам жизнь часто дают талые воды ледников.

Место, где река начинается, называется *истоком*. Впадая в другую реку, озеро или море, река образует *устье*.

Не все реки текут в моря и океаны. Одни (например, Волга, Амударья) впадают в бессточные озера, другие теряются в пустынях. Существуют временные водотоки (*крики* в Австралии, *вади* в Северной Африке), вода которых расходуется на испарение и не доходит до океана.

В течение года в реках чередуются периоды высокого (*паводок, половодье*) и низкого (*межень*) стояния воды. Время проявления половодья зависит от питания рек (снеговое, дождевое, смешанное). Во время половодий количество воды в реках увеличивается в 5–20 и более раз, а в многоводные годы — до 100 раз по сравнению с меженем. Изменяется и скорость течения рек. Время проявления половодья и его сроки зависят от питания рек. В реках с преимущественно дождевым питанием половодье приходится на летний период, а со снеговым питанием — на весенний. В реках со смешанным питанием время половодий растягивается до полугода, а максимумы приходятся на летние месяцы.

Избыточное количество воды, вызванное половодьями и паводками, приводит нередко к катастрофическим наводнениям, которые стали наиболее часто повторяющимися и опасными стихийными бедствиями. Так, в Китае разрушительные наводнения, связанные с дождевыми паводками, повторяются каждые два года. Настоящей национальной катастрофой стали наводнения на реках Индостана. В России наводнения возможны практически в любой ее части как во время весенних паводков, так и в результате летних ливневых дождей.

Основные закономерности работы водного потока

Движение воды в речных потоках *турбулентное* (*вихревое, беспорядочное*), изменяющееся в каждой точке потока по величине и направлению. При таком движении вода полностью перемешивается. *Ламинарное* течение бывает в реках при очень низких скоростях течения в выровненном русле. Турбулентное движение проявляется в виде водоворотов, что особенно хорошо видно на порогах.

Скорость воды в речном русле неодинакова. Она максимальна в середине русла и мала у берегов и дна, где вода испытывает влияние трения. На преодоление трения река расходует 95 % своей энергии.

Энергия реки, или ее живая сила и способность производить работу, зависит от количества воды (массы) и скорости течения (являющейся функцией уклонов местности) и определяется формулой: $F = mV^2/2$, где F — энергия потока, m — масса воды, V — скорость течения. Чем больше масса воды и скорость течения, тем больше энергия реки и работа водного потока. Соотношение живой силы потока и материала, переносимого им, определяет, будет ли преобладать эрозия, размыв или аккумуляция отложений или установится равновесие между эрозией и аккумуляцией.

Главными факторами, которые контролируют равновесие, являются расход воды, твердый сток и размер осадочных частиц, уклон и форма русла.

Расход воды — это количество воды, переносимое потоком через его поперечное сечение за единицу времени (или средняя скорость течения, умноженная на площадь поперечного сечения; в м/с). Расход воды зависит от климата.

Количество перемещаемых по дну и взвешенных наносов, проносимых рекой через любое поперечное сечение за определенный промежуток времени, называют *твёрдым стоком*. Твердый сток и размер осадочных частиц зависят от климата и экзогенных процессов, с помощью которых осадки попадают в реки.

Уклон русла регулируется таким образом, чтобы обеспечивалась скорость течения, необходимая для переноса материала того количества и размерности, которые поступают в реку. Поэтому, если уклон русла мал для переноса осадков, происходит аккумуляция до тех пор, пока уклон не станет достаточным для транспортировки. Если же уклон настолько крутой, что скорость водного потока большие, чем это необходимо для переноса осадков, то его крутизна уменьшается. Возникают новые уклоны, обеспечивающие ту скорость водного потока, которая необходима для переноса осадков.

Форма русла (отношение его глубины к ширине) определяется взаимодействием расхода воды, количества осадков, уклона русла и локальных факторов (таких как степень прямолинейности русла, размываемость берегов). В общем случае чем уже русло, тем больше осадков переносится потоком.

Изменение расхода воды в реке может быть обусловлено разными причинами. Например, значительное увеличение количества осадков, переносимых рекой, может быть вызвано активизацией склоновых оползневых процессов или антропогенной деятельностью.

Эрозионно-аккумулятивная деятельность водного потока

Флювиальный процесс, как любой другой экзогенный процесс, является денудационно-аккумулятивным и включает разрушение горных пород (эрозию, от лат. *erodere* — разъедать), транспортировку ма-

териала и его осаждение (*аккумуляцию*, от лат. *assimilation* — накапливать).

Эрозия реки включает в себя механическое разрушение, гидравлическое действие и растворение.

Механическое разрушение производится осадками, которые переносятся в водном потоке. Они долбят и шлифуют породы на дне русла. Чем больше скорость потока, тем более крупные обломки им перемещаются и сильнее разрушаются породы в русле реки. Эрозия чистой водой происходит путем ударного воздействия на рыхлый материал ложа и берегов водотока. Давление воды, попавшей в трещины, расклинивает и разрушает коренные породы, вовлекая их в движение.

В эрозионной работе водотоков различают *глубинную* (донную) и *боковую эрозии*. Глубинная эрозия направлена на углубление, а боковая — на подмыв берегов и расширение долины реки. Они всегда присутствуют в любом водотоке, но с разной интенсивностью в зависимости от уклона русла, геологического строения территории и некоторых других причин.

Эрозионная деятельность водотока ограничивается *базисом эрозии*, ниже которого река не может углублять свое русло.

Главным (планетарным) базисом эрозии является уровень Мирового океана.

Ниже базиса эрозионная деятельность реки еще продолжается на некотором протяжении в соответствии с размерами долины и затем прекращается. Существуют также *местные (временные) базисы эрозии* (например, место слияния с главной рекой, озеро, в которое впадает река, или выступы прочных пород на дне русла).

В начале развития долины реки продольный профиль ее невыровненный. Это связано с тем, что река не успела переработать неровности рельефа, обусловленные геологическим строением местности, по которой она протекает. Различия в составе и прочности горных пород, а также молодые тектонические движения создают местные базисы эрозии и регулируют скорость и эрозионную деятельность водного потока. При пересечении рекой крепких пород образуются теснины, ущелья, а на круtyх и отвесных уступах — водопады (рис. 10 на цветной вклейке).

Падающая вода и взвешенный в ней обломочный материал размывают дно реки под уступом и, отражаясь от него, образуют водовороты. Уступ подмывается, возникает ниша, увеличение которой в размерах приводит к обрушению верхней части уступа. Происходит отступание водопада вверх по долине, а у основания образуются углубления в виде круглых водобойных колодцев или эворзионных исполинских котлов. Скорость отступания водопада зависит от количества воды, высоты уступа, твердости пород и других факторов. Так, скорость

отступания Ниагарского водопада составляет $\sim 1\text{--}1,2$ м/год, а величина отступания почти за столетие составила 12 км. При отступании водопада водобойные колодцы и котлы разрастаются вверх по течению реки, и таким образом удлиняется долина, имеющая каньонообразную форму.

Каждый водоток стремится выработать *пределную эрозионную кривую*, или предельный профиль равновесия: крутой в верховьях и постепенно выплаживающийся в нижнем течении. Ширина, глубина русла и скорость течения водного потока разные от истока к устью. Вниз по течению скорость потока, ширина и глубина русла увеличиваются, а уклон русла и размер осадочных частиц уменьшаются. В каждой точке такого профиля живая сила потока уравновешена сопротивлением пород размыву, а транспортирующая способность потока выровнена по всей длине долины. Развитие этого процесса идет регрессивно, от устья к верховьям.

В процессе своего развития во времени река вырабатывает сначала неуравновешенный, невыровненный профиль, в пределах которого участки эрозии сменяются участками аккумуляции. А затем (при условии сохранения живой силы воды) вырабатывается уравновешенный, выровненный профиль относительно главного базиса эрозии.

Перенос. Реки переносят продукты разрушения горных пород различными способами: волочением по дну, во взвешенном состоянии, а растворимые соединения — в растворе.

Обломочный материал, влекомый по дну, перемещается волочением, а также сальтацией — скачкообразным перемещением, перекатыванием по дну. При этом он измельчается, истирается, окатывается и производит эрозионную работу. Образуются галька, гравий, песок. Реки в зависимости от скорости течения способны переносить обломочный материал разного размера. Масса самых крупных обломков, перекатываемых по дну русла, пропорциональна шестой степени скорости течения реки. Способность рек переносить обломочный материал усиливается тем, что большинство обломков минералов и пород при погружении в воду теряют около 40 % своего веса.

Способ транспортировки твердого стока зависит от размера обломочного материала, его массы и скорости водного потока. Обломочный материал круинее песка быстро оседает на дно.

Скорость переноса материала в твердом состоянии равна примерно половине скорости течения реки. Более мелкие частицы (тонкозернистый песок, алеврит, глинистый материал) переносятся обычно во взвешенном состоянии почти с той же скоростью, что и вода. Мелкие коллоидные частицы и ионы рассеяны по всему потоку. Увеличение водности и скорости течения реки во время паводков усиливают ее

транспортирующую способность. От истоков реки к ее устью происходит избирательная сортировка, связанная с тем, что более тонкий материал переносится на большие расстояния, чем грубый, а обломки в процессе транспортировки разрушаются и измельчаются.

Подсчитано, что в среднем твердый сток рек соответствует сносу 201 т материала с каждого квадратного километра суши. Темпы сноса зависят от климата, растительности, рельефа и размеров площади стока.

В растворенном состоянии реки переносят карбонаты (больше всего CaCO_3) и кремнезем. Легкорастворимые сульфатные и хлоридные соли играют заметную роль только в водах рек засушливых областей. В небольшом количестве в растворенном состоянии содержатся соединения Fe и Mn. В аридных районах в меженное время растворенные вещества могут осаждаться на гальке в виде тонкого слоя, а в гумидных районах, если воды с высоким содержанием карбоната кальция, может отложиться кальцит. Но обычно концентрация растворенных веществ в реках не столь велика, чтобы откладывались химические осадки.

Аккумуляция обломочного материала начинается уже на первых этапах развития реки, когда явно преобладает эрозия. Эта аккумуляция на отдельных участках бывает неустойчивой, и при изменении режима реки (увеличении массы воды и скорости) отложения вновь могут быть вовлечены в транспортировку вниз по течению. По мере выработки профиля равновесия на стадии боковой эрозии, когда происходит расширение речной долины, в русле и прирусловой части образуются постоянные наносы. Накопление наносов начинается в нижней части долины, где раньше формируется профиль равновесия, а затем в средней ее части, где в результате регрессивной эрозии и выработки профиля равновесия создаются условия для накопления осадков.

Отложения водных потоков, как постоянных, так и временных, которые текут в долинах в руслах с четко выраженным берегами, называются аллювиальными, или *аллювием* (от лат. *alluvio* — нанос, намыв).

Строение речных долин

В процессе своей деятельности русловые водные потоки формируют речные долины. Речные долины объединяются в системы, в которых присутствуют главная река и ее притоки, притоки ее притоков и т. д. Вся территория, с которой стекает вода к главной реке и ее притокам, называется *водосборным бассейном*. Речные системы отделяются друг от друга *водоразделами*.

Русло. Руслом называют наиболее глубокую часть речной долины, в которой протекает река в межень. Очень большие реки (в России это Волга, Северная Двина, Печора, Обь, Енисей, Лена, Амур), а также

реки предгорий ветвятся на рукава, которые то расходятся, то сходятся на дне долины. Это явление называется *фуркацией*. Главные и второстепенные протоки разделены островами, которые со временем перемещаются вниз по течению, изменяя свои очертания и положение в долине. Фуркация связана с резким уменьшением скорости течения на тех участках долины, где развито широкое, плоское дно при относительно прямолинейных очертаниях русла и поймы. В горных областях фуркация характерна для зон предгорий и горных впадин с плоскими днищами, а в платформенных — для приустьевых участков долин.

Большая часть рек *меандрирует* (образует излучины). Излучины могут быть различной формы в плане. Блуждания речного русла по дну долины (горизонтальные русловые деформации) осуществляются за счет размыва одних берегов реки и наныва материала на противоположных. Излучина образуется, если возникает устойчивое скопление наносов у одного из берегов, которое закрепляется растительностью и превращается в пойму.

Интенсивность размыва зависит от угла подхода стрежня потока (с самыми большими скоростями течения) к берегу: чем он больше, тем большая скорость размыва. В прямолинейном русле стрежень потока располагается в его центральной части, к берегам скорость потока снижается. В этих условиях берега не размываются. При искривлении стрежня происходит схождение струй потока возле берега. Здесь образуются положительная волна водной поверхности и местное увеличение скорости потока из-за его сжатия при набегании на берег. Это приводит к размыву берега и формированию крутого, часто вертикального откоса. Образовавшийся перекос водной поверхности обуславливает возникновение в потоке циркуляционного течения, донная ветвь которого направлена от размываемого берега.

Придонные слои воды наилучше насыщены наносами, это приводит к их перемещению. Происходит размыв дна русла, то есть его углубление у основания крутого откоса и аккумуляция обломочного материала у берега, где формируется *песчаная отмель (побочень)*, сложенная обычно песчанным материалом (рис. 10.15). Размывая излучину у вогнутого берега, река обычно образует *плёс* — глубокий участок русла.

Изменение режима реки в периоды паводков разных лет приводит к изменению в поперечной циркуляции и, как следствие, к нарушению прямолинейности потока, смешению стрежня то к одному, то к другому берегу, неравномерному накоплению речных наносов. Русло реки становится извилистым.

Скорость размыва колеблется от долей метра до десятков метров в год, изменчива от половодья к межени, от года к году в зависимости от стадии развития процесса, который возникает, активизируется, затухает,

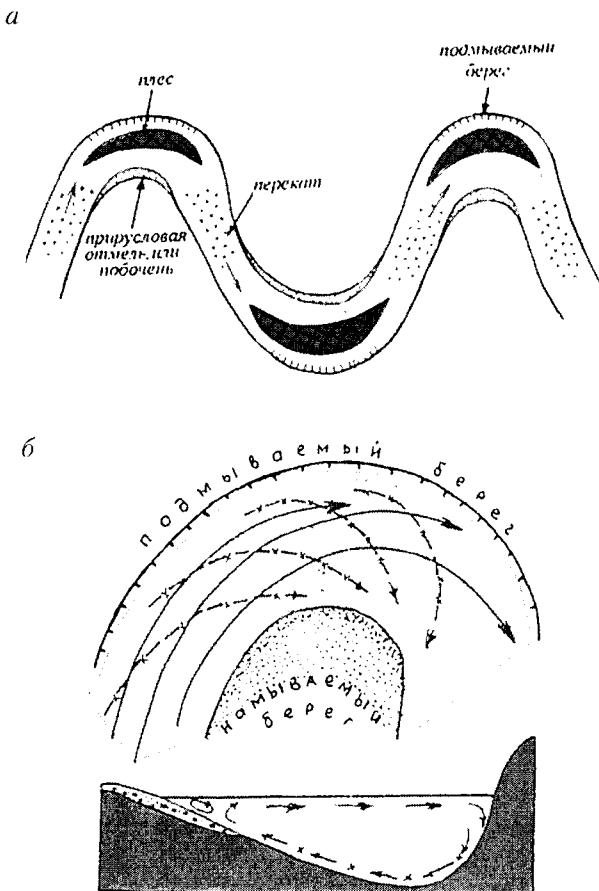


Рис. 10.15. Циркуляция водного потока (а) и формирование подмываемых и намываемых берегов излучин (б)

прекращается и вновь возобновляется. Скорость размыва берегов зависит от прочности горных пород, в которых выработаны долины. В породах, легко поддающихся размыву (песках, супесях, галечниках), русловые деформации протекают свободно — им ничто не препятствует, поэтому берега таких рек могут размываться со скоростью 5–15 м/год или еще быстрее.

На реках, протекающих в трудноразмываемых породах, независимо от их размеров, скорости размыва берегов резко снижаются. Катастрофические скорости размыва берегов зафиксированы на Амударье — 1000–1200 м/год при интенсивности размыва 50 м/ч и фронте проявления по длине реки 3 км и более. Размыв берега и смещение русла на реке Амударье происходят в течение суток и даже нескольких часов.

Это так называемые *блуждающие русла*, характерные, например, для рек Средней Азии и Китая. В русле реки на спрямленных участках, соединяющих соседние излучины, образуются крупные гряды донных наносов (речного аллювия), которые пересекают русло от берега до берега, — *перекаты* (рис. 10.16). Каждая такая грязь пересекает реку не по нормали к ее оси, а в виде языка, максимально продвинутого вниз по течению неподалеку от того берега, где во время половодья располагается стрежень потока. Здесь же находится самая высокая часть гряды, которая называется *побочным перекатом*.

На реках, перегруженных наносами, возвышения на грязях случаются и в середине русла. Они называются *осередками*. В межень побочими и осередками находятся над водой, представляя собой удобные пляжи. Между берегом и побочным сохраняется узкое вытянутое понижение дна русла, не занесенное наносами, — затонная часть переката.

Пойма. Поймой называют часть дна долины, приподнятую над меженным уровнем воды в реке и затопляемую в половодье.

Пойма является продуктом деятельности самой реки. Лишь в редких случаях реки затапливают низкие ровные поверхности неречного генезиса, сложенные скальными или глинистыми неаллювиальными породами, — структурные площадки на кровлях субгоризонтальных пластов или днища спущенных озер.

Поймы занимают около 3 % всей площади суши, но их роль в жизни человека оказывается настолько важной, что вот уже более столетия их изучают географы, геологи, ботаники, представители других наук.

Формируется пойма на стадии непрерывно протекающей долгое время боковой эрозии, когда река находится в состоянии равновесия при зарастании в маловодные годы высоких (пригребневых) частей побочней (прирусовых отмелей) перекатов или осередков на них (рис. 11 на цветной вклейке).

Во время паводков вода выходит из русла и может затопить все дно долины, где и накапливаются пойменные отложения. При этом откладывается тонкий алевритовый, глинистый и песчаный материал. Высота поймы таким образом увеличивается и может стать такой, что будет заливаться только во время очень больших половодий — катастрофических паводков. Так образуется *высокая пойма*. Высота поймы зависит от высоты половодья.

Наращивание поймы в высоту происходит выше всего непосредственно у границ русла, где во время половодья бурный поток в русле соприкасается с мелкой водой, текущей по пойме. Здесь происходит отложение более грубого материала, переносимого потоком, и образуется насыпь —

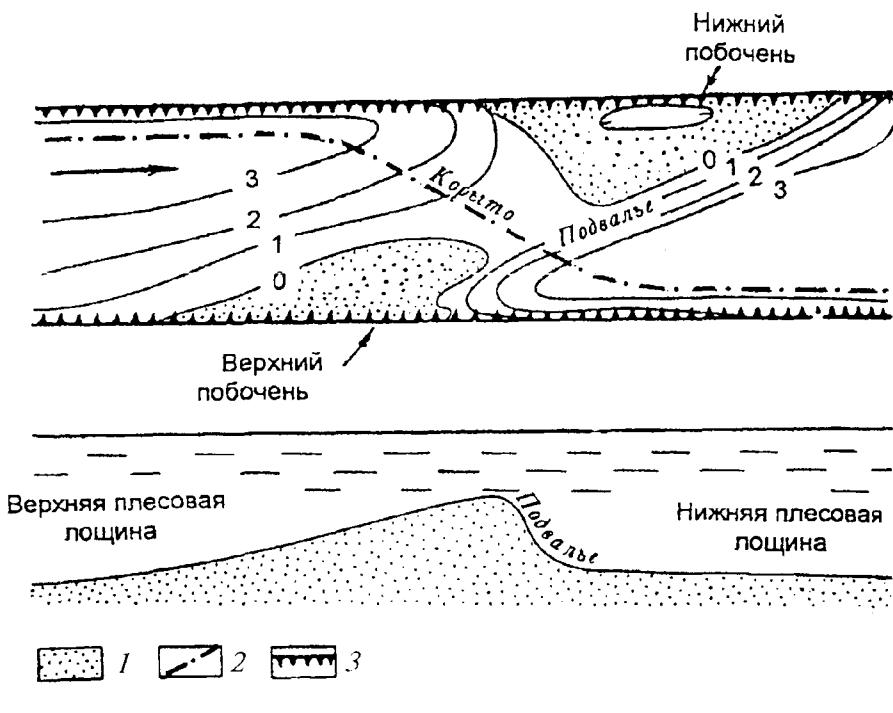


Рис. 10.16. Элементы переката: а — план в изобатах; б — профиль по линии стрежня (по И. И. Маккавееву):
1 — поверхность побочней, возвышавшихся над меженным уровнем воды;
профиль русловых отложений по стрежню:
2 — линия стрежня,
3 — берега меженного русла

прирусовой вал. Прирусовой вал представляет собой гряду, высота которой над поймой обычно не превышает 2 м и только в редких случаях гряда возвышается в половодье в виде узких островов.

По характеру рельефа различают сегментные, параллельно-гривистые и обвалованные поймы.

Сегментные поймы характерны для меандрирующих рек. Вогнутые (подмываемые) и выпуклые (намываемые) берега в долинах чередуются, а излучины перемещаются не только в сторону подмываемого берега, но также вниз по течению. Выступы коренного берега постепенно срезаются, формируется ящикообразная долина, в которой большая часть плоского днища занята поймой, а русло формирует свободные меандры. Синхронное их перемещение вниз по течению и в поперечном направлении приводит к образованию излучин сложной формы. Шейки крутых излучин могут размываться с двух сторон, становиться все уже

и в половодье прорываться. В место прорыва устремляется основной поток. Отрезанная от русла излучина мелеет и превращается сначала в затон (изолированный от меженного течения только в верхней части), а затем в *старицу* (пойменное озеро, «староречье») (рис. 10.17). Старицы в виде озер, заболоченных участков и сухих дугообразной формы понижений можно видеть на поймах равнинных рек в межень.

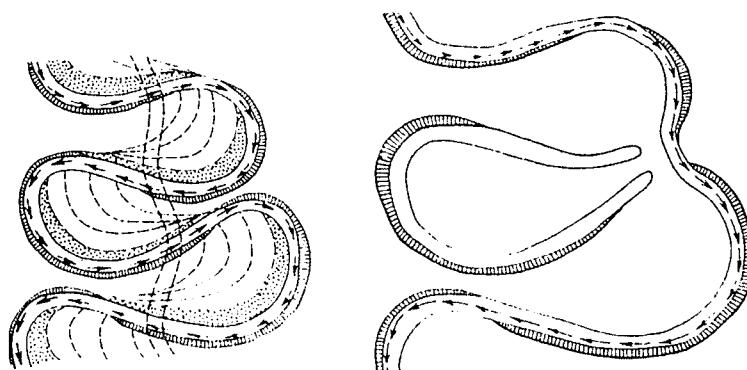


Рис. 10.17. Схема последовательного смещения речных меандров и образования старицы (по Э. Огу)

Параллельно-гривистые поймы характерны для крупных рек с широкими долинами. Они развиты только у одного из берегов долины (односторонние). На пойме образуется система длинных параллельных руслу дугообразных гряд (грив) разной высоты (от нескольких десятков дециметров до нескольких метров), которые разделены межгрядовыми (межгривными) понижениями, нередко занятymi цепочками озер.

Обвалованные поймы типичны для рек предгорий. При выходе водного потока с гор в предгорную равнину резко падает его скорость. Здесь происходит интенсивная аккумуляция материала, переносимого водным потоком. В результате русло оказывается приподнятым над равниной и ограниченным естественными дамбами — прирусловыми валами, высота которых достигает нескольких метров. В высокие половодья вода прорывает дамбы и заливает значительные пространства, заболачивая их с образованием плавней (например, в низовьях Кубани, Терека).

Речные террасы (от лат. *terra* — земля). Террасы, сформированные рекой (аллювиальные, речные), представляют собой остатки прежних пойм.

Террасы состоят из субгоризонтальной площадки; уступа, отделяющего ее от нижерасположенной террасы, поймы и/или русла реки; бровки, которая ограничивает поверхность террасы со стороны реки и может быть резко выраженной или слаженной, и тылового шва — перегиба к уступу вышерасположенной террасы или коренному склону.

Различают террасы *цикловые* и *локальные*.

Цикловые террасы развиты по всей долине реки, а локальные — только на отдельных участках речных долин. В платформенных равнинных условиях в долинах даже самых крупных рек террасы развиты не отчетливо, уступы сглажены, перекрыты делювием, а в северных районах — солифлюкционными отложениями. Наиболее ярко террасы выражены в горных районах.

Цикловые террасы формируются в процессе *эрэзионно-аккумулятивного цикла*, который включает стадии:

- врезания (глубинной эрозии);
- расширения долины (боковой эрозии);
- аккумуляции;
- динамического равновесия (рис. 10.18).

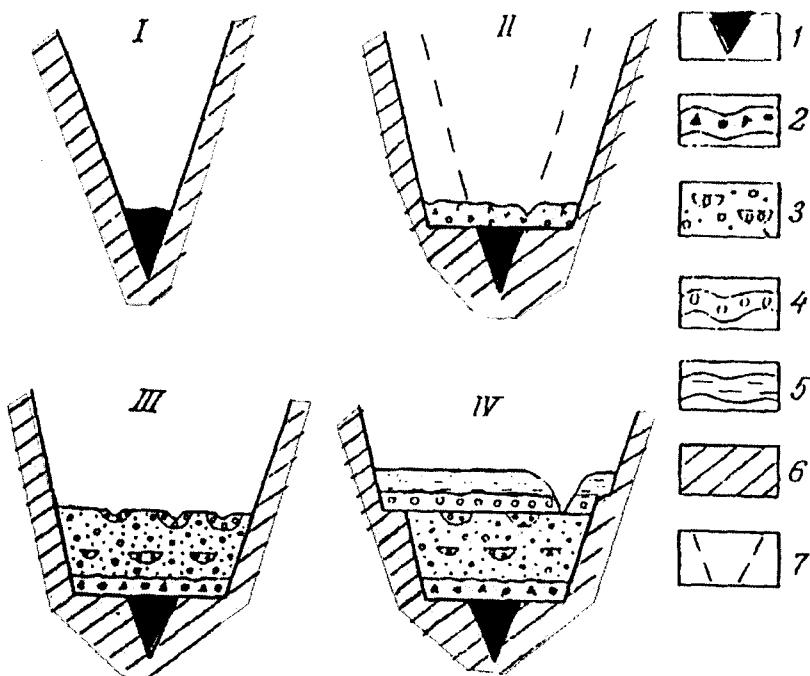


Рис. 10.18. Принципиальная схема последовательности формирования цикловой террасы (по Н. В. Макаровой).

Стадии эрозионно-аккумулятивного цикла: *I* — врезания и образования инстравтивного аллювия; *II* — расширения долины и накопления субстративного аллювия; *III* — аккумуляции и накопления констравтивного аллювия; *IV* — динамического равновесия и накопления перстратегического аллювия.

Аллювий: 1 — инстравтивный; 2 — субстративный (базальный горизонт);
 3 — констравтивный; 4 — перстратегический; 5 — пойменные осадки;
 6 — коренные породы; 7 — контур первоначального вреза

В течение эрозионно-аккумулятивного цикла образуются врезы, заполненный осадками, и поверхность поймы. В процессе нового эрозионного цикла, начинающегося со стадии врезания, пойма постепенно превращается в террасу. Ее поверхность располагается вне зоны действия руслового потока. На ней накапливаются отложения неаллювиального генезиса — пролювий, коллювий, солифлюкционные отложения, лёссы и др. — так называемая покровная толща, мощность которой может достигать нескольких десятков метров.

В зависимости от общей глубины новой долины и степени ее заполнения аллювием бывшая пойма превращается в эрозионно-аккумулятивную, или цокольную (рис. 10.19 (I)), или аккумулятивную (рис. 10.19 (II), (III)) террасу. Если же врез новой долины меньше предшествующего, аккумуляция значительна, образуются наложенные разновозрастные свиты аллювия и погребенные террасы (рис. 10.19 (IV)).

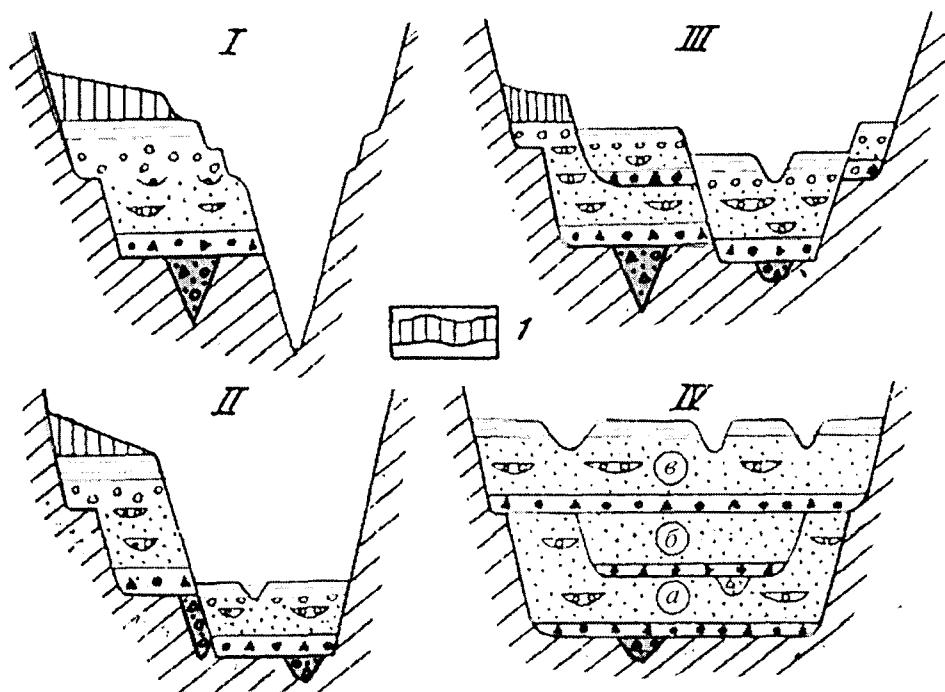


Рис. 10.19. Формирование террас различного типа в процессе развития новых эрозионно-аккумулятивных циклов (по Н. В. Макаровой):

I — эрозионно-аккумулятивной; II, III — аккумулятивных;

IV — наложенных разноцикловых (а, б, в — свиты аллювия).

1 — покровные отложения. Остальные условные обозначения см. на рис. 10.18

По соотношению мощности аллювия и подстилающих его пород различают три типа террас: аккумулятивные (террасы накопления), эрозионные (террасы размыва) и эрозионно-аккумулятивные (смешанные, или цокольные).

Аккумулятивные террасы имеют большую мощность аллювия (десетки и даже сотни метров), намного превышающую нормальную мощность аллювия, которая у крупных равнинных рек составляет 20–30 м. *Эрозионные террасы* имеют незначительную мощность аллювия, представленного преимущественно русловой фацией. В цоколе таких террас обнажаются либо коренные породы, либо рыхлые отложения другого генезиса. У *эрэзионно-аккумулятивных террас* развиты все фации аллювия, а поверхность цоколя (ложе аллювия) горизонтальна. При этом цоколь эрозионно-аккумулятивных террас может быть открытый, лежащим выше межениного уровня и выходящим на поверхность в подмываемых берегах, или скрытым, расположенным ниже меженного уровня.

В долине любой реки в пределах одной и той же террасы могут наблюдаться переходы от одного типа строения к другому. Эти явления обычно связаны с различной направленностью и интенсивностью тектонических движений в районах, где протекает река. Особенно ярко они проявлены в образовании так называемых *геоморфологических (террасовых) ножниц* на границах горных областей (поднятий) и предгорных равнин (областей опусканий), где террасы погружаются под уровень рек в их низовьях и перекрываются более молодыми аллювиальными отложениями.

Причины формирования террас. Формирование террас связано с изменением климата и тектоническими движениями. Влияние климата на формирование террас является главным.

Живая сила потока зависит от массы воды. Увлажнение климата приводит к увеличению водности потока и его живой силы. Возрастает его эрозионная способность, нарушаются установившиеся до этого равновесие между эрозионной способностью реки и сопротивлением пород размыву, происходит глубинная эрозия. Река начинает вырабатывать новый профиль равновесия. Бывшая пойма прорезается и выходит из-под уровня паводковых вод, превращаясь в надпойменную террасу.

Изменение положения главного базиса эрозии регулирует деятельность водного потока в реке. Эти изменения положения базиса эрозии могут быть связаны с тектоническими движениями или эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана в эпохи плейстоценовых оледенений и межледниковых. В межледниковые уровни океана повышается, а в эпохи оледенений понижается. Поднятие уровня морского бассейна вызывает регressiveную аккумуляцию аллювия в долине. Опускание

уровня может обусловить врезание в нижней части долины только при условии, что скорость опускания и крутизна морского дна, осушаемого вследствие регрессии, достаточно велики; в противном случае опускание будет компенсироваться аккумуляцией. Каждому гляциальному ритму поднятия и опускания уровня моря соответствует формирование морской террасы и соответствующей ей речной террасы. В цикловых террасах и в горах, и на равнинах нижняя часть аллювия образована в межледниковые или в соответствующие им теплые эпохи, верхняя — в ледниковые или в эпохи похолодания.

Эрозионно-аккумулятивные циклы развития речных долин проходят на фоне неравномерных региональных и локальных тектонических движений. Региональные тектонические движения поддерживают общие уклоны местности, изменения кинетическую энергию водного потока. Глубина каждого циклового вреза определенным образом отражает интенсивность, направленность и скорость тектонических поднятий. Врезание, начинающееся с увеличения водности реки, связанного с изменением климата, проходит на фоне общего поднятия территории. Дальнейшее заполнение вреза аллювием, включая верхний «холодный» (ледниковый) горизонт, происходит в условиях смены потепления похолоданием и ослабления поднятия.

Образование локальных террас, развитых на отдельных участках речных долин, вызвано местными причинами: тектоническим подъемом этих участков, колебанием уровня местного базиса эрозии, спуском временных плотинных озер и пр. Локальных террас в долине реки может быть много. Например, на Северном Кавказе насчитывают 8–9 только позднеплейстоценовых террас.

Асимметрия долин. Склоны речных долин бывают симметричными (рис. 12а на цветной вклейке), но чаще несимметричными (рис. 12б на цветной вклейке): один склон крутой, высокий, а противоположный — широкий, пологий. Русло смещено к более крутому склону. Такая асимметрия поперечного профиля долин может быть обусловлена разными причинами:

- планетарными, связанными с вращением Земли вокруг своей оси;
- геолого-тектоническими;
- деятельностью экзогенных процессов (в первую очередь склоновых).

На Земле повсеместно проявлено асимметрия по закону Бэра — Бабинэ, связанная с вращением планеты. Все реки, текущие в меридиональном направлении, в северном полушарии отклоняются от своего направления вправо, а в южном — влево (*правило Кориолиса*). Поэтому в северном полушарии реки более интенсивно подмывают правые берега. Долины таких рек в своем развитии смещаются

вправо. Правый, подмываемый склон оказывается крутым и высоким, а левый — широким, террасированным. Таковы на большом протяжении долины рек Волги, Днепра, Дона, Оби, Енисея, Лены. Но величины отклонения, связанные с ротацией планеты, малы, и потому закон проявляется лишь при очень продолжительной деятельности рек.

Асимметрия склонов долин часто обусловлена геолого-тектоническими причинами. Структурная асимметрия возникает в долинах, врезанных в полого моноклинально залегающие отложения (см. рис. 126 на цветной вклейке), на склонах антиклиналей или в долинах, заложившихся вдоль сброса, крылья которого сложены породами различной устойчивости к процессам денудации. Причиной асимметрии долин нередко являются новейшие тектонические движения. На склонах активных растущих поднятий происходят «скатывание» рек и образование широкого и отлогого одного склона и крутого, подмываемого, но менее высокого противоположного. Другими причинами, влияющими на возникновение асимметрии долин, являются экзогенные процессы (например, многочисленные оползни, совпадающие с наклоном пластов) или экспозиция склонов, особенно в условиях развития вечной мерзлоты.

Реки могут прорезать крепкие породы с образованием *антрещедентных, эпигенетических долин и долин перехвата*. *Антрещедентная (предшествующая)* — это долина, сформированная до воздымания структуры, которую река «пропиливает» (рис. 10.20). При этом поднятие прорезается с той же скоростью, с какой оно растет на пути реки.

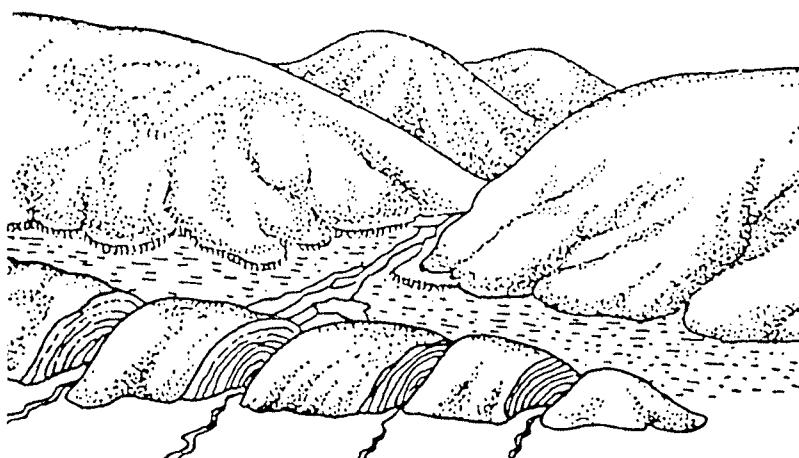


Рис. 10.20. Формирование антрещедентной долины на участке подъема антиклинали (по В. А. Гросгейму)

Эпигенетическими (наложными) называют такие реки, которые врезаются и пропиливают неровную эрозионную поверхность или чехол осадков, перекрывающих тектонические структуры. *Перехват верховьев* одной реки другой происходит при сближении рек, растущих регressiveивно навстречу друг другу. Река-«перехватчик», обладающая большей живой силой, «обезглавливает» верховья другой реки. При этом образуется открытая долина, у которой верховье не замыкается на склоне.

Формирование аллювия

Аллювий образуется в результате переноса обломочного материала русловыми водными потоками и потому связан в своем распространении с днищами современных и древних долин, образуя рукавообразную в плане толщу. Аллювий выстилает русла потоков, слагает пойму и террасы рек. Различают горный и равнинный аллювий.

Аллювий горных рек. Горные реки отличаются высокими скоростями течения и беспорядочно-турбулентным движением воды. В паводки переносится крупный обломочный материал, а днище долины передко превращается в единый русловой поток. В связи с этим существенной разницы между русловым и пойменным аллювием не возникает.

Аллювий горных рек представлен в основном галечниками с линзами гравия и грубого песка, отличается хорошей окатанностью и разнообразием петрографического состава обломков. В галечниках присутствует *слоеватость* — ориентированное (с падением навстречу течению) расположение плоских галек.

Строение аллювия в долинах горных областей связано с орографическими и климатическими условиями, меняющимися в пределах одной долины от истока к устьевым участкам. Исток главной реки в высокогорных странах часто расположен в троговой долине в конце ледника, и в аллювии присутствуют вымытые моренные отложения. Во внедринковой зоне основным источником обломочного материала являются склоновые отложения. Аллювиальные отложения здесь представлены щебнисто-суглинистыми отложениями и транзитными галечниками и песками.

Аллювий равнинных рек. В составе аллювия равнинных рек преобладают пески, но также характерны галечники, супеси, суглиники, глины, торф. Различают *русловую, пойменную и старичную фации аллювия*.

Русловая фация представлена галечно-песчаным материалом.

Пойменная супесчано-суглинистая фация аллювия перекрывает русловой аллювий. Такое двучленное строение является важнейшей особенностью аллювиальной толщи.

Старичная фация аллювия слагает линзы на участках оставленной рекой прежнего русла (старицах).

Русловой аллювий формируется во время паводка в русле реки, которое в результате смещения меандр проходит вдоль всей поверхности днища долины. Это обусловливает залегание руслового аллювия в виде нижнего горизонта всей аллювиальной толщи. Отлагаясь в условиях повышенных скоростей течения, русловой аллювий отличается более крупнозернистым составом, хорошей сортированностью и окатанностью обломков, разнообразием минерало-петрографического состава. В низовьях рек преобладают обломки устойчивых минералов. Главным компонентом русловой фации аллювия равнинных рек являются хорошо промытые косослоистые пески. Однако неодинаковые гидродинамические условия на разных участках русла обеспечивают развитие субфаций аллювия.

Пойменный аллювий формируется при паводке в обстановке резкого спада скорости течения воды. Состоит он главным образом из пылеватых, алевритовых и глинистых частиц всегда с примесью песка и даже дресвы.

Старичный аллювий образуется в старицах — бывших участках русла, покинутых рекой и превращенных в замкнутые водоемы. Здесь образуются темно-серые илистые отложения с параллельной слоистостью, характерно обилие органического вещества, иногда торфа.

Динамические фазы накопления аллювия. Накопление аллювия происходит в изменяющихся во времени и вдоль течения реки динамических условиях флювиального процесса. Различают три динамические фазы и соответствующие типы аллювия: *инстративный, перстративный и констративный*.

Инстративный (выстилаемый) аллювий представляет собой временные отложения, образующиеся на стадии донной эрозии. Аллювий обычно представлен только русловыми галечниками и отличается плохими сортированностью и окатанностью и небольшой мощностью.

Перстративный (перестылаемый) аллювий формируется в долинах рек с равновесным продольным профилем путем причленения более молодых отложений в латеральном направлении вслед за смещающимся руслом реки. Подошва аллювия располагается примерно на уровне дна действующего русла реки, а его мощность не превышает *нормальную мощность* (разность отметок от дна плёсов до уровня паводковых вод) и обычно составляет несколько десятков метров. Отложения четко разделяются на фации (рис. 10.21a).

Констративный (настилаемый) аллювий — аллювий повышенной мощности, образующийся при перегрузке реки влекомыми наносами или в условиях прогибания земной коры. Мощность его составляет десятки и сотни метров. В разрезе наблюдается наложение пачек аллювия, каждая из которых построена по типу перстративного. Поэтому осадки русловой,

пойменной и старичной фаций несколько раз повторяются, перекрываясь более молодыми (рис. 10.21б).

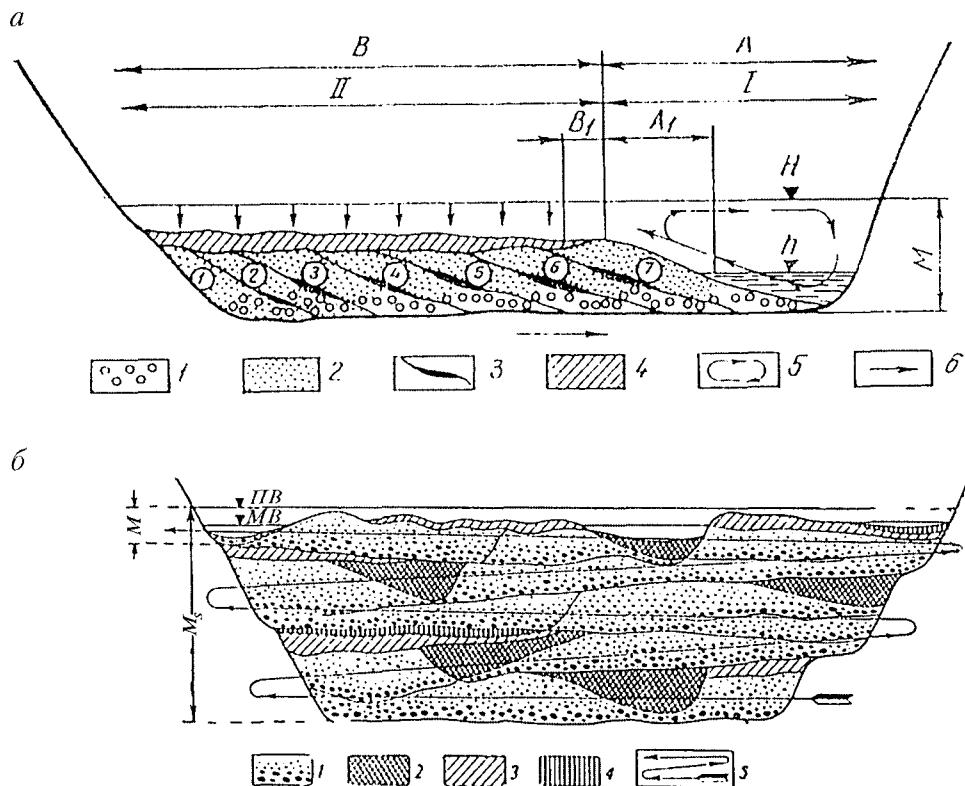


Рис. 10.21. а — схема развития аллювия равнинной реки в перстративную fazу аккумуляции (по Е. В. Шанцеру).

А — русло (A_1 — прирусловая отмель); В — пойма (B_1 — прирусловой вал);
 Н — уровень полых вод; h — уровень межени; M — нормальная мощность аллювия.
 I — зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами (цифры в кружках (1–7) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия);
 II — зона осаждения взвешенных наносов.

1–2 — русевой аллювий: 1 — грубозернистые пески, гравий, галька, 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — прослои заиливания; 4 — пойменный аллювий; 5 — токи поперечной циркуляции в русле; 6 — направление смещения русевой ложбины в ходе накопления аллювия.

б — схема констративной fazы аллювиальной аккумуляции (по Е. В. Шанцеру).

1 — аллювий русевой; 2 — старичный; 3 — пойменный;

4 — отложения вторичных водоемов поймы;

5 — общее направление миграции русла; горизонты:

$ПВ$ — полых вод, $МВ$ — межени в русле,

M — нормальная мощность аллювия; M_s — общая мощность аллювия

Устьевые части рек

На формирование устьевых участков рек влияют различные факторы: расход воды в реке и его изменение во времени, количество и состав обломочного материала, переносимого рекой, соленость морской воды, морские течения, приливы и отливы, эвстатические колебания уровня Мирового океана и тектонические движения. Главными из них являются объем обломочного материала, приносимого рекой в устьевые участки, и тектонические движения земной коры разной амплитуды и направленности. В зависимости от их соотношения образуются два основных типа устьев рек: *дельтовый* и *эстuarный*.

Дельта — это часть устьевой области реки, сформировавшаяся в результате современных процессов. Она включает верхнюю толщу устьевого конуса выноса реки и надводную аллювиальную сушу. При впадении реки в море происходит резкое падение скорости течения и отложение аллювиального материала. Если эти отложения не перемещаются прибрежными или приливно-отливными течениями, образуется дельта. Основная масса грубых осадков откладывается там, где речной поток достигает относительно спокойной воды. Тонкий алевритовый и глинистый материал выносится дальше. Когда пресная речная и соленая морская вода смешивается, мельчайшие глинистые частицы коагулируют (свертываются) с образованием хлопьев, выпадающих в осадок.

Впервые термин «дельта» был применен к устью Нила древнегреческим историком, географом и путешественником Геродотом приблизительно в 450 г. до н. э.

Дельтой он назвал «аллювиальную сушу более или менее треугольной формы, заключенную между расходящимися рукавами Нила и морем, напоминающую греческую букву Δ».

В дельтовых отложениях присутствуют различные по составу и генезису отложения, сменяющиеся в горизонтальном и вертикальном направлениях из-за частых перемещений русловых проток. Это аллювиальные, преимущественно песчаные отложения русловых потоков; озерные суглинистые отложения, образующиеся на участках отщущированных русел или в понижениях между русловыми островами; болотные торфяники, образующиеся на месте зарастающих озер; морские осадки, возникающие при нагонных волнах. При перевевании ветром дельтовых отложений формируются эоловые отложения и формы рельефа.

Дельты с каждым половодьем нарастают в сторону моря, увеличивая ширину и высоту. Наземная дельта переходит в подводную (*авандельту*), а еще дальше в открытом море — *продельту*, накопление осадков в которой идет только за счет выпадения взвешенных частиц. Если море мелкое, русло реки быстро загромождается наносами. Река прорывает берега и образует новые дополнительные русла (*рукава, протоки*).

В результате формируются обширные аллювиально-дельтовые равнины со сложным рельефом (например, слившиеся дельты рек Хуанхэ и Янцзы, длина которых превышает 1000 м при ширине 300–400 км). Если река не разделяется на рукава, то сток главного русла вызывает размыв дна (приустьевая яма), а мористее — возникновение *бара* или *осередка*.

Форма дельт в плане разнообразна. Простейшая дельта, характерная для небольших рек, имеет клювовидную форму и состоит из приустьевого участка русла реки и двух кос по обе стороны от него (дельта реки Тибр в Италии). Лопастная дельта («птичья лапа») образуется после фуркации русла на 2–3 рукава. У нового устья у каждого из рукавов надстраиваются приустьевые косы, удлиняющие и выдвигающие рукава в море. В результате этого повторяющегося процесса формируется лопастная дельта (дельта Миссисипи).

Многорукавная (многолопастная) дельта формируется при многократном делении на рукава, обеспечивающим относительно равномерное распределение твердого стока и равномерное выдвижение дельты в море (дельта Волги).

Дельты занимают небольшую часть поверхности Земли. Площадь всех речных дельт мира чуть больше 3 % площади суши, а на долю дельтовых берегов приходится всего 9 % длины береговой линии океана. Однако благодаря своему географическому положению и богатым природным ресурсам дельты рек играют особую роль среди других географических объектов и имеют важнейшее экологическое и экономическое значение.

Речные дельты являются ключевыми объектами на водных путях из морей в глубь континентов. Через дельты многих рек мира шло освоение человеком новых территорий. В некоторых дельтах находятся крупные портовые города, например: Роттердам, Санкт-Петербург, Архангельск, Астрахань, Ростов-на-Дону, Балтийск, Калининград, Нарьян-Мар, Измаил, Херсон, Поти, Новый Орлеан, Шанхай, Ханой. Дельты великих китайских рек Хуанхэ и Янцзы, а также Нила, Инда, Ганга, Амударьи стали одними из древнейших очагов орошенного земледелия на планете и человеческой цивилизации в целом.

Эстуарии (берега, заливаемые приливом) представляют собой воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки (устье Темзы, Сены). Причины их формирования разнообразны. Эстуарии могут образовываться в результате повышения уровня моря или опускания приустьевой части берега, что приводит к затоплению низовий рек (Обская губа, Енисей).

Эстуарии характерны для приливно-отливных морских побережий. Во время приливов море далеко проникает в устьевые участки рек, а во время отлива мощный поток морской и речной воды выносит аллю-

виальный материал в море, где подхватываются береговыми течениями. Такие же заливы, называемые *лиманами* (от греч. «лимнэ» — бухта, залив), образуются при заполнении устьев речных долин (Днепр, Дон и др.) водами беспрлиивных морей (Черное, Азовское).

Полезные ископаемые, связанные с деятельностью рек

Реки играют важную роль в жизни людей.

Речная вода — ценнейшее полезное ископаемое, без которого существование человека невозможно. Следует принять во внимание и то, что реки — это естественный водный путь и источник дешевой энергии, накопленной в постоянном круговороте воды.

Речные, аллювиальные отложения имеют большое значение в народном хозяйстве. Это строительные пески и кирпично-черепичные глины, дорожно-строительные галечники, гравий, пески.

Долины рек представляют естественные горные выработки, вскрывающие не только пустые породы (не содержащие полезных компонентов), но и полезные ископаемые. А поскольку рек на Земле много, то и найденных с их помощью месторождений полезных ископаемых тоже много. Особая роль здесь отводится россыпям.

Россыпями называют скопления обломочного материала, содержащие в себе в виде обломков то или иное полезное ископаемое.

С аллювием связаны наиболее богатые месторождения россыпей, и в первую очередь золота. В аллювиальных отложениях могут содержаться в достаточных для извлечения количествах такие минералы, как платина, алмазы, кассiterит (оловянный камень), шеелит, монацит. Россыпи формируются в процессе разрушения коренного источника полезного ископаемого и последующего перемещения продуктов разрушения и накопления полезного компонента. На образование россыпей значительное влияние оказывает климат.

Большое практическое значение имеют *аллювиальные россыпи*. Среди них выделяют несколько типов: *русловые, долинные, террасовые*. Россыпи образуются там, где поток воды резко теряет скорость и тяжелые минералы и обломки первыми начинают выпадать в осадок. Россыпи, перекрытые толщами различных пород и изолированные от воздействия современной гидросети, выделяют как *погребенные*. Такие россыпи могут быть перекрыты молодыми лавами, моренами четвертичных оледенений, отложениями морских трансгрессий и т. д. Наибольший интерес представляют долинные россыпи. Развитие рельефа приводит к тому, что русловые россыпи дают начало долинным, а долинные — террасовым.

10.4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Все воды, находящиеся в земной коре ниже ее поверхности, называются подземными. Вместе с поверхностными и атмосферными водами они формируют водную оболочку нашей планеты — *гидросферу*. Количество подземных вод очень велико и, по оценке В. И. Вернадского, достигает $5 \cdot 10^{17}$ т, что составляет примерно 1/3 вод Мирового океана. Изучение происхождения, состава, условий залегания, динамики подземных вод является предметом самостоятельной геологической науки — гидрогеологии.

Виды воды в горных породах

Вода, входящая в состав слагающих земную кору горных пород, может иметь различные формы связи с ними, а также находиться в различных агрегатных состояниях.

Подземную воду, находящуюся в горных породах в жидкой фазе, согласно современным классификациям, делят на следующие основные виды.

1. *Физически прочиосвязанная* вода (гигроскопическая) образуется из паров воды, проникающих в поры горных пород вместе с воздухом. Адсорбируясь частицами горных пород, молекулы воды образуют на их поверхности тончайшие одномолекулярные пленки, прочнодерживающиеся молекулярными и электростатическими силами. Выделить гигроскопическую воду из породы можно лишь путем нагревания последней до температуры более 100 °C, при которой вода переходит в пар. Этот вид воды особенно характерен для тонкодисперсных пород (глины, суглинки и др.).
2. *Физически рыхлосвязанная* (пленочная) вода образуется по мере увеличения количества адсорбируемой влаги, когда на поверхности минеральных частиц поверх гигроскопической воды формируются более толстые пленки из нескольких молекулярных слоев, которыедерживаются силами межмолекулярного притяжения. При различной толщине пленок эта вода медленно перемещается от частиц с большей к частицам с меньшей их толщиной, стремясь к выравниванию последней (рис. 10.22).
3. *Капиллярная* (от лат. «*капиллярис*» — волосная) вода частично или полностью заполняет мельчайшие трещины и поры горных пород, удерживаясь в них силами поверхностного натяжения. Она может перемещаться по капиллярным каналам в любом направлении, в том числе и противоположном действию силы тяжести, т. е. снизу вверх. Высота капиллярного поднятия над уровнем подземных вод в зависимости от пород изменяется от нескольких сантиметров до 2–3 м.

4. *Гравитационная* (капельно-жидкая) вода возникает при полном насыщении всех пор и трещин в горных породах водой и свободно перемещается в них под действием силы тяжести и напорного градиента, образуя скопления и потоки. Когда речь идет о геологической работе подземных вод, то в первую очередь подразумевается именно эта свободная вода.
5. *Химически связанные* вода (конституционная, кристаллизационная, гидратная) входит в состав кристаллических решеток некоторых минералов или заполняет свободные пространства в них. Например, минералами, содержащими кристаллизационную воду, являются гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и др. Химически связанные воды удаляются из пород либо при нагревании, либо при полном химическом разложении минералов.

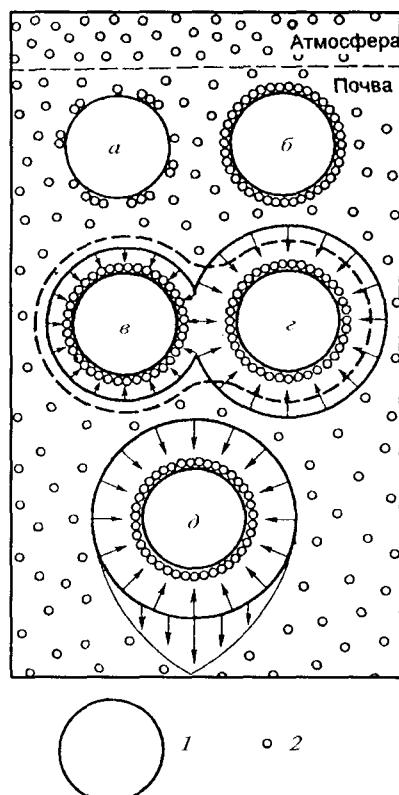


Рис. 10.22. Схема различных форм связи молекул воды с частицами породы:
 1 — частицы породы; 2 — молекулы воды в виде пара; *а* — прочносвязанная вода при неполном насыщении; *б* — то же при полном насыщении; *в* и *г* — рыхло связанные (пленочные) воды движутся от частицы *г* к частице *в*, окруженной более тонкой пленкой (пунктиром обозначена выровненная толщина пленок); *д* — гравитационная вода, образующая каплю, стекающую вниз под влиянием силы тяжести

Помимо жидкой воды, в породах присутствует вода, находящаяся в газообразном и твердом состояниях.

Газообразная (парообразная) вода содержится в воздухе, заполняющем все пустоты в горных породах, не занятые жидкой водой. Она обладает высокой подвижностью и находится в динамическом равновесии с парами воды в атмосфере и другими видами воды в горных породах.

Вода в твердом состоянии, в виде льда, встречается главным образом в областях распространения многолетнемерзлых горных пород (север Сибири, Канада, Гренландия) (подробнее об этом см. параграф 10.5). Однако при сезонном промерзании водонасыщенных пород лед в виде кристаллов, линз может образовываться и во многих других районах.

Происхождение подземных вод

В зависимости от происхождения среди подземных вод выделяются несколько типов: *инфилтратационные, конденсационные, седиментогенные, магматогенные и метаморфогенные*.

Инфильтрационные подземные воды образуются путем инфильтрации (просачивания) выпадающих на поверхность земли атмосферных осадков вглубь, в водопроницаемые горные породы. Доказательством этого процесса являются повышение уровня воды в колодцах при выпадении обильных дождей или таянии снежного покрова и понижение уровня в засушливые периоды. В ряде случаев в питании подземных вод определенную роль играет фильтрация из рек, озер, водохранилищ и других наземных водоемов.

Конденсационные подземные воды формируются в результате конденсации водяных паров, находящихся в трещинах и порах горных пород. Этот процесс объясняется разностью упругости водяного пара атмосферного воздуха, с одной стороны, и заполняющего пустоты в горных породах и почвах — с другой. Обычно нагретые и обладающие большей упругостью водяные пары свободной атмосферы, попадая в условия более низких температур в горных породах, переходят в жидкую fazу. Конденсация водяных паров имеет наибольшее значение для районов пустынь, характеризующихся малым количеством атмосферных осадков и их высокой испаряемостью. Здесь периодически возникают линзы пресных конденсационных вод.

Седиментогенные подземные воды образуются вследствие захоронения вод древних морских бассейнов совместно с накопившимися в них осадками. Часто их называют также реликтовыми или погребенными. В ходе последующих геологических процессов (диагенеза осадков, тектонических движений) они могут претерпевать значительные изменения. Чаще всего это высокоминерализованные (соленые) воды в относительно глубоких слоях осадочных пород. Если седиментационные

воды, сформировавшиеся одновременно с осадками, остаются на месте своего возникновения, их называют сингенетическими. Если же в процессе уплотнения осадка они отжимаются в подстилающие или перекрывающие породы — эпигенетическими (приставка «син» обозначает одновременно, «эпи» — после).

Магматогенные, или *ювенильные*, воды (от лат. «ювенилис» — юный) в своем происхождении связаны с магматическими расплавами, которые могут содержать до 7–10 % водяных паров. В процессе кристаллизации и остывания магмы водяные пары отделяются от нее, поднимаются по трещинам и разломам горных пород и, попадая в области с более низкими температурами, конденсируются и переходят в капельно-жидкое состояние. Количество подземных вод подобного генезиса в целом невелико, и достигают они верхних горизонтов земной коры, уже будучи смешанными с водами других типов, чаще всего инфильтрационными.

Метаморфогенные воды возникают под влиянием повышенных температур и давлений, имеющих место при метаморфизме. В этих условиях вода, входящая в некоторые минералы в химически связанном состоянии, переходит в свободное состояние. Наибольшее ее количество высвобождается при разложении кристаллогидратов, поэтому эти воды называют также дегидратационными.

Из всех описанных генетических типов *наибольшее значение* имеют подземные воды *инфильрационного* происхождения. Доля остальных типов относительно невелика, и они редко присутствуют в чистом виде, поскольку на сложных путях миграции в земной коре разные по происхождению подземные воды зачастую смешиваются между собой, давая начало водам *смешанного генезиса*.

Все подземные воды, источником которых являются вода и водяные пары атмосферы и гидросферы, принято называть *водозыми* (в отличие от ювенильных и метаморфогенных).

Водно-коллекторские свойства горных пород

Формирование подземных вод, закономерности их размещения в земной коре, режим движения определяются водно-коллекторскими свойствами горных пород и в первую очередь их скважностью и водо-проницаемостью.

Скважность пород — это общий объем всех пустот в горной породе, обусловленный пористостью, трещиноватостью, кавернозностью, наличием карстовых полостей. Она определяет способность пород вмещать воду.

Особенно важное значение имеет *пористость* (m). Она выражается в процентах и вычисляется как отношение суммарного объема пор (V_p) к общему объему горной породы: $(V_p) : m = V_p / V_{общ} \cdot 100\%.$ Наиболее

характерна пористость для рыхлых осадочных пород, где она изменяется от 20 % — у галечников до 50–60 % — у глин. Как правило, она тем больше, чем однороднее по размерам и лучше окатаны слагающие породу минеральные частицы.

В зависимости от видов полостей, заполняемых водой, различают *поровые, трещинные и карстовые* подземные воды. Возможны и комбинации, например порово-трещинные, трещинно-карстовые и др.

Водопроницаемость — это способность горных пород пропускать через себя воду. Между скважностью и водопроницаемостью существуют достаточно сложные связи, и проницаемость породы определяется не только объемом пустотного пространства, но и размером, формой пор и трещин, характером их соединения между собой. Этим можно объяснить тот факт, что не всегда значительная пористость обеспечивает высокую проницаемость породы. Например, глины, обладающие пористостью 50–60 %, практически непроницаемы по сравнению с крупнозернистыми песками (пористость около 30 %). Обусловлено это тем, что поры в глинах чрезвычайно малы и вода, продвигаясь по ним, испытывает огромное сопротивление, создаваемое поверхностным натяжением. Обычно с возрастанием размеров слагающих породу частиц увеличивается и их проницаемость.

Водопроницаемость горных пород в гидрогеологии принято оценивать с помощью *коэффициента фильтрации* (K_ϕ). Коэффициент фильтрации указывает на скорость (м/сутки), с которой гравитационная вода просачивается через породу при уклоне подземного потока, равном 45°.

Все горные породы в той или иной степени способны пропускать через себя воду, однако эта их способность существенно отличается. По степени водопроницаемости все горные породы делят на три основные группы:

- *водопроницаемые* ($K_\phi > 1$): гравий, галечники, пески, любые сильно трещиноватые монолитные (скальные) породы;
- *слабо водопроницаемые, или полупроницаемые* ($K_p = 1 - 0,001$): сугеси, легкие суглинки, лёссы, неразложившийся торф, слабо трещиноватые скальные породы;
- *водонепроницаемые, или водоупорные* ($K_\phi < 0,001$): глины, тяжелые суглинки, нетрещиноватые скальные породы, а также породы, находящиеся в зоне многолетней мерзлоты.

В земной коре породы первой и отчасти второй групп играют роль коллекторов (накопителей) подземных вод, а породы третьей группы — подстилающих их водоупоров.

Из других водно-физических свойств важное значение имеет *влагоемкость* горных пород, то есть их способность вмещать и удерживать в себе то или иное количество воды при данных температуре и давлении.

Различают *полную (абсолютную) влагоемкость*, когда вода заполняет все полости в горных породах, включая и мельчайшие капиллярные; и *максимальную молекулярную влагоемкость*, показывающую количество воды, удерживаемой в породе силами молекулярного притяжения, когда вся гравитационная вода стечет из породы. Разность между полной и максимальной молекулярной водоемкостью называют *водоотдачей* горной породы. Наибольшей водоотдачей обладают крупнозернистые рыхлые породы (гравий, галечники, пески). Влагоемкие глины воду практически не отдают.

Условия залегания и движение подземных вод

По условиям залегания, гидродинамическому режиму, особенностям питания среди подземных вод могут быть выделены следующие типы: *почвенные, верховодка, грутовые, межпластовые безнапорные и межпластовые напорные (или артезианские) воды*.

Почвенные воды залегают у дневной поверхности в почвенном слое и представляют собой «висячие», то есть не подстилаемые водоупором, гигроскопические, пленочные, а во влажные сезоны еще и капиллярные воды. Они образуются путем инфильтрации атмосферных осадков и конденсации влаги из воздуха. Почвенные воды подвержены значительному воздействию сезонных колебаний температуры. В летнее время они сильно прогреваются и испаряются с образованием в аридных областях солончаков и солонцов, зимой замерзают.

Верховодка так же, как и почвенные воды, находится в зоне аэрации (свободного доступа воздуха) и образуется вследствие накопления инфильтрационных вод на поверхности неглубоко залегающих прослоев или линз водонепроницаемых пород. Такими часто являются линзы моренных суглинков в песчаных водоно-ледниковых отложениях, глинистые слои в речных наносах и др. Мощность насыщенных водой пород невелика и обычно составляет 0,5–1 м, реже достигает 2–3 м. Поскольку верховодка не имеет сплошного водоупора, режим ее крайне неустойчив. По существу, это временные скопления воды, наиболее обильные весной во время массового снеготаяния и осенью, когда выпадает большое количество атмосферных осадков. В засушливое время количество воды резко сокращается вплоть до полного ее исчезновения. Вода здесь находится уже в капельно-жидкой (гравитационной) форме.

Грутовые воды. Проникновение атмосферных осадков вглубь земной коры продолжается до тех пор, пока они не достигнут поверхности первого сплошного водоупорного пласта. Скапливаясь у его кровли, вода начинает перемещаться в горизонтальном направлении, постепенно заполняя пустоты в горных породах. Так образуются водоносные горизонты.

Водоносными горизонтами называют слои водонепроницаемых пород, пустоты (трещины, поры) которых заполнены гравитационной водой.

Та часть водоносного горизонта, где он насыщается водой, называется *областью питания*; место, где подземные воды выходят в виде источников или родников, — *областью разгрузки* или *дренирования* (от франц. «дренаж» — сток); а расположенная между ними часть водоносного горизонта, где движутся подземные воды, — областью *транзита* (или областью *напора* в случае напорных вод).

Первый от земной поверхности стабильный водоносный горизонт, залегающий на первом выдержанном по площади водоупорном слое, называют *горизонтом грунтовых вод* (рис. 10.23). Грунтовые воды широко распространены и могут накапливаться как в рыхлых пористых, так и в трещиноватых или закарстованных горных породах.

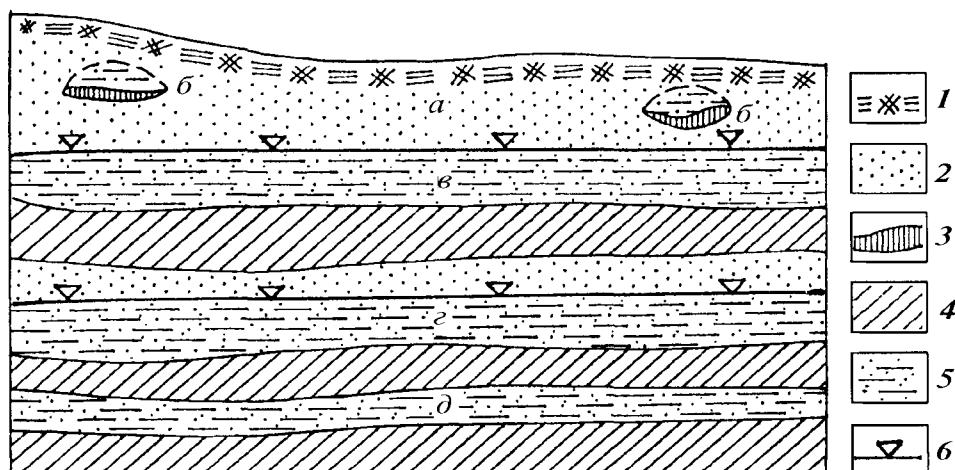


Рис. 10.23. Схема расположения различных типов подземных вод в земной коре:
а — почвенные воды; б — верховодка; в — грунтовые воды; г, д — межпластовые
воды; 1 — почвенно-растительный слой; 2 — водопроницаемые породы; 3 — полуводо-
проницаемые породы; 4 — водоупорные породы; 5 — гравитационная вода;
6 — уровень грунтовых вод

Особенностью грунтовых вод является отсутствие у них водоупорной кровли, что обусловливает их *питание на всей площади распространения* водоносных пород, то есть области питания и транзита здесь совпадают. Питание происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, местами за счет просачивания вод рек, озер и других поверхностных водоемов.

Нес имея верхнего водоупора, грунтовые воды обладают свободной поверхностью, которая называется *зеркалом*, или уровнем грунтовых

вод (см. рис. 10.23). Выше уровня грунтовых вод располагается зона капиллярного поднятия (капиллярная кайма). Мощность водоносного горизонта определяется расстоянием от зеркала грунтовых вод до водоупорного ложа. Ее величина, как правило, уменьшается по мере движения воды от водоразделов к речным долинам и другим понижениям рельефа, где обычно располагаются области разгрузки.

Уровень грунтовых вод нестабилен, повышаясь в дождливые и понижаясь в засушливые периоды. Иногда колебания уровня в течение одного года могут достигать нескольких метров. Если на каком-либо участке уровень грунтовых вод поднимается до земной поверхности, здесь происходит образование болот (см. параграф 10.8).

Наблюдения за изменениями уровня грунтовых вод имеют важное значение для решения вопросов водоснабжения, мелиорации земель и проводятся на специальных режимных гидрогеологических станциях. По гидродинамическим особенностям грунтовые воды являются безнапорными со свободной поверхностью.

Межпластовые безнапорные воды располагаются ниже грунтовых и в отличие от них сверху и снизу ограничены водоупорными горизонтами (см. рис. 10.23). Наличие водоупорной кровли препятствует непосредственному проникновению в водоносный горизонт атмосферных осадков, поэтому области питания и залегания подземных вод здесь не совпадают и находятся на том или ином расстоянии друг от друга. Обычно безнапорные воды встречаются в условиях расщепленного рельефа, когда водоносный горизонт усиленно дренируется и поступающей в него воды не хватает для полного насыщения водопроницаемого слоя и создания напора. Водоносные горизонты, содержащие межпластовые воды, обычно распространены на обширных площадях, называемых гидрогеологическими бассейнами.

Межпластовые напорные воды иначе называют *артезианскими* по названию провинции Артуа во Франции, где впервые в XII в. была вскрыта вода, самоизливающаяся на поверхность. Они приурочены к водоносным горизонтам, подстилаемым и перекрываемым водоупорными слоями горных пород, и образуются благодаря *полному насыщению* водой водопроницаемых пород, что и создает *гидростатический напор*. Обычно горизонты артезианских вод имеют широкое площадное распространение, залегают на значительных глубинах и плохо дренируются природными дренами (реками, оврагами и другими понижениями рельефа).

Наиболее благоприятные условия для формирования напорных межпластовых вод создаются либо в пределах различных отрицательных структур земной коры (мульды, синеклизы, предгорные и межгорные прогибы), либо при односклоновом (моноклинальном) залегании

горных пород. В первом случае слои изогнуты в виде чаши, а во втором — наклонены в одну сторону, и по падению водопроницаемые породы могут сменяться водоупорными (рис. 10.24).

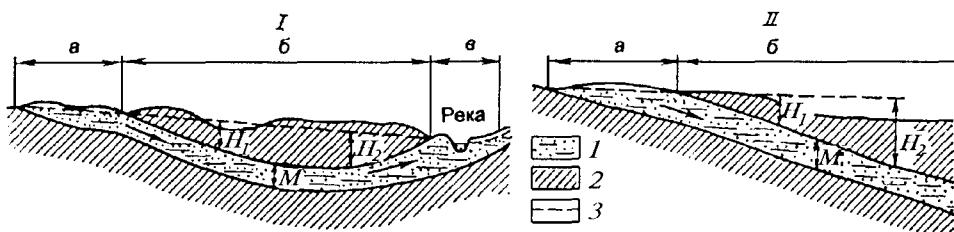


Рис. 10.24. Разрез артезианского бассейна при мульдообразном (*I*) и моноклинальном (*II*) залегании пород: *a* — область питания; *б* — область напора; *в* — область разгрузки (дренирования); H_1 и H_2 — напор; *M* — мощность артезианского пласта; 1 — водоносные породы; 2 — водонепроницаемые породы; 3 — пьезометрический уровень. Стрелками показано направление движения артезианских вод

Область питания напорных вод обычно располагается гипсометрически выше основной площади их распространения. Поэтому вода, поступающая в водопроницаемый слой, движется по уклону, заполняя весь слой и приобретая гидростатический напор. В связи с этим основная площадь распространения артезианских вод, располагающаяся между областями их питания и разгрузки, называется областью напора.

В этой области уровень напорных вод всегда располагается выше кровли водоносного горизонта. Расстояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до данного уровня называют *напором* и обычно выражают в метрах. Величина напора и положение уровня подземных вод зависят от высотного положения областей питания и разгрузки.

Если на разрезе (см. рис. 10.24) соединить линией отметки уровней стояния воды в областях питания и разгрузки, она с высокой долей вероятности, покажет, до какой высоты поднимается артезианская вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами. Уровень напорных вод называется *пьезометрическим* (от греч. «пиезо» — давлю) *уровнем* и выражается в абсолютных отметках (по отношению к уровню моря). В тех местах, где пьезометрический уровень располагается выше земной поверхности, напорные воды самоизливаются или фонтанируют из буровых скважин.

Для представления об изменениях пьезометрического уровня на площади строятся специальные карты гидропьез или пьезоизогипс.

Режим артезианских вод достаточно стабилен. Пьезометрический уровень мало подвержен сезонным колебаниям, вода отличается чистотой. Напорные межпластовые воды обычно распространены на значительных площадях, называемых артезианскими бассейнами. Хорошо

известны Московский, Днепровско-Донецкий (Северо-Украинский), Западно-Сибирский, Причерноморский, Прибалтийский и другие бассейны. Размеры многих артезианских бассейнов, особенно приуроченных к прогибам и впадинам, достаточно велики и колеблются от сотен до сотен тысяч квадратных километров. Они содержат значительные запасы воды хорошего качества, широко используемой для питьевого и промышленного водоснабжения.

Подземные воды находятся в постоянном движении и, подчиняясь законам гравитации, медленно перемещаются от областей питания к областям разгрузки. Их движение имеет характер фильтрации (просачивания) через водопроницаемые горные породы. Как правило, подземные воды движутся по порам и нешироким трещинам в виде тонких параллельных друг другу струй. Такой вид движения называется *ламинарным*. В более редких случаях, когда вода движется в широких карстовых каналах и пещерах, ее движение становится более бурным, *турбулентным*, подобным движению воды в речных потоках.

Скорость движения зависит от коэффициента фильтрации, характеризующего проницаемость породы, и напорного градиента. Под *напорным градиентом*, или уклоном зеркала подземных вод (i), понимают превышение поверхности подземных вод одной точки над другой (h), отнесенное к расстоянию (l) между ними ($i = h/l$). Так, в песчаных породах скорости движения подземных вод изменяются от 0,5 до 1–2 м/сут; в гравийных и галечных могут достигать 20–30 м/сут, а в закарстованных известняках возрастают до 100 и более метров в сутки.

Разгрузка (*дренаж*) различных типов подземных вод в естественных условиях осуществляется в виде источников (ключей, родников). Обычно они располагаются в долинах рек, оврагах, на берегах озер и морей и в других понижениях рельефа.

Различают *исходящие* и *восходящие* источники.

Исходящие источники связаны с грунтовыми межпластовыми безнапорными водами и верховодкой. Такие источники чаще всего приурочены к эрозионным врезам долин и обычно располагаются на их дне или в основании склонов. Вода из них истекает спокойно. Выходы подземных вод могут быть разобщенными (одиночными) или располагаться группами в виде цепочек, вытянутых вдоль контакта водоносного горизонта.

Восходящие источники питаются напорными подземными водами. Вода из них вытекает под давлением в виде бьющих вверх струй (ключей). Располагаются такие источники в областях разгрузки артезианских бассейнов и зачастую связаны с разрывными тектоническими нарушениями и другими трещинами в горных породах. В ряде случаев источники напорных вод располагаются в пределах морских водоемов

(подводные, или субмаринные, источники). Они широко известны в Средиземном море в области шельфа и континентального склона, а также в ряде мест Индийского, Атлантического и Тихого океанов.

Помимо естественных, встречаются *искусственные* источники, созданные человеком. К ним относятся колодцы и буровые скважины, в том числе артезианские, вскрывающие тот или иной водоносный горизонт. Искусственные источники широко используют для осушения заболоченных участков, решения ряда вопросов мелиорации земель.

Количество воды, которое может дать источник в единицу времени, называют его *расходом*, или *дебитом*, и чаще всего выражают в литрах в секунду (л/с). Дебит исходящих источников, особенно грунтовых вод и верховодки, непостоянен и испытывает сезонные колебания вплоть до полного исчезновения источников в засушливые периоды. Наиболее распространены исходящие источники с дебитом от 0,5 до 10 л/с. Высокодебитные (более 10 л/с) источники связаны с сильно трещиноватыми и закарстованными породами, а также с песчано-гравийно-галечными отложениями.

Источники напорных вод обладают большими и устойчивыми дебитами. В зависимости от температуры воды различают источники обычновенные, с температурой, близкой к среднегодовой для данной местности температуре воздуха; холодные, развитые главным образом в горных районах, где подземные воды питаются талыми водами снежников и ледников, и теплые, или горячие, встречающиеся в районах современного вулканизма, где подземные воды могут прогреваться за счет повышенного геотермического градиента.

Химический состав подземных вод

Формирование химического состава подземных вод связано с их происхождением, взаимодействием с различными горными породами, в которых они находятся, а также со степенью водообмена.

Подземные воды практически никогда не бывают дистиллированными и всегда содержат то или иное количество растворенных компонентов.

Суммарное содержание растворенных веществ называется *общей минерализацией* и выражается в г/л или мг/л. Наиболее простая классификация подземных вод по общей минерализации предложена В. И. Вернадским, который выделил четыре группы подземных вод:

- пресные (до 1 г/л);
- солоноватые (от 1 до 10 г/л);
- соленые (от 10 до 50 г/л);
- рассолы (более 50 г/л).

В классификациях других авторов приводится более дробное деление названных групп. Как правило, с увеличением глубины залегания подземных вод и затруднением процессов водообмена степень общей минерализации возрастает.

Основной химический состав подземных вод определяется содержанием в них анионов HCO_3^{1-} , SO_4^{2-} , Cl^{1-} и катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{1+} . От соотношения указанных компонентов зависят основные свойства подземных вод — щелочность, жесткость, соленость.

По преобладающим анионам выделяются гидрохимические типы подземных вод, главными из которых являются:

- гидрокарбонатные;
- сульфатные;
- хлоридные воды, а также ряд промежуточных типов — гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-хлоридные и др. (табл. 10.1).

Таблица 10.1

**Деление подземных вод
по общей минерализации и гидрохимическим типам**

Характеристика вод	Общая минерализация, г/л	Гидрохимические типы	По В. И. Вернадскому
Ультрапресные	0,2	Гидрокарбонатные	Пресные
Пресные	0,2–0,5	Гидрокарбонатные	
С относительно повышенной минерализацией	0,5–1,0	Гидрокарбонатные, Гидрокарбонатно-сульфатные	
Солоноватые (слабоминерализованные)	1–3	Сульфатно-хлоридные	Солоноватые
Соленые (средней минерализации)	3–10	Сульфатно-хлоридные	
Повышенной солености (сильноминерализованные)	10–35	Хлоридно-сульфатные и преимущественно хлоридные	Соленые
Переходные к рассолам	35–50	Хлоридные	
Рассолы	50–400	Хлоридные	Рассолы

По содержанию катионов воды каждого типа могут быть кальциевыми, натриевыми, магниевыми или иметь более сложный смешанный состав.

Помимо основных катионов и анионов, в глубокозалегающих водоносных горизонтах с высокой степенью минерализации часто содержатся и многие другие компоненты — бром, йод, стронций, литий, радиоактивные элементы, сероводород, углекислый газ. Особенно большое количество бора, брома и йода характерно для вод нефтяных и газовых месторождений, откуда они могут извлекаться в промышленном масштабе.

Минеральные воды имеют особое значение, так как обладают биологически активными свойствами, оказывают физиологическое воздействие на организм человека и используются в лечебных целях. Наибольшее распространение они получили в пределах молодых горных сооружений (Кавказ, Карабах, Копетдаг, Памир и др.) и в районах современного вулканизма.

По температуре минеральные воды делят на холодные (до 20 °C), теплые (от 20 до 37 °C), горячие (от 37 до 42 °C) и очень горячие (гипотермальные — более 42 °C). В зависимости от состава, свойств и лечебного значения среди них различают *углекислые, сероводородные и радиоактивные минеральные воды*.

Углекислые воды, сильно газирующие углекислотой, широко распространены на Кавказе. Это нарзаны Кисловодска и Железноводска, воды курортов Боржоми в Грузии и Джермук в Армении. За рубежом наиболее известны источники на курортах Виньи во Франции и Карловы Вары в Чехословакии.

Сероводородные, или сульфидные, *минеральные воды*, отличающиеся повышенным содержанием свободного сероводорода, встречаются вблизи города Сочи (Мацеста), в Дагестане (Талги), Латвии (Кемери), Приуралье (Усть-Качки) и др. В районах современной вулканической деятельности отмечаются также сероводородные углекислые воды.

Радиоактивные минеральные воды характеризуются повышенным содержанием радиоактивных элементов и в первую очередь эманации радия — радона. Радоновые воды широко используются для лечебных целей на курортах Цхалтубо в Грузии и Белокуриха на Алтае. Широко распространены они и в районах современного вулканизма (Камчатка, Курильские и Японские острова и др.).

Геологическая деятельность подземных вод

Находясь в земной коре в непрерывном движении, подземные воды производят геологическую работу, заключающуюся в разрушении горных пород, переносе продуктов разрушения и образовании определенных типов отложений.

Первостепенную роль в геологической работе подземных вод играют *разрушительные процессы*, выражющиеся в их химическом и механическом воздействии на горные породы. Основным резуль-

татом разрушительной деятельности является образование карста и оползней.

Карстовые процессы. Под карстом понимаются процессы растворения и выщелачивания подземными (и поверхностными) водами растворимых трещиноватых горных пород, приводящие к образованию специфических форм рельефа на поверхности Земли и в глубине. Слово «карст» происходит от названия известкового плато на Адриатическом побережье вблизи Триеста, где подобные процессы широко развиты и детально изучены.

Породами, обладающими достаточно хорошей растворимостью, являются галоидные (каменные и калийные соли), сульфатные (гипсы, ангидриты) и карбонатные (известняки и доломиты). В зависимости от состава исходных пород различают карст *соляной*, *сульфатный* (гипсовый) и *карбонатный* (известковый). Наиболее часто встречается известковый карст, что объясняется широкой распространностью карбонатных пород.

Природные воды, содержащие минеральные и газовые компоненты, обладают достаточной агрессивностью. Проникая по трещинам в горные породы, они постепенно растворяют их, что в конечном итоге приводит к формированию карстового ландшафта, наиболее отчетливо выраженного в Крыму (Крымские Яйлы), на Кавказе, Урале, Балканах, в пределах Карпат и Альп.

Процесс растворения приводит к формированию многообразных *карстовых форм*, среди которых выделяют поверхностные и подземные (рис. 10.25).

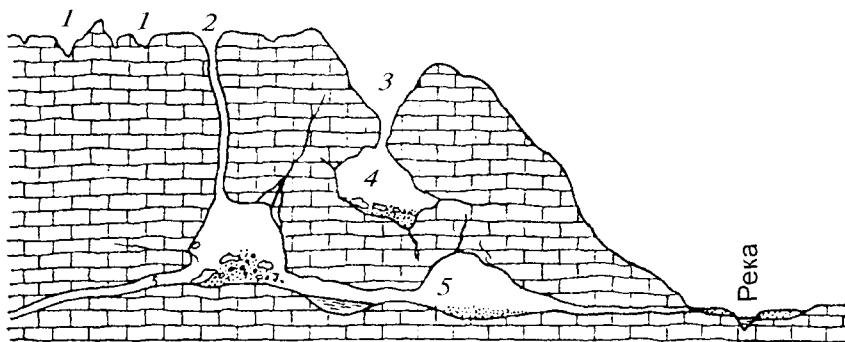


Рис. 10.25. Схематическое изображение карстовых форм: 1 — кары; 2 — понор; 3 — карстовая воронка; 4 — карстовая полость; 5 — карстовая пещера

Поверхностные карстовые формы развиваются на поверхности обнаженных растворимых пород в результате совместного действия подземных и поверхностных вод, растворяющих и одновременно размывающих

горные породы. Поверхностные формы отличаются большим разнообразием. К ним относятся: *карры, поноры, карстовые воронки, колодцы, шахты, а также карстовые котловины и поляя*.

Карры представляют собой совокуинность небольших углублений (глубиной от нескольких сантиметров, редко до 1–2 м) на поверхности горных пород, напоминающих по форме борозды, шрамы, канавки, щели. На участках широкого их развития возникают труднопроходимые карстовые поля.

Понорами называют глубокие наклонные или вертикальные отверстия щелеобразной и колодцеобразной формы, по которым поверхностьная вода отводится в глубину массива. Такие водопоглощающие отверстия обычно развиваются на пересечении трещин и могут рассматриваться как проявление следующей за каррообразованием стадии карстового процесса.

Карстовые воронки – наиболее распространенные поверхностные карстовые формы. Это конусообразные и чашеобразные углубления с крутыми или пологими склонами. Диаметр их обычно изменяется от 1 до 5 м, глубина редко превышает 15–20 м. Они встречаются как в горных, так и в равнинных районах и образуются либо вследствие поверхностного выщелачивания и размыва растворимых пород метеорными водами, либо путем обрушения сводов подземных карстовых полостей (провальные воронки). На дне воронок нередко наблюдаются водопоглощающие поноры.

Карстовые котловины и поляя (от славянск. «полье» – поле) представляют собой наиболее крупные карстовые формы и встречаются в основном в горных областях. Это обширные (до сотен квадратных километров) замкнутые понижения на поверхности растворимых пород, имеющие выровненное дно и крутые склоны высотой в десятки, а иногда и сотни метров. На дне котловин могут развиваться карстовые воронки. К таким формам относятся, например, Ливонское полье в бывшей Югославии, котловина Бештекне в Крыму (рис. 10.26). Заложение подобных форм, по-видимому, предопределется тектонической структурой, а дальнейшее развитие связано с процессами выщелачивания и размыва. Не исключено и их образование вследствие провалов над крупными подземными карстовыми полостями.

Карстовые колодцы, шахты, пропасти являются вертикальными или наклонными отверстиями значительной (до 1 км) глубины, нередко непосредственно связанными с подземными формами. Их образование обусловлено дальнейшим расширением и углублением трещин и понор в массивах карстующихся пород.

Своебразные поверхностные карстовые формы возникают в результате совместного действия процессов *растворения* и *супфозии* (от лат. *suffosio* –

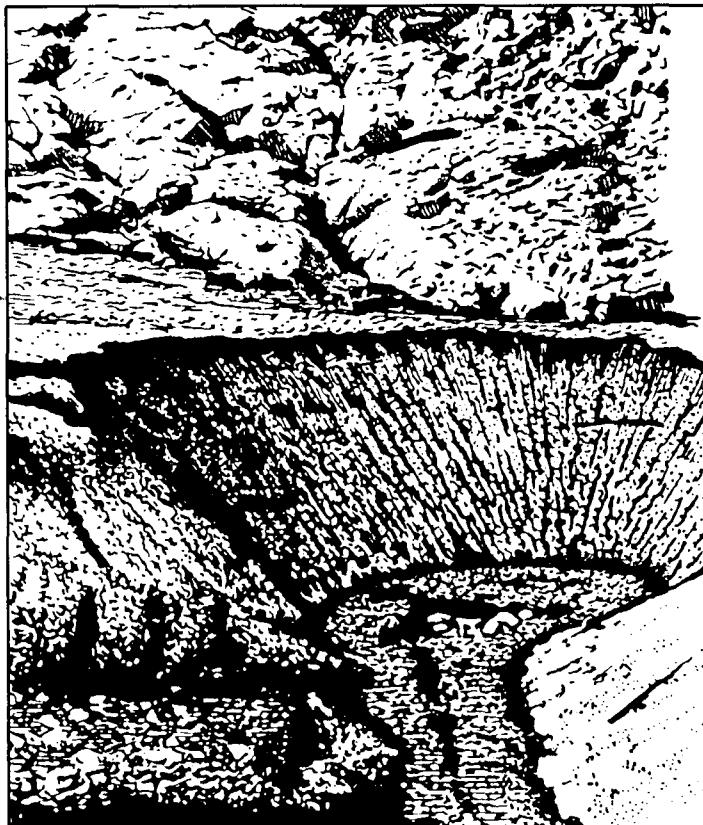


Рис. 10.26. Карстовая котловина Бинпекне (Крым) и карстовая воронка на ее дне

подканывание), под которой понимается механический вынос, вымывание подземными водами мелких частиц из рыхлых пород. Когда карстующиеся породы перекрыты песчано-глинистыми отложениями, просачивающиеся воды вымывают из них отдельные частицы и выносят их в располагающиеся ниже карстовые полости. Вследствие этого покровный слой разрыхляется, проседает и в конечном итоге происходит его обрушение над подземными карстовыми полостями. Так образуются карстово-суффозионные воронки, просадочные блюдца, западины.

Карстовые процессы могут влиять на поверхностный сток, в связи с чем в ряде районов известны исчезающие озера и реки. Периодически исчезающие озера известны в Ленинградской, Вологодской, Ивановской областях; на дне их находятся карстовые воронки и поноры. Реки, встречаая водопоглощающие карстовые полости, могут протекать некоторое расстояние под землей, а затем вновь выходить на поверхность.

Подземные карстовые формы представлены главным образом *карстовыми пещерами*. Это самые крупные карстовые формы, которые в последние десятилетия стали объектом изучения специальной отрасли науки — *спелеологии*.

Карстовые пещеры представляют собой системы горизонтальных или наклонных каналов, часто сложно ветвящихся, то сужающихся в узкие расщелины, то расширяющихся в огромные залы и гроты, которые достигают сотни метров в длину и 20–30 м в высоту. Такая при-чудливость очертаний обусловлена сложной трещиноватостью и неоднородностью состава карстующихся пород.

На дне крупных пещер часто образуются подземные озера, ручьи и реки, осуществляющие не только растворение, но и размыв (эрозию) горных пород. Размыв могут производить и подземные воды, когда они движутся по крупным трещинам со значительными скоростями. Следовательно, не только процессы выщелачивания, но и механическое разрушение горных пород играют важную роль в формировании пещер. В случае когда своды подземных полостей становятся неустойчивыми, происходит их обрушение с образованием крупных гротов, что приводит, в свою очередь, к формированию над ними провальных карстовых воронок и пропастей.

Таким образом, поверхностные и подземные карстовые процессы теснейшим образом связаны между собой.

В сильно закарстованных районах часто наблюдаются многоэтажные пещеры. Этажность карстовых пещер чаще всего связана с изменением уровня грунтовых вод в зависимости от базиса эрозии местной речной сети. Понижение базиса эрозии сопровождается понижением уровня грунтовых вод, что приводит к формированию нового этажа пещеры.

Карстовые пещеры известны во многих странах мира и встречаются практически везде, где развит карст. Большое количество их (свыше 100) изучено в кавернозных известняках, слагающих плато Кентукки в США. Крупнейшая здесь Мамонтова пещера состоит из пяти ярусов каналов и гротов, имеет общую протяженность свыше 300 км и высоту главного зала около 30 м. Самая глубокая карстовая полость — пропасть Жан Бернар в Альпах с глубиной 1494 м.

В странах ближнего зарубежья хорошо изучена Новоафонская пещера на Черноморском побережье Грузии (рис. 10.27). Общая протяженность пещеры 1840 м. Здесь выявлено восемь залов длиной от 50 до 275 м, три подземных озера, уровень воды в которых располагается на отметке 40–42 м над уровнем моря. Очень интересна Кунгурская пещера на западном склоне Урала. В отличие от большинства пещер, связанных с массивами известняков, она располагается в сульфатных

породах — гипсах и ангидритах. Пещера многоэтажна, имеет общую длину около 4,6 км. Характерной особенностью Кунгурской пещеры являются низкие температуры (2–3 °С ниже нуля), поэтому ее часто называют «ледяной пещерой».

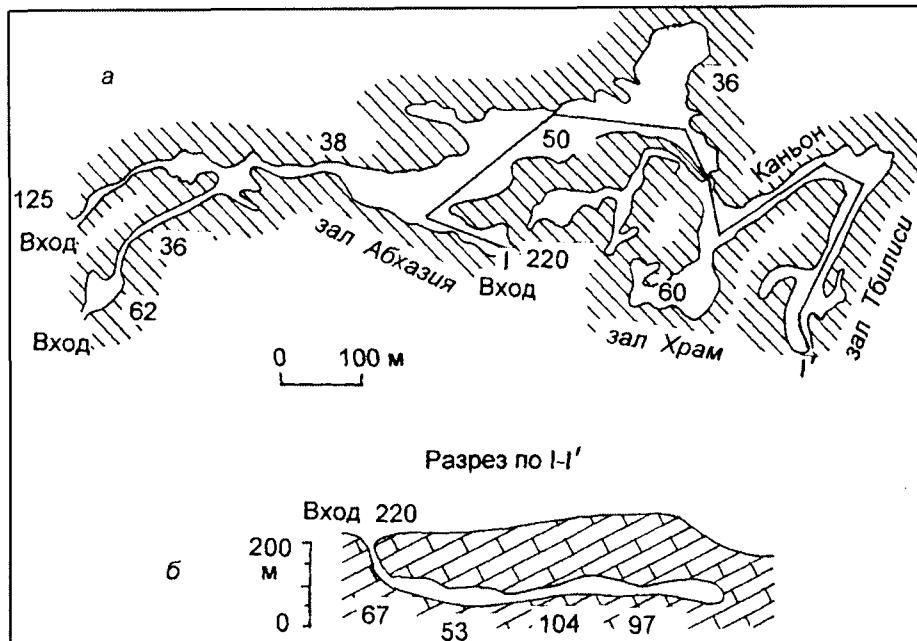


Рис. 10.27. Схема Новоафонской карстовой пещеры в плане (а) и в разрезе (б).

Цифры — высота над уровнем моря в метрах

Следует отметить, что во многих районах известно несколько возрастных генераций карста, поскольку карстовые процессы могли происходить на различных этапах геологического развития в условиях длительного существования континентального режима. Так, в Подмосковье, помимо современных карстовых форм, известен доюрский карст в известняках каменноугольного возраста. Он развивался в континентальных условиях в пермское и триасовое время, а морские юрские отложения несогласно залегают на закарстованной поверхности известняков карбона.

Изучение карста имеет важное практическое значение. Недоучет закарстованности массивов может приводить ко многим нежелательным последствиям: просадкам и провалам зданий над подземными полостями, деформации железнодорожного полотна, значительной утечке воды из водохранилищ, затоплению горных выработок при поступлении потоков карстовых вод и др.

Помимо карста, с разрушительной деятельностью подземных вод связано образование *оползней*, то есть смещений крупных масс горных пород, происходящих на крутых склонах оврагов, долин рек, морей, озер, крупных карьеров.

Однако в формировании оползней подземным водам принадлежит второстепенная роль, основное значение имеет перемещение пород по поверхности Земли под действием силы тяжести (см. параграф 10.9). Влияние же подземных вод здесь определяется двумя основными факторами: супфозисом, приводящей к «подкапыванию» и нарушению устойчивости склонов вследствие механического выноса частиц из водоносных горизонтов в местах их дренирования, и гидродинамическим давлением подземных вод.

Еще одним достаточно экзотическим видом геологической деятельности подземных вод является *грязевой вулканизм* — явление самоизвольного периодического выброса из каналов газа, воды и грязи. Для образования грязевых вулканов необходимы присутствие в земной коре подземных вод, большого количества газов, широкое развитие глинистых пород и наличие зон дробления, по которым весь этот материал периодически выбрасывается на поверхность. Такое сочетание факторов чаще всего реализуется в районах нефтяных и газовых месторождений, где в основном и встречаются грязевые вулканы, используемые в качестве прямых признаков нефтеносности изучаемой территории.

Причиной грязевых извержений являются горючие газы, которые, поднимаясь по трещинам и зонам дробления и встречая на своем пути водоносные горизонты и разжиженные напорными водами глинистые породы, увлекают их вверх. Если среди продуктов извержений преобладают газы и вода, на поверхности образуются сальзы — бассейны, заполненные жидкой грязью, из которых в виде грифона периодически выбрасываются вода и газ. В случае преобладания среди продуктов извержений грязи и обломков горных пород на месте сальзы образуется пологий конус, или грязевая сопка, на вершине которой располагается кратер или кальдера. Высота грязевых сопок — от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Корни вулканов уходят на глубину до 12–15 м. Поскольку углеводородные газы горючие, при извержениях передко возникает столб пламени высотой в десятки и сотни метров.

Грязевые вулканы встречаются в Мексике, Италии, Китае, Туркмении, Азербайджане, на Таманском и Керченском полуостровах. Особенно много их в Азербайджане (около 200), где вблизи полуострова Апшерон вулканы встречаются не только в пределах суши, но и на шельфе Каспийского моря.

Помимо разрушительной работы, подземные воды осуществляют *перенос и отложение материала*.

Перенос происходит в основном в химической форме, то есть в виде истинных или коллоидных растворов.

Отложение из растворов может вызываться изменением их концентрации, понижением температуры, скорости фильтрации и другими причинами.

Абсолютное большинство формирующихся осадков являются хемогенными. Они могут отлагаться как на земной поверхности, так и в различных пустотах горных пород.

Из минеральных образований, обязанных своим происхождением подземным водам, наиболее распространены известковые, кремнистые туфы и бурые железняки.

Известковые туфы — пористые и кавернозные породы, состоящие из кальцита и накапливающиеся у выходов источников подземных вод. Эти туфы со сравнительно крупными пустотами называют травертинами. На горных склонах скопления травертинов могут образовывать террасы высотой до 200 м. Мощные толщи травертинов известны вблизи Крестового перевала на Военно-Грузинской дороге.

Термальные подземные воды выносят большое количество кремнезема, поэтому на их выходах формируются состоящие из опала *кремнистые туфы*, или гейзериты.

Известны залежи *бурых железняков*, образование которых связано с геологической деятельностью подземных вод. Обычно они формируются на выходах подземных вод, обогащенных растворимыми солями железа. Примером могут служить железорудные месторождения Керченского полуострова. В карстовых воронках на поверхности известняков часто встречаются красноцветные глинистые отложения, обогащенные гидроксидами железа и алюминия. Они представляют собой нерастворимые остаточные продукты карбонатных пород и называются *террапосса* (красная земля).

Во многих карстовых пещерах наблюдаются различные натечные образования, нередко необычайно живописные (рис. 10.28). Их формирование связано с отложением кальцита из подземных вод. Дело в том, что вода, поступающая сверху и движущаяся по трещинам карбонатных пород, содержит большое количество углекислого газа, что значительно увеличивает ее растворяющую способность и постепенно приводит к насыщению бикарбонатом кальция. Когда такая вода просачивается в сводах и стенках пещеры, она выделяет часть углекислоты, вследствие чего бикарбонат переходит в карбонат кальция, выпадающий в осадок. Так на сводах пещер образуются растущие вниз натечные формы, называемые *сталактитами*, а кальцит, выделяющийся из падающих на пол капель, формирует поднимающиеся снизу вверх *сталагмиты*. Сталактиты и сталагмиты имеют разнообразные, часто очень

причудливые формы, напоминающие трубочки, конусы, сосульки, занавеси. Срастаясь вместе, они образуют колонны. В виде натечных форм, помимо кальцита, могут встречаться гипс, опал, лимонит, гетит.



Рис. 10.28. Натечные карстовые формы в одной из пещер Моравии

С отложением минеральных компонентов из подземных вод, циркулирующих по трещинам и порам горных пород, связано также образование жил кальцита, гипса, конкреций и секреций кремня, сидерита, фосфорита, марказита. Наконец, подземные воды часто формируют цемент осадочных пород, превращая рыхлые отложения в скементированные.

Значение подземных вод

Значение подземных вод в жизни человечества и решении целого ряда важных народно-хозяйственных задач трудно переоценить.

Прежде всего, подземные воды являются ценнейшими полезными ископаемыми, и обеспечение пресной водой населения, промышленности и сельского хозяйства считается одной из главнейших проблем мирового масштаба.

Уже сейчас треть населения планеты испытывает недостаток пресной воды, а к 2000 г. ее потребление должно было возрасти в четыре раза. В настоящее время к оценке ресурсов подземных вод предъявляются такие же требования, как и к другим видам полезных ископаемых.

Проектирование любого вида строительства (промышленного, гражданского, гидротехнического) всегда требует строгого учета гидрогеологических условий. При разработке месторождений полезных ископаемых необходимо определять возможные водопритоки в горные выработки и предусматривать меры по борьбе с ними, что также невозможно без изучения режима подземных вод (см. главу 16).

Минерализованные и термальные подземные воды имеют бальнеологическое значение и играют важную роль в развитии курортного дела. Высокотермальные подземные воды используются как источники тепловой энергии при обогреве теплиц, жилых помещений, а также на геотермальных электростанциях.

Дарованные нам природой запасы подземных вод не безграничны и должны оберегаться от загрязнения и нерационального использования. Поэтому задача их охраны занимает одно из ведущих мест в общепланетарной проблеме охраны природной среды.

10.5. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Образование грунтового льда связано с процессами сезонного промерзания и оттаивания верхнего слоя почв и грунтов. Закономерности промерзания и оттаивания определяются целым рядом факторов, включающим в себя температурный режим, величину снежного покрова, состав пород и их влажность.

Наибольшие глубины промерзания наблюдаются в северных областях. Приповерхностный слой *периодического промерзания и оттаивания* носит название *деятельного слоя*.

Ниже деятельного слоя на обширных пространствах Сибири и Северной Америки развиты *многолетнемерзлые горные породы* (ММП), не оттаивающие в летний период. Эта мерзлота образовалась в иных, чем сегодня, значительно более суровых климатических условиях четвертичного периода. Об этом, в частности, свидетельствует присутствие

в подобных толщах сохранившихся останков древних млекопитающих. Зона развития ММП носит название *мерзлой зоны литосферы*, или *криолитозоны*.

В свою очередь наука, изучающая криолитозону и связанные с ней процессы, называется *мерзлотоведением*, или *геокриология*.

Являясь относительно молодой областью знаний, геокриология получила широкое, развитие начиная со второй половины XX в. в связи с интенсивным освоением труднодоступных северных территорий.

Площадь распространения ММП

Она составляет около 25 % всей суши земного шара и более 50 % площади России (рис. 10.29). Вечная мерзлота наиболее широко распространена на территории Западной и Восточной Сибири, на Аляске, в Канаде и на островах Северного Ледовитого океана. При этом южная граница криолитозоны проходит там, где горные породы имеют нулевую температуру на подошве слоя годовых колебаний.

В России южная граница распространения мерзлоты протягивается от Архангельска вдоль 65° с. ш. до долины Енисея, далее на юг от городов Канска и Нижнеудинска, затем через Иркутск и южную часть озера Байкал уходит на территорию Монголии и, возвращаясь у реки Амур, выходит к Охотскому морю.

Для южной части криолитозоны характерно островное распространение ММП. Мерзлота здесь представлена в виде отдельных островов, разделенных талыми водами (таликами). Выделяются зоны редкоостровного, островного, массивноостровного и прерывистого распространения мерзлых толщ. При этом в северном направлении при переходе от редкоостровной к массивноостровной и прерывистой зонам возрастает как мощность ММП (от 5–15 до 100 м и более), так и площади самих островов относительно выделяемых участков (от 5 до 80 %). Севернее располагается зона сплошного распространения ММП с мощностями от 100–200 м и до 1,5 км.

В зоне сплошной мерзлоты сквозные и несквозные талики приурочены только к площадям развития крупных рек и водоемов.

В горных районах (Алтай, Саяны и др.) развито подчиненное вертикальной зональности высотно-поясное распространение мерзлых пород с мощностями от 100 до 1000 м и более.

Геологический разрез вечной мерзлоты

Разрез содержит ряд элементов (рис. 10.30). Деятельный слой включает почвы, а часто и подстилающие их рыхлые отложения. Содержащаяся в этом слое вода, замерзающая зимой и оттаивающая летом, носит название надмерзлотной.

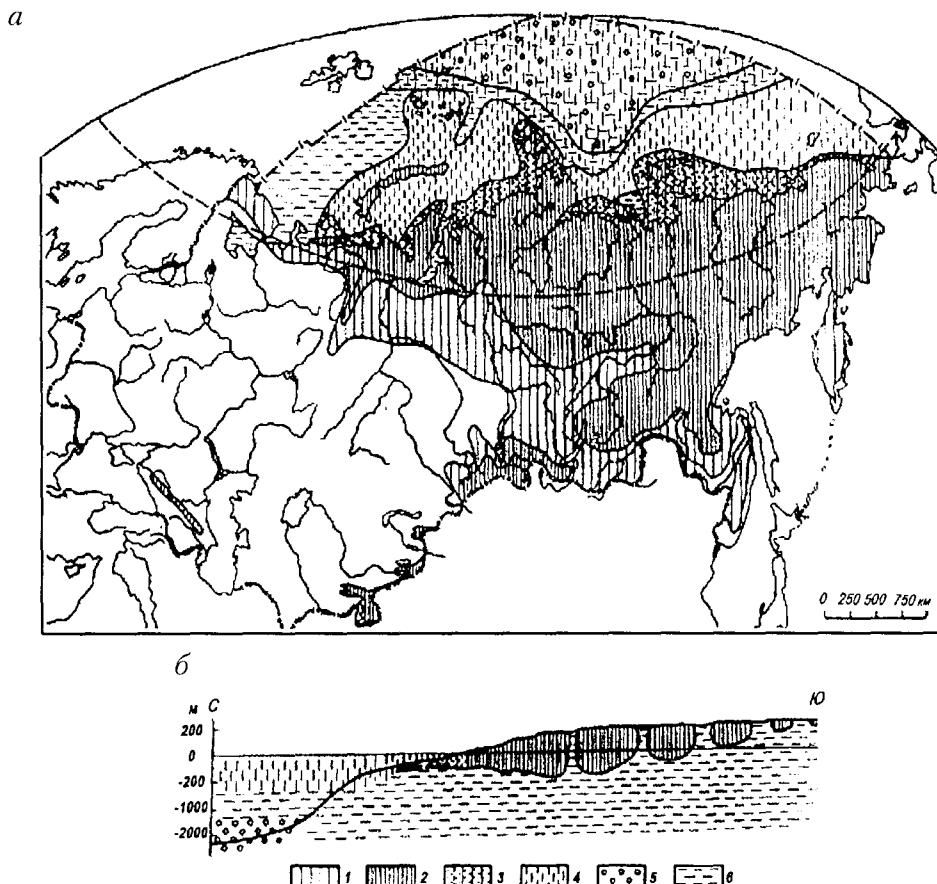


Рис. 10.29. Схема (а) и схематический разрез (б) распространения мерзлых толщ с подземными льдами и засоленных толщ с отрицательной температурой на территории бывшего СССР (по И. Д. Данилову): 1–2 — области распространения мерзлых толщ на суше (1 — островного, 2 — сплошного); 3 — реликтовые мерзлые толщи под дном арктических морей; 4 — приповерхностные в океане и придонные в арктических морях толщи соленых вод и грунтов; 5 — толщи соленых вод и засоленных грунтов с отрицательной температурой у дна Северного Ледовитого океана; 6 — толщи талых грунтов и вод с положительной температурой

Мощность деятельного слоя меняется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Слой многолетней (вечной) мерзлоты образован обычно рыхлыми или трещиноватыми породами, пронизанными льдом.

По данным В. А. Кудрявского, Н. Н. Романовского и других исследователей, льды, формирующиеся в горных породах могут быть подразделены на четыре основные группы: погребенные, повторно-жильные, инъекционные и конституционные. *Погребенный* лед образуется

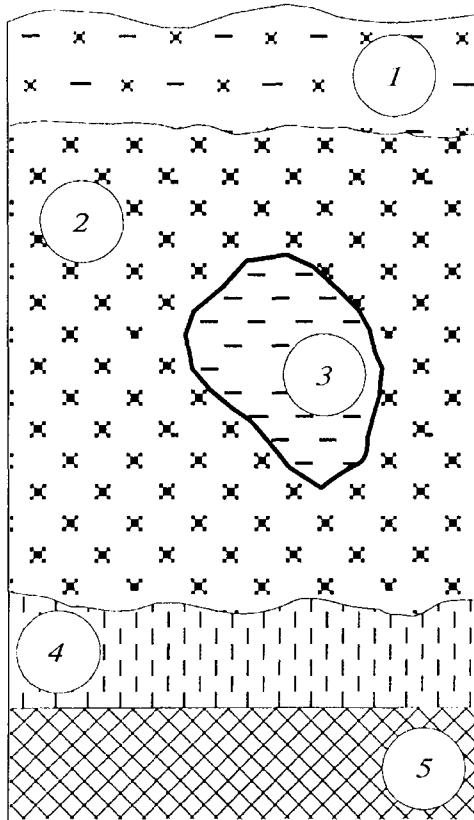


Рис. 10.30. Разрез участка вечной мерзлоты:
 1 — деятельный слой с надмерзлотными водами; 2 — вечная мерзлота;
 3 — водоносный горизонт с подмерзлотными водами;
 4 — талик с надмерзлотными водами; 5 — водоупор

при захоронении снежников и подземных льдов, *повторно-жильный* — при многократном заполнении снегом или водой морозобойных трещин, захватывающих как ММП, так и деятельный слой.

Инъекционные льды возникают при замерзании подземных вод, выделяющихся под напором в толще мерзлых пород. И наконец, *конституционный* лед образуется в результате промерзания влажных дисперсных пород.

В толще мерзлых пород, в трещинах, порах и таликах содержатся мерзлотные воды. Принято выделять межмерзлотные воды, обычно имеющие гидравлическую связь с другими типами вод, криолитозоны и внутримерзлотные воды, ограниченные со всех сторон ММП.

К *таликам* относятся не охваченные мерзлотой участки слоя многолетней мерзлоты. Их образование вызвано оттаиванием льда нагре-

тыми вблизи поверхности водами, общим потеплением климата или неравномерным распределением тепла. Талики нередко служат каналами, по которым соединяются подмерзлотные и надмерзлотные воды. Формы и размеры таликов разнообразны: это могут быть линзы, гнезда, трубы, озера вытаивания подземных льдов и т. д.

Под слоем вечной мерзлоты обычно присутствуют *подмерзлотные* воды, которые не замерзают и представляют собой различные разновидности межпластовых напорных вод. Эта вода нередко используется для водоснабжения, в частности в Якутском арктическом бассейне, где напорные воды находятся в нижнеюрских песчаниках под 215-метровой толщей мерзлых отложений.

Геологические процессы, связанные с ММП

С областями развития ММП связан целый комплекс самостоятельных геологических процессов. Это морозное пучение и образование повторно-жильных льдов, солифлюкция и курумообразование, термокарст, термоэрозия и термоабразия.

Изучение особенностей протекания этих процессов имеет не только научное, но и важное практическое значение. Динамика криогенных процессов нередко столь велика, что их недоучет способен привести к возникновению целого ряда инженерных и экологических проблем. Это прежде всего просадки грунта в местах интенсивного строительства зданий и сооружений, подтопления дорог и трубопроводов, аварии на буровых скважинах.

Содержащиеся в деятельном слое надмерзлотные воды, увеличивающиеся в объеме при замерзании, нередко приподнимают вышележащие отложения, образуя *наледные бугры пучения*. При этом выделяются *миграционные бугры*, когда к фронту промерзания мигрируют новые объемы воды из нижележащей протаявшей части грунта, и *инъекционные бугры пучения*, образующиеся в условиях закрытой системы. Инъекционные бугры, возникающие в результате промерзания подзерниных таликов, носят якутское название «булгунияхи».

Одной из разновидностей инъекционных бугров являются *гидролакколиты* (рис. 10.31) — небольшие, до нескольких сотен метров в попечнике, положительные формы, высота которых обычно не превышает 10 м.

Образуются гидролакколиты при замерзании аллювиальных грунтовых вод либо напорных вод таликов, поднявшихся к поверхности, при их полном или частичном сезонном оттаивании. Замерзающая вода, увеличиваясь в объеме, все время приподнимает лежащие над льдом породы. Постоянный рост гидролакколитов приводит к образованию на поверхности многочисленных трещин.

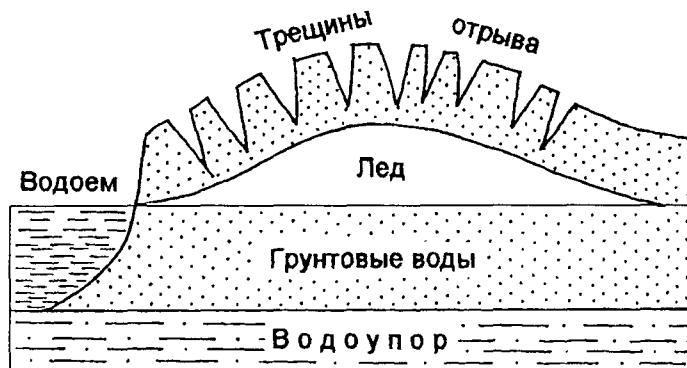


Рис. 10.31. Схематический разрез купола гидролакколита

С морозобойными трещинами, образующими системы различных по масштабу и форме полигонов, связано формирование *повторно-жильных льдов* (рис. 10.32). Этот процесс широко развит преимущественно в северной геокриологической зоне, характеризующейся низкими температурами и небольшой мощностью сезонно-талого слоя. Для образования повторно-жильных льдов необходимо соблюдение нескольких условий (Б. Н. Достовалова, А. И. Попова и др.): многократное возникновение морозобойных трещин глубже границы сезонного протаивания, соответствующее многократное заполнение трещин льдом и наличие в разрезе пластичных или способных к уплотнению отложений. При этом выделяются два типа роста жил: эпигенетический, в пределах уже сформировавшихся горных пород, и сингенетический, когда повторно-жильные льды формируются одновременно с накоплением осадков (пойменные, делювиальные, болотные и другие отложения).

С областями развития многолетней мерзлоты связано развитие двух основных склоновых процессов — *солифлюкции* и *курумообразования*.

Летом деятельный слой, находясь у самой дневной поверхности, очень подвижен. Перенасыщенный не проникающей в глубину талой и дождевой водой, грунт приобретает способность перемещаться, «текать» при очень малых (доли градусов) углах наклона. Этот широко распространенный в районах развития ММП процесс носит название *солифлюкции*¹ (от лат. «солюм» — грунт и «флюкос» — течь).

В результате образуются характерные натечные формы — *солифлюкционные террасы*. При обилии на склонах каменного материала, преимущественно в горных и плоскогорных районах, где близко к по-

¹ Не путать с суффозией — механическим вымыванием подземными водами мелких частиц из рыхлых пород (см. параграф 10.4).

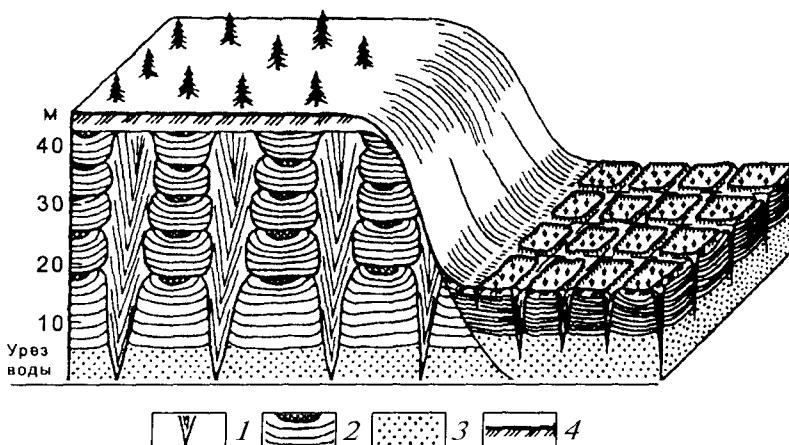


Рис. 10.32. Схема расположения крупных — реликтовых и мелких — молодых (рост которых продолжается) жил в пространстве (по И. Д. Данилову): 1 — ледяные жилы; 2 — льдистые отложения; 3 — пески; 4 — почвенно-торфянистый слой

верхности залегают скальные породы, деятельный слой может течь по тонкому увлажненному субстрату, образуются подвижные каменные россыпи — *курумы*. Обломочный материал курумов образуется при периодическом сезонном промерзании и оттаивании скальных пород или в результате их морозного выветривания. Местами курумы образуют сплошные каменные поля, размеры которых могут достигать нескольких десятков квадратных километров.

В областях распространения ММП широко развиты процессы деградации мерзлоты, к которым относятся *термоабразия*, активно протекающая на озерных и морских берегах, *термоэрозия*, вызванная отопляющим воздействием движущихся водных потоков, и *термокарст*.

Термоабразия не относится к ведущим мерзлотным процессам криолитозоны, и проявления ее достаточно локальны. Льдистые крутые берега рек, озер или морей в результате совокупного механического и теплового воздействия волн нередко быстро отступают, образуя термоабразионные ниши или нависающие над водоемами козырьки.

Термокарст (термический карст) — процесс вытаивания подземного льда, заключенного в верхней части многолетнемерзлой зоны, и связанного с этим проседания поверхности с образованием отрицательных форм рельефа — западин, термокарстовых озер. Сегодня справедливо считается, что явление термокарста — самый распространенный и один из самых динамичных процессов современной криолитозоны.

Под термокарстовыми озерами вследствие отопляющего воздействия воды могут возникать подземные талики.

Основными причинами, иницииирующими термокарстовые процессы, принято считать потепление климата и антропогенное нарушение естественных ландшафтов (рытье каналов, вырубка леса, распашка, образование искусственных водоемов, прокладка трубопроводов, строительство дорог и других объектов инфраструктуры). Формы термокарстового рельефа различны (мелкие западины, неглубокие озера, крупные котловины) и зависят от того, какие типы льдов и ледистых отложений подвергаются оттаиванию. При миграции или осушении термокарстовых озер образуются так называемые алассные котловины, или хассыреи, разделенные буграми останцов пород, вмешавших вытаявшие ледяные жилы.

Сегодня собраны многочисленные данные о естественной цикличности термокарстового процесса. Нередко на месте высохшего озера начинается вытаивание вновь образовавшегося льда, постепенно приводящее к появлению нового водоема, который, в свою очередь, с течением времени начинает мелеть, спачала разбиваясь на группу более мелких озер, а впоследствии и полностью пересыхая, опять образуя алассную котловину. Продолжительность такого цикла в естественных условиях составляет первые сотни лет. В то же время при активном антропогенном воздействии на ландшафт скорость процессов способна очень резко возрастать.

Термоэрозия, так же как и термокарст, представляет собой ведущий процесс преобразования первичного рельефа земной поверхности. Специфика разрушающей работы рек и ручьев в криолитозоне связана не только с их отепляющим воздействием, но и с влиянием на эрозионные процессы морозобойного растрескивания грунтов. Морозобойные трещины во многом предопределяют характер и даже рисунок гидросети. Поверхность практически всех уровней рельефа в криолитозоне разбита сетью морозобойных трещин на полигоны, поперечник которых варьирует в широких пределах от 10 до 500 м, а иногда и до 1,5–2 км. К разделяющим полигоны морозобойным трещинам обычно приурочены ледяные жилы. Первоначальная эрозионная сеть непременно наследует сеть морозобойных трещин, благодаря чему сама приобретает полигональный характер.

В целом *полигональные* структурные формы очень широко распространены практически во всех областях криолитозоны. Образование подобных структур может быть как вызвано растрескиванием грунта на мелкие полигоны, так и связано с неравномерным промерзанием деятельного слоя или развитием локальных очагов напряжений, нередко дизъюнктивного характера.

Пятна-медальоны развиваются в дисперсных породах в результате прорывов на поверхность, по трещинам внутри полигонов, испытыва-

ющего гидростатическое давление разжиженного грунта верхней части сезонно-тального слоя.

Еще одним типом полигонально-структурных форм являются каменные *кольца* и *многоугольники*. В результате неоднократного промерзания и протаивания рыхлых пород, содержащих каменные обломки, происходит «вымораживание» крупного обломочного материала на поверхность и его постепенное перемещение в сторону пониженных трещинных зон. Интересно, что сегодня остатки древних каменных полос можно обнаружить на поверхности Земли далеко от современной границы многолетней мерзлоты. Очевидно, что подобные структуры сформировались в более древние геологические эпохи, когда холодный субарктический климат распространялся существенно южнее, нежели в настоящее время.

Возникновение криолитозоны

Накопленные на настоящее время многочисленные исследования свидетельствуют о том, что криолитозона Земли возникла задолго до начала последнего, четвертичного периода, который нередко называют ледниковым и в который предполагается существование крупных оледенений равнин Евразии и Северной Америки. Следовательно, многолетняя *мерзлота* существовала и до времени предполагаемого возникновения этих *ледниковых покровов*. Установлено, что следы многолетнего промерзания встречаются в отложениях, возраст которых, по биостратиграфическим и палеомагнитным данным, составляет не менее 1,8–2,4 млн лет.

Главной причиной возникновения мерзлых толщ явилось сильное *похолодание* климата, произошедшее в *плиоцене*. Косвенно это подтверждается и тем, что с наступившим в плиоценовую эпоху похолоданием становится ледовитым и Северный полярный океан.

В то же время есть все основания предполагать, что с началом масштабного оледенения Антарктиды (по мнению разных ученых, от конца олигоцена до начала миоцена) в южном полушарии существовали все предпосылки для интенсивного формирования толщ ММП.

Также известны единичные прямые свидетельства былого наличия мерзлых толщ среди древнейших отложений. К ним, в частности, относят вертикальные песчаные грунтовые клинья, длина которых достигает 20 м и которые, вероятнее всего, являются грунтовыми псевдоморфозами по вытаявшим ледяным жилам. Таким образом, *мерзлые толщи с ледяными жилами* могли существовать на Земле уже *не менее 1 млрд лет назад*.

Проблема изменения климата

На исходе XX в. проблема изменения климата в сторону глобального потепления стала одной из центральных. Повышение температуры воздуха большая часть ученых-климатологов связывает с возрастающими

выбросами в атмосферу двуокиси углерода, метана и других газов, вызывающих *парниковый эффект*. Учитывая, что более 60 % площади России занято многолетнемерзлыми породами, чутко реагирующими на малейшие изменения климата, проблема возможного потепления видится достаточно актуальной. В пределах криолитозоны России сосредоточено более 30 % разведанных запасов нефти страны, около 60 % природного газа, неисчислимые залежи каменного угля и торфа, не говоря уже о цветных металлах, золоте, алмазах и пр.

Оттаивание мерзлых пород должно непременно сопровождаться просадками земной поверхности и развитием опасных криогенных геологических процессов: термокартста, термоэрозии, солифлюкции и т. д. В связи с этим может возникнуть угроза разрушения зданий и инженерных сооружений, повышения уровня моря. Количественно оценить возможные изменения многолетней мерзлоты на любой срок времени и предотвратить многие их последствия реально, только если достоверно известны исходные климатические параметры.

К сожалению, достоверность долгосрочных метеорологических прогнозов пока далека от совершенства.

Сегодня преобладает точка зрения, что в ближайшие 50 лет температура поверхности грунтов повысится на 0,9–2,3°C, а глубина сезонного протаивания увеличится на 15–30 %. В результате южная граница криолитозоны России способна отступить к северу и северо-востоку на 50–600 км.

Ожидаемое к середине ХХI в. потепление климата и криолитозоны сопоставимо с потеплением в период голоценового климатического оптимума 4600–8000 лет назад, когда южная граница криолитозоны отступила к северу и заняла положение, близкое к прогнозируемому на 2050 год.

Ледниковые покровы и мерзлота

Взаимоотношение между ледниковыми покровами и многолетней («вечной») мерзлотой – одна из острых проблем наук о Земле, по которой до сих пор имеются разные точки зрения. По одной из них, оледенение и многолетняя мерзлота – *антагонисты*, развивающиеся в различных природных условиях: первое – в приморских областях с холодным, но влажным (многоснежным) климатом, вторая – в резко континентальных условиях, для которых характерны низкие температуры и крайняя сухость климата. В качестве примера чаще всего указывают на контраст между плейстоценовой Северной Европой, оказывавшейся под Скандинавским ледниковым щитом, и Восточной Сибирью, где, по «классическим» представлениям, оледенения не было, а формировалась мощная криолитозона, или толща многолетнемерзлых пород.

Другая точка зрения базируется на данных, полученных в ходе бурения современных ледниковых щитов, измерениях и моделях теплопотоков во льду и мерзлых фунтах. Они показывают, что *мерзлота может существовать под мощными ледниковыми толщами и находится с ними в термическом взаимодействии*. Так, практически всю площадь Гренландского ледникового щита подстилают мерзлые породы с поверхностью температурой 11–13 °С ниже нуля; талики образовались только под ледяными потоками.

Таким образом, оледенение и мерзлота могут существовать совместно, закономерно взаимодействуя друг с другом. Есть основания считать, что криолитозона возникла раньше покровных оледенений и в силу ряда физических причин изменилась гораздо медленнее, чем оледенение. Ее присутствие должно было облегчать образование ледниковых покровов, создавая благоприятный температурный режим для накопления снега и льда. Последние же, вступив во взаимодействие с мерзлым ложем, как правило повышали его температуру, что в одних случаях приводило к деградации подледной мерзлоты, в других — консервировало ее.

Очень часто процессы консервации мерзлоты и ее ликвидации получают развитие под разными по динамике частями одних и тех же ледниковых покровов.

10.6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАБОТА ЛЕДНИКОВ

Ледники являются одним из важнейших экзогенных агентов на Земле. Они производят огромную разрушающую, транспортирующую и аккумулирующую работу и существенно преобразуют рельеф; изменения их массы вызывают движения земной коры и подкоровых масс, а также колебания уровня Мирового океана. В геологическом прошлом крупные разрастания и сокращения ледников — чередование ледниковых и межледниковых эпох — приводили к глубоким изменениям экосистем и климата.

Ледники и их свойства

Образование ледников. Снеговая линия

В отличие от льда водоемов ледниковый лед образуется из снега; это происходит в холодных областях, где объемы снегопадов превышают снеготаяние. В рыхлых массах свежевыпавшего снега снежинки начинают испаряться, а водяной пар конденсируется в порах между ними. В результате кристаллы льда постепенно округляются и уплотняются — снег преобразуется в *фирн* — проиницианный порами зернистый «старый

снег». В дальнейшем поры в фирне замыкаются и он превращается в **ледниковый лед** — непроницаемую осадочную породу, отличающуюся чрезвычайно низкой температурой плавления ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$) и плотностью около $0,9\text{ g/cm}^3$, обеспечивающей ее плавучесть. Дальнейшие преобразования (**динамометаморфизм**) лед испытывает при движении; в его ходе кристаллы льда меняют форму, растут или дробятся и приобретают ориентировку.

На начальной стадии развития снежно-ледяные массы остаются пассивными, их форма целиком зависит от подстилающего рельефа. Такие образования называются *снежниками*. После достижения толщины в несколько десятков метров снежники начинают двигаться под действием силы тяжести и становятся *ледниками*.

Ледники — это многолетние массы природного льда, образовавшиеся за счет накопления и преобразования снега; под действием силы тяжести они испытывают вязкопластичное течение и принимают форму потоков, систем потоков, выпуклых щитов (куполов) или плавучих плит (шельфовых ледников).

Возникновение ледников обусловлено климатически — оно требует обильных снегонадов и низких температур. Эти условия выполняются в полярных широтах и высокогорьях, они более характерны для влажных приморских районов, чем для сухих областей континентов.

Ледники возникают только *выше снежной линии* — уровня земной поверхности, выше которого накопление твердых атмосферных осадков преобладает над их расходом (таянием и испарением). Высота снежной линии зависит от климатических особенностей и рельефа конкретной территории, прежде всего от ее температур и влажности. Она возрастает от близкой к уровню моря в полярных широтах до 6000 м в тропиках; снежная линия растет также по мере удаления от побережий. Это объясняет существование ледников не только в полярных широтах, но и в районе экватора, где отдельные горы в Центральной Азии, Новой Гвинее, Восточной Африке и Андах поднимаются выше снежной линии.

Строение ледников. Граница питания. Баланс массы

В строении каждого ледника выделяются две главные части: *область питания* (или *аккумуляции*), в пределах которой могут лежать *фирновые бассейны*, и *область расхода* (или *абляции, таяния*). Они располагаются в разных высотных поясах и разных климатических условиях: для областей питания характерны низкие летние температуры и обильные атмосферные осадки, большая часть которых выпадает в виде снега; для областей расхода — теплые летние сезоны и летние осадки, выпадающие в основном в виде дождей. В областях питания

происходит прирост массы льда, а в областях расхода масса льда убывает. В горах области питания ледников располагаются в верхнем ярусе рельефа и занимают *горные цирки*, или *кары*, а области таяния — в среднем ярусе или даже в предгорьях (рис. 10.33). У покровных ледников, имеющих форму плосковыпуклых щитов и куполов, области питания занимают обширные привершинные поверхности или плато, а области расхода — нижние части склонов (рис. 10.34).

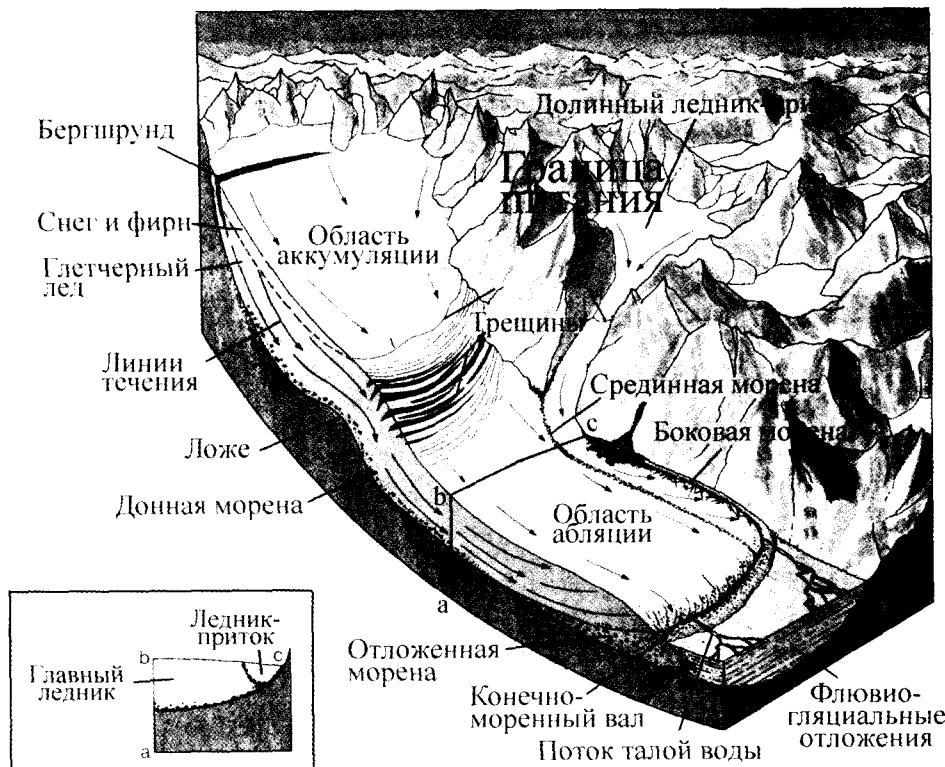


Рис. 10.33. Строение горного ледника

При колебаниях климата массы ледников изменяются, поскольку эти колебания влияют на соотношение между *аккумуляцией* (массой снегонадов и накоплением метлевого и лавинного снега) и *абляцией* (интенсивностью таяния, испарения и потерь на откальвание айсбергов).

Разность между аккумуляцией и абляцией, определяемая на конец «балансового» года или сезона, называется *балансом массы ледника*. Такой баланс может быть положительным, отрицательным или нулевым.

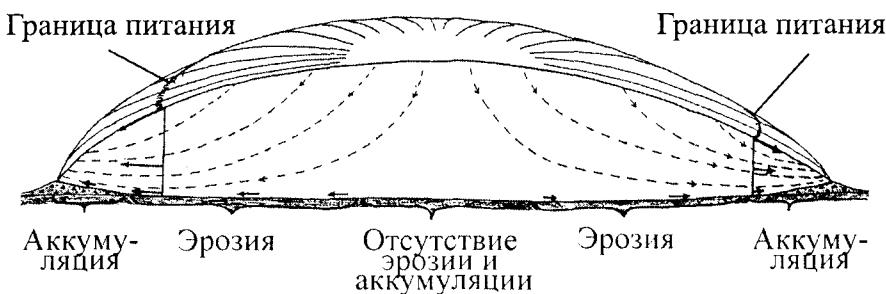


Рис. 10.34. Поперечное сечение ледникового покрова

Понятие баланса массы применимо и к отдельным частям ледника. В области питания он, как правило, положительный, а в области расхода — отрицательный. Благодаря механизму *внутреннего массообмена* лед из первой области поступает во вторую, компенсируя ежегодно возникающий дисбаланс массы между разными частями ледника; в противном случае область аккумуляции могла бы непрерывно разрастаться, а область абляции — полностью исчезнуть.

Линия, разделяющая области с положительным и отрицательным балансом массы (то есть области питания и абляции) и характеризующаяся равновесным балансом, называется *границей питания ледника* (или линией равновесия). Ее положение реагирует на изменения климата: она снижается в холодные и влажные годы и повышается в теплые и сухие. Направленный характер и большая амплитуда таких смещений свидетельствуют о существенном изменении регионального климата. Изменение высоты границы питания меняет как соотношение площадей областей питания и расхода, так и сами эти площади. А это, в свою очередь, влияет на суммарные величины прихода и расхода льда в них, то есть на баланс массы ледника в целом.

Изменения баланса массы, охватывающие десятки, сотни и тысячи лет, вызывают колебания оледенений, при которых меняются площадь, мощность и форма ледников. Особенно заметно это выражается в изменении положения края ледника. При положительном балансе ледники разрастаются (их края наступают), при отрицательном — убывают (их края отступают); если баланс массы остается нулевым, то форма и размеры ледников остаются неизменными — они находятся в равновесии, или *стационарном*, состоянии.

Горные ледники и ледниковые комплексы. Покровные ледники

По размерам, форме и соотношению с рельефом выделяются ледники *горного* и *покровного* типов.

У горных ледников форма, размеры и направление движения определяются подстилающим рельефом, а также положением их границы питания. Разница высот между вершинами горных хребтов и границей питания называется *положительной разностью оледенения (ПРО)* и определяет размеры областей питания ледников, а следовательно, и степень их развития и сложность формы (рис. 10.35).

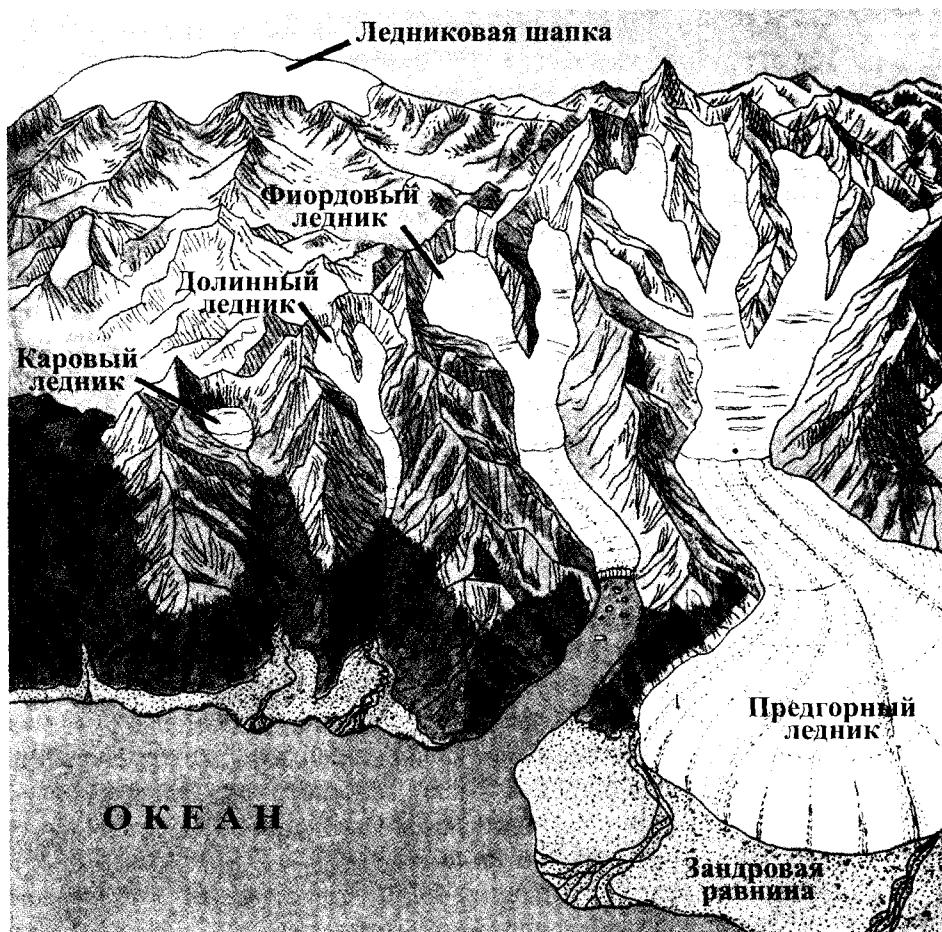


Рис. 10.35. Основные типы горных ледников

Так, сравнительно небольшие *каровые ледники*, полностью или частично занимающие *кары*, или горные *цирки* (чашеобразные углубления в верхних частях горных склонов), возникают в условиях малой ПРО. При их росте фирновые бассейны увеличиваются и переполняют вмещающие кары, давая начало ледниковым потокам, стекающим в долины. Таким образом каровые ледники *перерастают в ледники долинного*,

или *альпийского*, типа, которые подразделяются на *простые* (если лед получает питание из одного кара) и *сложные* (если лед поступает из нескольких каров).

Дальнейший рост ПРО ведет к увеличению интенсивности горного оледенения. Сложные системы, образовавшиеся в результате слияния нескольких долинных ледников с крупным ледником главной долины, имеющие в плане форму ветвистого дерева, называются *дендритовыми* (или *ледниками гималайского типа*); такие системы характерны для Памира, Каракорума, Гималаев, Аляски. При слиянии нескольких древовидных ледников возникают сложные *сетчатые* системы, в которых лед может достигать столь большой толщины, что он перетекает через водоразделы, а на высокогорных плато формирует купола — *ледники плоских вершин*. Сетчатое оледенение в сочетании с ледниками плоских вершин называют *горно-покровным*.

В областях интенсивного горного оледенения с обильным питанием, таких как Аляска, Британская Колумбия и Патагонские Анды, долинные ледники могут выходить на предгорные равнины, где их концы веселообразно растекаются. Сливаясь, они образуют *предгорные ледники* (или *ледники подножий*) — ледниковые покровы, распластаванные вдоль подножий горных хребтов; их также называют ледниками типа Маласпина.

Для гористых побережий полярных и субполярных стран характерны *приливные* (или *фиордовые*) ледники; концы таких ледников достигают моря и производят айсберги. Важнейший элемент приливных ледников — *линия налегания*, или рубеж, на котором лед, налегающий на грунт, переходит на плав, образуя плавучие языки. В современную эпоху, когда мощности ледников убывают, а уровень Мирового океана растет, линии налегания отступают в сторону суши, причем это, как правило, происходит скачкообразно. Расход льда, связанный с откальванием айсбергов, гораздо более производителен, чем расход на таяние, поэтому приливные ледники отступают во много раз быстрее наземных. Например, на юго-востоке Аляски за последние 100 лет их отступление составило многие десятки километров.

В районах, где граница питания ледников опускается до уровня моря или поверхности равнины, формируются ледники покровного типа: *ледниковые щиты* и *купола*.

Ледниковые щиты — это плоско-куполовидные ледники с толщиной более 1000 м и площадью свыше 50 тыс. км²; *ледниковые купола* по форме подобны щитам, но имеют толщину менее 1000 м и занимают площадь менее 50 тыс. км². В отличие от горных ледников форма и движение ледников покровного типа слабо зависят от рельефа ложа: они почти всегда имеют изометричные в плане очертания, их вершины находятся вблизи их геометрического центра, а движение льда имеет

радиальный (центробежный) характер. Растекание льда небольших куполов обычно идет равномерно во все стороны, а у крупных куполов и щитов сток льда сосредоточен вдоль отдельных радиусов, образуя *ледяные потоки*, разделенные массивами гораздо менее активного льда. Ледяные потоки, которые прорезают ледниковое ложе (в том числе гористое), называются *выводными ледниками*. В типичном случае на ледяные потоки приходится около 10 % периметра ледниковых щитов, но через них идет около 90 % всего расхода льда.

Края ледниковых щитов, достигающие глубоких частей океана, не-переходят на плав и образуют *шельфовые ледники* — плавучие ледяные плиты, постепенно утончающиеся к краю и заканчивающиеся обрывом («барьером»), от которого откалываются столовые айсберги.

В настоящее время шельфовые ледники существуют только в Антарктиде, где занимают площадь около 1,5 млн км²; толщина льда у их тыловой границы может достигать 1300–1500 м, а у морского края составляет 50–150 м.

Отдельно существующие ледниковые купола или щиты — явление сравнительно редкое. Значительно чаще встречаются *ледниковые покровы* (или *покровные ледники*) — сложные системы ледниковых щитов, куполов, ледяных потоков, выводных ледников, плавучих шельфовых ледников, а также связанных с ними сетчатых ледников; такие покровы погребают сушу, континентальные шельфы, а иногда и глубоководные части Мирового океана на площадях в десятки, сотни тысяч и миллионы квадратных километров.

Полярные ледниковые покровы практически всегда вторгаются в моря и океаны, выдвигаются на материковые шельфы. Такие покровы интенсивно взаимодействуют с океаном и сильно зависят от океанологических факторов: глубин океана, его температур, ледовитости, режима течений и др., в связи с этим их называют *морскими*. В зависимости от преобладания в составе ледниковых покровов наземных или морских ледников выделяют наземные (Гренландский) и морские (Западно-Антарктический — налегает на ложе со средней глубиной около 500 м) ледниковые покровы.

Одно из следствий взаимодействия морских покровов и шельфовых ледников с океаном — особая роль *айсбергового стока* в их балансе массы; так, в Антарктиде потери на откалывание айсбергов составляют более 90 % всего расхода льда. Другое следствие — развитие неустойчивости морских покровов, грозящей их катастрофическим распадом. В частности, реальная угроза такой катастрофы исходит от Западно-Антарктического щита, распад которого прогнозируется в связи с глобальным потеплением и повышением уровня океана; он может повлечь за собой скачкообразный подъем уровня океана на 5–7 м. При этом

были бы затоплены низменные побережья, пострадали бы многие приморские города и морские порты мира.

Айсберги

Айсберги — это плавучие массы льда, отколившиеся от ледников и выступающие над уровнем воды более чем на 5 м; обычно под водой находится 70–80 % объема айсберга, а над ее поверхностью он может возвышаться на 70–100 м. Нередко длина и ширина айсбергов достигают нескольких километров, а в Антарктике иногда встречаются ледяные «острова» длиной более 100 км.

По внешнему виду айсберги подразделяются на *столовые* (имеют плоские вершины, откалываются от шельфовых ледников), *куполообразные* (вершины имеют форму полого гипса, откалываются в основном от выводных ледников), *пирамидальные* и *разрушающиеся* (отличаются неправильной формой, часто имеют две вершины, соединяющиеся под водой).

Айсберги встречаются в океанах, морях и некоторых озерах, главным образом — в высоких широтах. В отдельных случаях они переносятся морскими течениями в средние и низкие широты, могут пересекать 40-ю параллель у северо-западных берегов Атлантического океана и в южных частях Атлантики и Индийского океана.

Айсберги представляют значительную угрозу для судоходства — столкновения с ними были причиной гибели ряда судов (например, парохода «Титаник» в 1912 г. и датского судна «Хедтофт» в 1959 г.), поэтому в Северной Атлантике существует специальная служба наблюдения за ними.

Айсберги могут служить источником пресной воды для снабжения засушливых районов Земли. Уже более 20 лет обсуждаются проекты транспортировки айсбергов из Антарктики к засушливым берегам Южной Америки, Австралии и Ближнего Востока, однако их реализация сопряжена с рядом технических сложностей.

Айсберги могут разносить обломки горных пород, вмороженные в их основание (*рафтинг*), и деформировать донные отложения морей и океанов. Деформации донных отложений (*айсберговые дислокации*) возникают на глубине 300–600 м и имеют вид борозд выпахивания, ориентированных в направлении господствующих течений; они изучаются для разработки мер защиты подводных нефте- и газопроводов от механических повреждений.

География современного оледенения

Благоприятные условия для существования ледников в первую очередь характерны для полярных областей Земли — Арктики и Антарктики, а особенно — для полярных районов, испытывающих влияние влагонесущих циклонов. Расход льда на таяние здесь незначителен,

приход сравнительно велик, а граница питания ледников опускается очень низко, иногда достигая уровня моря. Поэтому крупнейшие центры современного оледенения приурочены к полярным районам — именно в них сосредоточена основная масса ледников, а сами ледники имеют наибольшие размеры и покровный характер. В умеренных и низких широтах ледники могут существовать только в горах, особенно в горах, получающих много осадков (табл. 10.2).

Таблица 10.2

**Крупнейшие ледники и ледниковые районы мира
(Гляциологический словарь, 1984)**

Ледник, ледниковый район	Площадь оледене- ния, км ²
Северное полушарие	
Гренландский ледниковый покров	1 726 400
Канадская Арктика	150 000
Аляска (хребет Брукса, горы Св. Ильи и др.)	103 700
Исландия	11 790
Архипелаг Сvalьбард (Шпицберген) и остров Ян-Майен	35 245
Российская Арктика (острова Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля, острова Де-Лонга и др.)	56 120
Горы Европы (Скандинавия, Альпы, Кавказ, Урал и др.)	7400
Горы Центральной Азии (Гималаи, Каракорум, Тянь-Шань, Памиро-Алай и др.)	115 500
Южное полушарие	
Антарктический ледниковый покров, в том числе шельфовые ледники Росса, Роне, Фильхнера и др.	13 779 000 1 460 000
Субантарктические острова (Южная Георгия, Кергелен, Южные Шетландские и др.)	4000
Южная Америка (Патагонские ледниковые плато)	32 300
Африка и Океания	845
Общая площадь оледенения Земли	≈16 318 000

Теплые и холодные ледники

Ледники классифицируются не только по размерам и форме, но и по их температуре — свойству, влияющему на характер их движения и взаимодействия с ложем.

По температуре ледники подразделяются на *теплые* (или *умеренные*) и *холодные* (или *полярные*); в последние годы много внимания уделяется также *двуслойным ледникам* — в верхней части разреза холодным, в нижней — теплым.

В теплых ледниках весь лед ниже слоя сезонных колебаний имеет температуру плавления, поэтому их также называют *изотермическими*; такие ледники характерны для средних и низких широт. В холодных ледниках, распространенных в основном в полярных широтах или на больших высотах, температура льда всегда отрицательная.

При температуре, близкой к точке плавления, лед отличается высокой пластичностью, и его трение о ложе резко снижается.

У ложа теплых и двуслойных ледников обычно присутствует *таяла вода*, которая в некоторых случаях образует подледные озера. Так, в современной Антарктиде подледное таяние идет на площади 550 тыс. км² со скоростью 3–9 мм/год, объем подледной воды близок к 5 тыс. км³; наиболее известное подледное озеро, Восток, обнаруженнное подо льдом толщиной в 3,5 км, по размерам лишь в два раза уступает Байкалу.

Теплые ледники сравнительно быстро двигаются, их лед (в отличие от холодного и примороженного к ложу) легко растекается под действием силы тяжести, а толщина сравнительно невелика и форма профилей относительно пологая.

Движение ледников

Движение ледников связано с двумя основными механизмами: вязкопластичным течением и скольжением по скальному и ледяному ложу.

Лед течет под действием нагрузок, созданных давлением вышележащих толщ. Наблюдения и эксперименты показывают, что он обладает свойствами как вязкой жидкости, так и пластичного тела: при малых нагрузках скорость его течения меняется в зависимости от напряжения по линейному закону, что характерно для вязких жидкостей, а при высоких эта зависимость становится степенной, что свойственно пластичным веществам. Поэтому течение льда называют *вязкопластичным*; его также именуют ползучестью, или крипом. При крипе целостность льда не нарушается, а его скорость определяется не только величиной нагрузки, но и степенью упорядоченности структуры. Дело в том, что кристаллы льда обладают механической анизотропией — они гораздо легче деформируются вдоль базисных поверхностей, чем в других направлениях. Изначально кристаллы льда ориентированы хаотически; со временем же, в процессе динамометаморфизма, лед приобретает упорядоченную структуру — базисные поверхности его кристаллов выстраиваются в направлении деформаций. В результате расход энергии на деформирование льда сокращается, а скорость его течения возрастает.

Если напряжение превосходит предел прочности льда, в нем образуются трещины и разрывы и развиваются поверхности внутреннего скольжения, по которым происходят относительные смещения частей ледника; это особенно характерно для хрупкого холодного льда.

Доля скольжения в движении льда меняется от 0 до 90–95 %, причем только оно может обеспечить действительно высокие скорости. Необходимым условием скольжения является наличие на ложе или внутренних поверхностях талой воды, поэтому оно наиболее эффективно в изотермических и двуслойных ледниках. Смещение по разрывам сопровождается трением и выделением тепла, поэтому вода может появляться и в холодных ледниках, что способствует развитию скольжения и в них.

Скорость движения льда зависит также от типа ледника и его размеров: у горных ледников они варьируют от нескольких метров до 50–200 м/год, у ледяных потоков — от сотен метров до нескольких километров в год (скорость самого быстрого из них — Якобсхавн в Гренландии — 7 км/г.), у шельфовых ледников — от сотен метров до 2 км/год. Лед секторов между ледяными потоками обычно имеет скорость не более десятков метров в год, а примороженный к ложу лед практически неподвижен.

Помимо равномерно движущихся, существуют *пульсирующие ледники*, скорость которых подвержена резким колебаниям. В их жизни периоды относительного покоя, обычно дляящиеся от нескольких до 100 лет, чередуются с этапами коротких быстрых подвижек — *пульсаций*, или *сёрджей*. Так, ледник Медвежий на Памире пульсирует каждые 10–14 лет (1916, 1937, 1951, 1963, 1973), а ледник Колка на Кавказе — каждые 65–70 лет (1835, 1902, 1969–1970; последняя подвижка, имевшая катастрофические последствия, произошла «вне графика» — 20 сентября 2002 г., что, по одной из гипотез, было вызвано землетрясением и обрушением на Колку другого ледника).

В ходе пульсаций массы льда, скопившиеся за время покоя в верховьях ледника, быстро сползают в его низовья: в верховьях, в зоне выноса, количество льда уменьшается, а в низовьях, в зоне привноса и движения, — резко возрастает. Сами пульсации обычно делятся по несколько месяцев, при этом скорость движения льда возрастает в десятки и сотни раз (известны случаи, когда она превышала 100–120 м/сут), а край ледника может сместиться на 10–15 км. При этом ледник рас трескивается, а его поверхность превращается в хаотическое нагромождение глыб льда.

Следует отметить, что механизм ледниковых пульсаций до сих пор не до конца выяснен; неясно также, почему одни ледники способны к пульсациям, в то время как другие — нет.

Геологическая работа ледников

В ходе движения ледники выполняют огромную разрушающую, транспортирующую и аккумулирующую работу; в результате они коренным образом изменяют рельеф территории, испытавших оледенение.

Ледниковая эрозия

Комплекс процессов, осуществляемых движущимся ледником, которые приводят к разрушению и сносе горных пород ложа, снижению, углублению и расчленению его поверхности, называется *ледниковой эрозией* (или *экзарацией*, *ледниковым выпахиванием*). Ледниковая эрозия прежде всего связана с двумя механизмами: отщеплением, или выламыванием, обломков (*плакинг*) и истиранием пород ложа (*абразия*).

Плакинг состоит в том, что скользящий по ложу лед в отдельные моменты примерзает к нему, вырывает и увлекает за собой куски породы; *абразия* сводится к стачиванию ложа с помощью обломков прочных пород, включенных в подошву ледника.

Ледниковой эрозии активно содействует *морозное (или криогенное) выветривание* — разрушение горных пород в результате периодического замораживания-оттаивания воды в трещинах. При замерзании вода увеличивается в объеме и расклинивает трещины, откалывая при этом фрагменты горных пород от их массива.

Количественный вклад абразии и плакинга зависит от твердости и трещиноватости пород ложа; температурного состояния придонного льда; скорости донного скольжения ледника; свойств обломочного материала, заключенного в придонных частях ледника. Результатами абразии служат ледниковая полировка и штриховка на поверхности скал и отдельных валунов, гигантские борозды в кореиных породах. Трещиноватые породы выпахиваются быстрее массивных, что говорит о высокой эффективности плакинга. Все крупные ледниково-эрэзионные формы рельефа являются результатом действия обоих механизмов.

Бараньи лбы и курчавые скалы. Бараньи лбы — это продолговатые асимметричные холмы, сложенные прочными, чаще всего магматическими, породами; их длинные оси вытянуты в направлении движения льда. Напорные (проксимальные) склоны этих форм, обращенные на встречу леднику, пологи, имеют сглаженную округлую форму и несут на себе полировку, борозды и шрамы, а противоположные склоны (дистальные) — крутые, с неровной, «рваной» поверхностью. В форме бараньих лбов проявляются оба механизма экзарации — и абразия, создавшая пологие склоны, и плакинг, создавший крутые (рис. 10.36). Скопления бараньих лбов образуют комплексы, называемые курчавыми скалами. Распространены бараньи лбы и курчавые скалы прежде

всего в областях развития покровных оледенений. Ориентировка их пологих и крутых склонов является одним из надежных индикаторов направления движения древних ледников.



Рис. 10.36. Бараньи лбы (А) — асимметричные холмы, сложенные прочными породами; механизм формирования бараньих лбов (Б)

Ледниковые кары (или *цирки*) располагаются в верхних частях склонов ледниковых высокогорий, приурочиваясь к водосборным воронкам рек (рис. 10.37). Они представляют собой глубокие полузамкнутые чашеобразные впадины; их крутые скалистые склоны располагаются амфитеатром над днищами, имеющими вогнутую форму *бассейнов вытачивания*; от нижележащих долин кары отделены *ригелями* — скалистыми валами, имеющими профили бараньих лбов.

Своей формой кары обязаны совместному действию ледниковой эрозии и морозного выветривания. Развитие каров начинается с образования на склонах или в верховьях горных рек снежников, под которыми активно протекает морозное выветривание. Продукты выветривания выносятся талыми водами, и процесс захватывает новые порции горных пород — ниши расширяются и углубляются. Постепенно снежник преобразуется в ледник, а последний под влиянием повышенной аккумуляции у задней стенки и интенсивной абляции на конце начинает вращаться и вырабатывает бассейн вытачивания и ригель кара.



Рис. 10.37. Цирки, содержащие области питания долинных ледников (1, 2, 3) и каровые ледники (4, 5) (горы Св. Элиаса, Канада)

Морозное выветривание, протекающее на верхней границе ледника или в краевых трещинах фирновых полей (*бергшрундах*), «подкапывает» задние стенки, что приводит к их отступанию и обеспечивает их крутизну.

Зарождение и выработка каров происходит вблизи снежной линии, поэтому высоты их днищ используются при реконструкциях древних границ питания. По днищам каров, образующих *каровые лестницы* (группы каров, расположенные в несколько ярусов), можно судить о высоте снежной линии в разные ледниковые эпохи или на разных этапах одного оледенения.

Троговые долины (троги) возникают, как правило, в результате ледниковой переработки речных долин горных стран — их расширения, спрямления и неравномерного углубления. Для них характерен корытообразный поперечный профиль с широким дном и крутыми вогнутыми бортами, в верхней части которых располагаются выпуклые переломы склонов и наклонные площадки, обработанные льдом, — *плечи трогов*. Продольный профиль трогов имеет ступенчатую форму, обусловленную чередованием переуглубленных участков (*бассейнов выпа-*

хивания) с приподнятыми скалистыми ступенями (*ригелями*). Предполагается, что это связано с воздействием ледника на первичные неровности днища долины: на вогнутых участках лед сжимается и активно выпахивает ложе, а на выпуклых участках он растягивается и эрозия замедляется. Очевидно, что любой фактор, способный создать неровности, будь то литологические неоднородности, повышенная трещиноватость или что-либо иное, может стать причиной формирования ригелей и бассейнов. Для троговых долин характерно наличие висячих долин-притоков, днища которых часто лежат на сотни метров выше днища главного трога, образуя *устевые ступени*. Это связано с возрастанием объемов и эрозионной способности льда после слияния его потоков.

Существуют и чисто экзарационные троги; к ним относятся сквозные долины ледникового прорыва, пересекающие водоразделы горных стран, испытавших интенсивное оледенение (Скандинавия, Кордильеры, Саяны, Таймыр и др.). Их образование связано либо с перетеканием ледников через водоразделы, что характерно для сетчатых ледниковых систем, либо с деятельностью выводных ледников ледниковых покровов.

В областях оледенений материковых окраин троговые долины суши продолжаются в береговой зоне и на шельфах; в береговой зоне они переходят во *фьорды*, а на шельфах — в подводные *желоба-троги*.

Ледниково-эрэзионные формы на низменностях. Некоторые низменности, как и горные страны, сильно эродированы ледниками. Так, в районах развития кристаллических пород обычны озерно-холмистые ландшафты, где многочисленные замкнутые впадины, занятые озерами и болотами, хаотически комбинируются с низкими скалистыми холмами. Такой рельеф образуется за счет избирательной эрозии зон разломов и участков повышенной трещиноватости. Если же изолированные выходы устойчивых пород окружены относительно податливыми толщами, то часто образуются *друмлиноиды* — холмы обтекаемой в плане формы, у которых напорные склоны крутые и скалистые, а противоположные — мягкоокруглые.

Ледниковая транспортировка и аккумуляция. Ледники в ходе своего движения транспортируют огромное количество разнообразного обломочного материала, вся масса которого носит название *влекомая морена* (рис. 10.38). В зависимости от происхождения и расположения влекомая морена разделяется на *поверхностную, внутреннюю и придонную*.

Поверхностная морена наиболее характерна для горных ледников, поверхность которых может быть полностью скрыта под чехлом обломочного материала, поступившего с окружающих склонов. Этот мате-

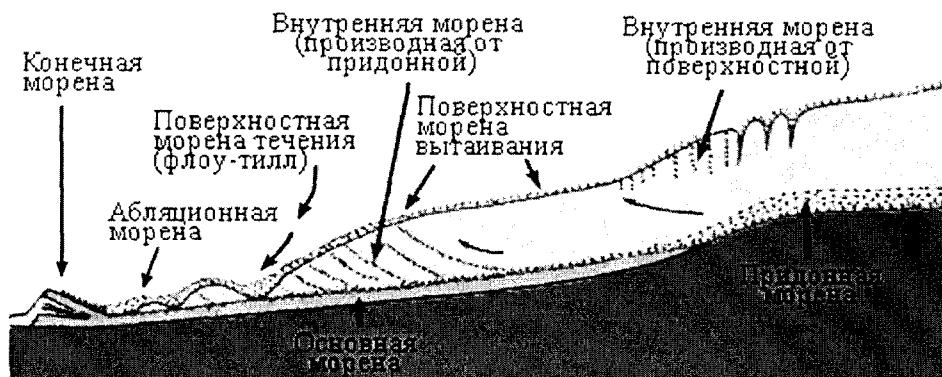


Рис. 10.38. Генетические типы (фации) влекомых и отложенных морен, связанных с наземными ледниками (по Ю. А. Лаврушину, 1974)

риал часто концентрируется в *боковые моренные гряды*, протягивающиеся по краям ледниковых языков, или в *гряды срединных морен*, которые начинаются от места слияния двух ледников, образуясь в результате объединения их боковых морен (см. рис. 10.38). Поверхностная морена часто расползается по поверхности области абляции, вследствие чего образуются сплошные *моренные пласти*. На ледниках покровного типа поверхность морена почти не развита и встречается лишь вблизи *пунатаков* (горных пиков, хребтов или холмов, выступающих над поверхностью льда и полностью окруженных им).

Внутренняя морена обычно плохо выражена. Ее концентрация заметно растет лишь на участках, где наблюдается сжимающее течение льда, в связи с чем обломочный материал переносится от подошвы ледников к их поверхности; в этом случае она слагает насыщенные обломками наклонные слои. Она также может формироваться в результате сваливания в ледниковые трещины материала поверхности морены.

Придонная морена залегает в придонных слоях как горных, так и покровных ледников. Основным способом ее образования является захват льдом обломков с ложа в процессе эрозии; это происходит через придонные трещины, а также, вероятно, вместе с намерзающей на подошву ледников талой водой.

Комплекс процессов, в результате которых переносимый ледниками обломочный материал отлагается на подледниковый и приледниковый грунт, то есть преобразование влекомой морены в *отложенную морену*, называют *ледниковой аккумуляцией*.

Характерными особенностями отложенной морены являются плохая сортировка обломочного материала и отсутствие слоистости. Вхо-

дящие в ее состав крупные обломки часто несут следы ледниковой обработки — их поверхности уплощены и превращены в фасеты, которые покрыты штриховкой или полировкой, а ребра и углы притуплены; такие обломки называются *ледниковые валунами*, или *ледогравиями* (рис. 10.39).



Фасеты и полировка на валунах

Рис. 10.39. Отложенная морена

В зависимости от механизма аккумуляции выделяются фации и подфации ледниковых отложений (см. рис. 10.38). *Основная морена* образуется под ледниками в процессе постепенного отложения материала придонной морены. В основном это происходит в результате *донного таяния*, в ходе которого включенные в лед обломки последовательно, порция за порцией, приводятся в контакт с подстилающими породами. При этом сопротивление сдвигу, возникающее при трении обломков о ложе, нарастает до тех пор, пока не превысит силу сцепления со льдом, после чего обломки отлагаются. Кроме того, возможно последовательное срывание чешуй переполненного мореной придонного льда — увеличение трения жесткой мореносодержащей толщи о ложе может приводить к образованию на ее верхнем контакте поверхностей срыва; последующее таяние отделившихся чешуй высвобождает включенные в них обломки. Основная морена представляет собой плотную

массивную породу, обычно с ясно выраженным гляциодинамическими текстурами и высоким содержанием ледогранников. Для нее характерна ориентировка удлиненных валунов и других обломков, совпадающая с направлением движения льда.

Абляционная морена формируется двумя способами — проектированием поверхности и внутренней морены ледников на грунт (*морена вытаивания*) и стеканием водонасыщенной поверхностью морены по склонам (*морена течения*, или *флю-тилл*). Обычно она более рыхлая и менее глинистая, чем основная морена, и несет следы воздействия талых вод; кроме того, во флю-тилле наблюдаются текстуры течения.

Одним из наиболее значимых следствий материковых оледенений является образование *моренных равнин*. Основная часть их разреза сложена основной мореной, которая часто перекрывается скоплениями абляционной морены и осадками, отложенными тальми водами, что делает ее поверхность исправильно-волнистой. Разновидностью моренных равнин являются *друмлинные поля*, образованные группами *друмлинов* — низких холмов характерной обтекаемой формы. Одно из крупнейших в мире друмлинных полей расположено в Северной Америке южнее озера Онтарио, где на площади 15 тыс. км² сосредоточено около 10 тыс. отдельных форм (рис. 10.40). Друмлины сложены основной мореной — сильно уплотненными, несортированными валунными глинами и суглинками. Тупыми, сравнительно высокими и крутыми концами они обращены навстречу движению льда, более пологими и узкими концами — в противоположном направлении; их длинные оси ориентированы в направлении движения льда.

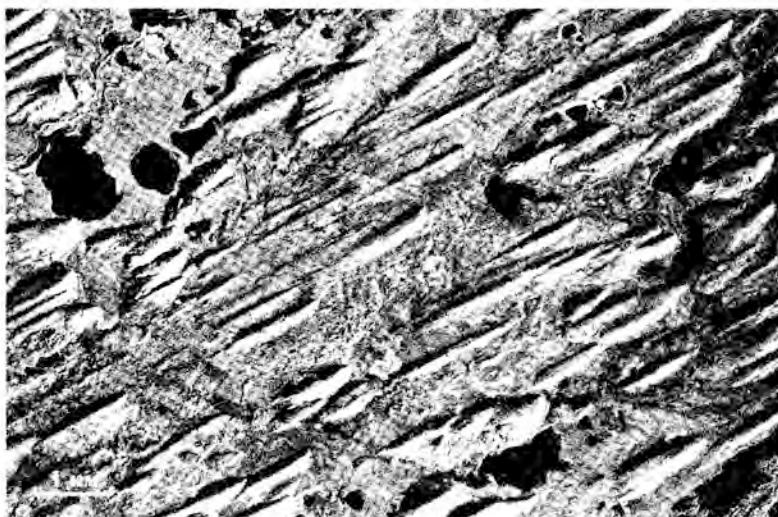


Рис. 10.40. Друмлинное поле — разновидность отложенных морен (Саскачеван, Канада)

Большинство гипотез связывают происхождение друмлинов с процессами подледной аккумуляции и ледниковой эрозии, идущими в условиях их неустойчивого равновесия. Предполагается, что часть друмлинов возникла при неравномерном выпахивании и переотложении ранее сформированной основной морены, а часть — с неравномерной мореной аккумуляцией. В последнее время появилась гипотеза, связывающая друмлины с работой подледных потоков талой воды, обладающих высокой энергией.

Особой разновидностью отложенной морены являются *конечные морены*, которые отлагаются у краев активных ледников (рис. 10.41). Совместно с боковой мореной и флювиогляциальными конусами они образуют *краевые ледниковые комплексы*. Конечные морены образуют гряды, высота которых варьирует от нескольких метров до 100 м и более. На низменностях конечные морены могут прослеживаться на сотни километров, однако для них характерны частые прорывы, образованные потоками талой воды. Главную роль в образовании конечных морен играют два механизма, которые часто дополняют друг друга: сваливание моренного материала с края ледника и проталкивание материала, подобное работе бульдозера. Первый создает крупные гряды лишь при очень длительном стационарном положении ледника. Второй сопровождает подвижки ледников и может создавать высокие асимметричные гряды, нагромождая и сминая морену и неледниковые отложения, лежащие на пути ледника; в результате во внутренней структуре морены образуются складчатые, взбросовые и чешуйчато-надвиговые дислокации.

Флювиогляциальные процессы

Потоки талой воды

В геологической работе ледников участвует не только лед, но и *таяла вода*, образующаяся при абляции ледников. К талым водам также относят и весь объем поверхностного стока, поступающий к ледникам из окружающих районов.

В областях аккумуляции ледников таяла вода часто просачивается через неуплотненный снег и пористый фирн и замерзает на глубине; в областях абляции она обычно питает поверхностные водотоки, действующие в течение летнего сезона. Здесь, как и у обычных поверхностных вод, выделяются плоскостной и русловой сток, только снижение поверхности происходит за счет ее стаивания, а не эрозии. В краевых частях ледников, благодаря крутым продольным уклонам их поверхности и низкой шероховатости стенок каналов, скорости водных потоков могут быть чрезвычайно высокими. По трещинам поверхностные потоки



Рис. 10.41. Конечная морена (Долина Тейлора, Антарктида)

могут уходить вглубь ледника, где талая вода, заключенная в туннелях и шахтах, испытывает большое гидростатическое давление. Благодаря этому она обладает столь высокой энергией, что способна двигаться против уклонов ложа и вырабатывать каналы на склонах, обращенных навстречу течению.

Языки долинных ледников имеют, как правило, выпуклую поверхность, поэтому талая вода обычно стекает к их краям, вдоль которых формируются *маргинальные потоки*, текущие параллельно бортам долин. Их русла либо целиком вырабатываются в коренных породах, либо следуют по их контакту со льдом; в последнем случае одна стенка оказывается скальной, а вторая — ледяной.

Независимо от того, по каким каналам (наледниковым, внутриледниковым, подледниковым или маргинальным) двигаются потоки талой воды, их ведущей чертой является непостоянство. Прежде всего оно определяется подвижностью льда. В ходе движения льда происходит изменение систем ледниковых трещин и их взаимоотношений со смежными скальными поверхностями; при этом одни каналы стока закрываются, а другие становятся доступными для воды. Непостоянство таких водотоков также обусловлено изменчивостью расходов талой воды, на которые влияют сезонные и суточные изменения скорости таяния. Главным следствием непостоянства русел и колеблющихся расходов является резкая неравномерность скоростей течения, что, в свою очередь, оказывает определяющее влияние на эрозионную, транспортирующую и аккумулятивную работу потоков. Все процессы, осуществляемые талыми водами, называются *флювиогляциальными*.

Ледниково-подпрудные озера

У краев ледников образуются многочисленные *ледниково-подпрудные* озера. В наиболее типичном случае они занимают нижние участки долин-притоков, подпруженные большими ледниками главных долин. Несколько реже они располагаются в главных долинах, перегороженных ледниками языками, выдвинувшимися из боковых долин. Кроме того, подпрудные озера могут занимать впадины между фронтом ледников и моренными грядами, связанными с прошлыми ледниками подвижками.

Для ледниково-подпрудных озер характерны частые изменения объема. В большинстве случаев сток воды из них идет через изменчивые во времени системы подледниковых и внутриледниковых каналов, поэтому его интенсивность подвержена колебаниям широчайшей амплитуды — слабо сочавшиеся струйки могут почти мгновенно приобрести характер катастрофических потоков, которые обладают колоссальной транспортирующей способностью и могут переносить гигантские блоки горных пород и айсберги, отторгнутые от концов ледников; при кульминациях некоторых из них расходы воды могли превосходить 100 тыс. м³/с. Так, при плейстоценовых прорывах ледниково-подпрудных озер Алтая они составляли 1–10 млн м³/с.

Флювиогляциальная эрозия

Высокая энергия талых вод ведет к активному протеканию флювиогляциальной эрозии; возникающие при этом каналы могут быть разделены на четыре группы: *маргинальные каналы*, *подледниковые каналы*, *каналы сброса (спиллвеи)* и *кули*.

Маргинальные каналы эродируются потоками, следующими вдоль контакта горных ледников с бортами вмещающих долин или параллельно

краю ледникового покрова, если прилегающая к нему равнина (*предполе*) наклонена в сторону ледника. При этом в горах образуются многоярусные *висячие долины*, врезанные в склоны, которые получили название *ярусных*. В предпольях ледниковых покровов маргинальные потоки вырабатывают широкие плоскодонные ложбины, за которыми установилось название *прадолин*.

Подледниковые каналы вырабатываются потоками воды, следующими по подледниковым туннелям. Вода этих потоков может образовываться в результате донного таяния льда, проникать сверху по трещинам и поступать под лед при прорывах ледниково-подпрудных озер. Существует несколько разновидностей подледниковых каналов. В областях горного оледенения образуются ущелья, пропиливающие долинные ригели и придающие профилям трогов V-образную форму. В пределах развития покровных ледников встречаются «слепые», резко обрывающиеся *туннельные долины*, врезанные в ледниковые отложения и в подстилающие их коренные породы; они приурочены к периферии ледников и ориентированы по нормали к ледниковому краю. Кроме того, могут возникать *долины с «горбатым» продольным профилем*, которые вырабатываются лишь потоками, находящимися под сильным гидростатическим давлением, — при их образовании вода должна двигаться вверх по склону.

Спиллвеи и кули образуются под действием вод ледниково-подпрудных озер. Первые вырабатываются при стоке озерных вод через перевальные седловины и представляют собой крутосклонные плоскодонные ложбины, пропиливающие водоразделы. Вторые — при почти мгновенном сбросе всей водной массы, заключенной в озере, при внезапном разрушении ледяной плотины; в результате эродируются системы крутосклонных ущелий с неправильными, «изломанными» продольными профилями, глубина которых часто превышает 100 м.

Флювиогляциальная транспортировка и аккумуляция

Потоки талой воды, следующие по поверхности ледника, обычно несут разные количества напосов: на ледниковом покрове или вблизи центра долинного ледника они могут быть очень чистыми, а у бортов включают значительные количества материала, вымытого из боковой морены. Потоки же, вырывающиеся из-подо льда, обычно сильно загружены обломочным материалом, основная масса которого состоит из внутрiledниковой и подледниковой морены, захваченной водой из стенок туннелей. Дополнительным источником обломков являются продукты разрушения эродируемого ложа. Размеры переносимых обломков варьируют от валунов до тонких илов и глин.

Разнообразие путей стока талой воды определяет разнообразие обстановок, в которых встречаются флювиогляциальные отложения. При их классификации следует различать материал, образованный в условиях непосредственного контакта с ледником, то есть на поверхности льда, внутри льда и под его толщой, и *проглящающийся* материал, отложенный за границей ледника. Поля отложений обоих типов часто объединены.

Для флювиогляциальных отложений характерны многие признаки, свойственные всем осадкам, аккумулированным в водной среде. Так, для них обычны довольно хорошая сортировка и грубая слоистость. Однако они имеют и ряд специфических признаков. По составу материал флювиогляциальных толщ близок к местным моренам; часть валунов и гальки сохраняет следы ледниковой обработки. Пачки слоев с ясной водной текстурой часто перемежаются с линзами моренного материала. Резкие скачки в размерности обломков отражают частые колебания расходов талой воды. Очень характерно наличие текстур обрушения, связанных с вытаиванием льда, в контакте с которым шла аккумуляция материала.

На основании морфологических признаков выделяются три группы флювиогляциальных образований: *камы, озы и зандры*.

Формирование камов и озов происходит на стадии убывания оледенения в ходе омертвления льда, а зандры образуются в результате деятельности талых вод активных ледников (рис. 10.42).

Камы существуют в двух видах — как изолированные крутосклонные холмы и короткие гряды и как комплексы взаимосвязанных форм, образующих своеобразные ландшафты холмов и западин. Отдельные формы могут варьировать от бугров высотой в несколько метров до конических холмов высотой 40–50 м. Практически всегда они сложены песчаным и гравийно-галечным материалом, который в ядрах холмов обычно относительно хорошо слоист, а в краевых частях нарушен обильно-оползневыми структурами. В разрезах часто встречаются линзы морены и большие штрихованные валуны. Многие камы покрыты чехлом перемытого моренного материала.

Образование камов может происходить несколькими способами. Считается, что наибольшим распространением пользуются камы, возникшие в районах постепенного стаивания мертвого льда. Слоистые камовые осадки накапливаются в озерах между ледяными глыбами; несортированный материал стекает в эти озера с остаточных ледниковых массивов, чехол из перемытой морены либо проектируется со льда, либо отлагается позднеледниковыми потоками. Особенно крупные камы, прислоняющиеся к коренным склонам долин и имеющие плоские поверхности, называются *камовыми террасами*.

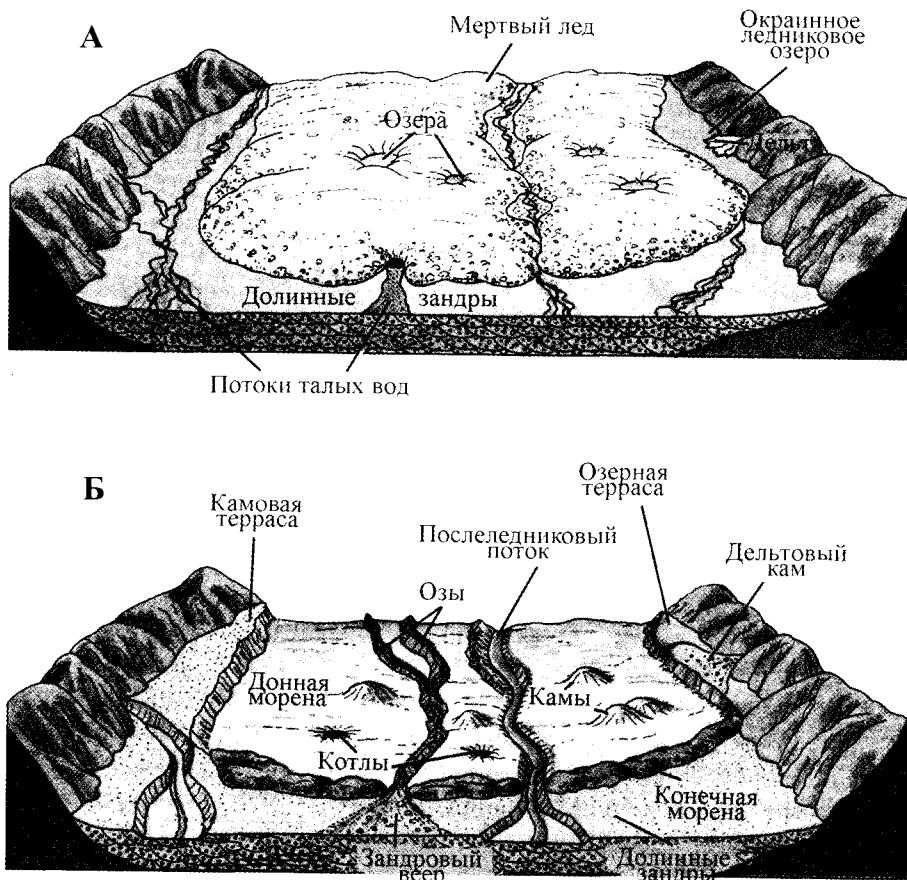


Рис. 10.42. Образование комплексов ледниковых и флювиогляциальных отложений:
 а — мертвый лед образует временную опору для скопления напосов, отлагаемых потоками талых вод; б — при таянии льда ианосы оседают, образуя холмы (камы) и валы (озы), террасы (камовые террасы) и котлы

Некоторые камы представляют собой флювиогляциальные дельтовые конусы перед фронтом малоподвижных ледников, оканчивающиеся в приледниковых озерах. Слияние таких конусов образует линейные комплексы асимметричных камов, у которых склоны, обращенные к леднику, короткие и крутые, а противоположные — длиниевые и пологие. Кроме того, беспорядочно-холмистый рельеф камовых холмов может формироваться в результате просадок и обрушения флювиогляциального материала, отложившегося на поверхности мертвого льда.

Озы имеют вид валов или гряд с крутыми склонами и суженными гребневыми частями. Самые большие формы достигают высоты 100 м и протягиваются на сотни километров (озы такой длины не непрерыв-

ны), самые мелкие имеют высоту менее 2 м и длину в несколько сотен метров. В плане озы обычно изгибаются, даже меандрируют; они встречаются либо поодиночке, либо в виде систем, по рисунку похожих на реки, либо образуют густые сети многократно ветвящихся и пересекающихся гряд. Материал, слагающий озы, варьирует от крупных валунов до тонкого ила и слоистых глин. Особенно часто он представлен песками и галькой с косой слоистостью, позволяющей судить о направлении движения воды. В некоторых случаях слои располагаются в виде больших арок, приподнятых в середине и снижающихся у склонов.

Формирование озов связано с заполнением внутриледниковых туннелей и трещин продуктами перемыва морены. Основная масса озов образована целиком внутри ледниковых туннелей или в открытых трещинах-каналах, ограниченных высокими стенками мертвого льда, путем их заполнения. При этом наиболее крупные формы образованы в ходе дельтовой аккумуляции, шедшей у выходов подледниковых каналов быстро отступающих ледников в море или подпрудные бассейны.

Зандры представляют собой обширные аккумулятивные поверхности и образуются в результате отложения материала, переносимого потоками талых вод, перед фронтом ледника. Их боковое развитие зависит от рельефа: в горах ниже долинных ледников обычно встречаются узкие полосы долинных зандров; на открытой местности возникают широкие зандровые равнины, которые обычно образуются за счет слияния конусов выноса перемытого моренного материала. Для зандров обоих типов характерны сложные системы сплетающихся каналов, грубый состав обломочного материала (галька, гравий, косослоистые пески) и резкие сезонные колебания расходов воды.

Осадконакопление в приледниковых озерах

В ледниково-подпрудных озерах в результате осаждения материала, выносимого талыми водами, формируются *ледниково-озерные*, или *лимногляциальные*, отложения. Грубообломочный материал обычно остается вблизи устьев переносящих его потоков, а тонкий — выносится в центральные части озер, где образует обширные покровы глин и ила, среди которых встречаются обломки гравийно-галечной и валунной размерности, разнесенные айсбергами.

Ледниково-озерные отложения слагают дельтово-ледниковые террасы камовых комплексов, значительную часть нормальных камов, а также толщи *ленточных глин* — четко стратифицированные осадки, состоящие из большого числа параллельных лент. Каждая такая лента — результат годичного цикла осадконакопления в условиях холодных озер, находящихся большую часть года в замерзшем состоянии. Она состоит из двух слоев: верхнего — зимнего, образованного под ледяным покровом,

глинистого по составу и темноцветного — и нижнего — летнего, образованного в разгар сезона аблации, в основном тонкопесчаного и светлоокрашенного. На подсчете годичных слоев в ленточных глинах и корреляции соседних разрезов основана *варвохронология* — метод абсолютной геохронологии, применимый в областях древних оледенений.

История оледенений

Ледниковые эры, периоды, эпохи

В истории Земли неоднократно возникали великие оледенения, при которых площади ледниковых покровов возрастали до десятков миллионов квадратных километров. Интервалы времени длительностью в миллионы лет с характерными для них похолоданием климата и распространением оледенений получили название *ледниковых периодов*. Последний из них, продолжающийся до сих пор и называемый *плейстоценовым*, или *четвертичным*, начался 2,5–3 млн лет назад.

На протяжении ледниковых периодов климат и оледенение испытывали резкие изменения, которые ритмично повторялись: чередовались эпохи похолоданий — *оледенений*, при которых площади и объемы льда сильно увеличивались, с эпохами потеплений — *межледниковых*, при которых оледенение сильно убывало. Климат межледниковой оставался достаточно холодным, чтобы могли существовать ледники в горах и ледниковые покровы в Арктике и Антарктике; он был заметно холоднее климата полностью безледовых этапов, таких как мезозойская эра. Пары «оледенение — межледниковые» называются *ледниково-межледниковыми циклами*. Только на последние 900 тыс. лет пришлось девять таких циклов, причем в высоких широтах основное время в этих циклах приходилось на их холодную часть.

Современный этап геологической истории, *голоцен*, представляет собой *новейшее межледниковье*, которое началось около 10 тыс. лет назад. Ему предшествовало последнее оледенение; оно имело место в интервале времени между 115 и 10 тыс. лет назад и в разных частях мира называлось по-разному: в Альпах — вюрмским, на севере Европы — вислинским, на Русской равнине — валдайским, в Сибири — зырянским, в Северной Америке — висконсинским. Тем не менее это было проявлением одного и того же *глобального похолодания*, достигшего своего максимума 18–20 тыс. лет назад.

Ледниковые периоды группировались в *ледниковые эры*, продолжительность которых варьировала от десятков до 200 млн лет; каждая из них включала по несколько (не менее 2–3) ледниковых периодов. К настоящему времени достоверно установлены четыре ледниковые эры: канадская (начало протерозоя — 2,45–2,2 млрд лет), африканская

(конец рифея и венд — 0,9–0,59 млрд лет), гондванская (средний — поздний палеозой — 0,38–0,24 млрд лет) и позднекайнозойская (последние 30–40 млн лет).

Последнее Великое оледенение

Следы последнего оледенения сохранились гораздо лучше более древних и поэтому могут дать наиболее ясное представление о географии и истории развития ледниковых явлений прошлого. Последнее оледенение изучается более 100 лет, и хотя за это время собран огромный фактический материал, единой концепции до сих пор не выработано.

Существуют три группы исследователей, позиции которых принципиально расходятся. Первые вообще отрицают существование древних оледенений и считают ледниковую теорию ошибочной; следы работы ледников они трактуют как результат воздействия неледниковых процессов — тектонических, морских, склоновых и прочих.

Вторые отстаивают модель «ограниченного» оледенения, они признают ледниковую теорию, но ставят под сомнение масштабность древних оледенений; в частности, отрицают оледенение континентальных шельфов. По их представлениям, в Северной Америке существовали лишь группы ледниковых куполов; в Северной Евразии — Скандинавский ледниковый щит и ледниковые шапки Полярного Урала, Таймыра и плато Путорана; в горах умеренных широт и Сибири — только долинные ледники; а в Арктике — только ледниковые шапки арктических архипелагов и морские льды.

Трети реконструируют гигантские ледниковые покровы, которые были подобны Антарктическому и охватывали не только сушу, но также шельфы и глубокие моря. По этой системе взглядов, оледенение представляло собой единую динамическую систему, состоящую из ледниковых щитов, покрывавших огромные площади материков вместе с их подводными окраинами, и шельфовых ледников. Большую роль играли также горно-ледниковые покровы умеренных и низких широт, которые в ряде случаев, как, вероятно, в Тибете и горах Южной Сибири, перекрывали целые горные страны. Именно в эту модель лучше всего укладываются имеющиеся на сегодняшний день факты. Ее часто называют *современной теорией покровных оледенений*.

По реконструкциям палеогляциологов, при максимальном развитии последнего великого оледенения доминирующую роль играли две гигантские ледниковые системы — Арктическая и Антарктическая, а ледниковые комплексы горных стран, из которых самым большим был проблематичный Тибетский щит, располагались между ними. *Арктическая ледниковая система* возникла в результате объединения Северо-Американского и Евразийского покровов; ключевую роль при этом иг-

рал Центрально-Арктический шельфовый ледник, покрывавший всю глубоководную часть Северного Ледовитого океана. Крупнейшими элементами этой системы были Лаврентьевский ледниковый щит Северной Америки и Баренцево-Карский щит Арктической Евразии. Центр первого располагался над Гудзоновым заливом, его высота была близка к 4 км, а восточный край выдвигался до внешней границы континентального шельфа. Баренцево-Карский ледниковый щит занимал всю площадь современных Баренцева и Карского морей, его центр лежал над Карским морем, а южная краевая зона покрывала весь север Русской равнины, Западной и Средней Сибири. В целом же Арктическая ледниковая система состояла из ряда крупных и мелких ледниковых щитов, а также объединявших их плавучих шельфовых ледников; высоты ее компонентов местами превышали 3 км, а общая площадь была близка к 40 млн км².

Глобальные последствия покровных оледенений

Гляциоизостатические движения земной коры. Ледниковые покровы, обладавшие огромной массой, нарушили изостатическое равновесие земной коры — их появление вызывало горизонтальное растекание вещества астеносферы из-под области оледенения к ее периферии, а убывание и исчезновение льда приводило к обратному движению этого вещества. В результате земная кора в областях покровных оледенений испытывала вертикальные движения — поднятия и опускания, получившие название *гляциоизостатических*. Судя по геофизическим данным, земная кора под внутренними частями Антарктического и Гренландского ледниковых покровов изостатически прогнута на величину, равную 1/3–1/4 толщины их льда. Установлено, что деградация древних ледников в Скандинавии, Канаде, на Баренцево-Карском шельфе и в других областях покровного оледенения сопровождалась интенсивными поднятиями. Расчеты показывают, что амплитуды гляциоизостатических движений плейстоцена достигали 800–1000 м. Только за последние 10 тыс. лет береговые линии в древнеледниковых областях местами поднимаются на 100–150 м, а на берегах Гудзона и Ботнического заливов — на 280–290 м, причем это лишь часть поднятия земной коры, «записанная» лестницами древних береговых линий.

Изменения оледенений и уровень океана. Ледники создают свою массу за счет воды, которую они изымают из Мирового океана, поэтому рост оледенения всегда ведет к снижению океанского уровня, а убывание ледников — к его подъему. Такие изменения называются *эвстатическими*. При максимальном развитии последнего оледенения, когда площадь ледниковых покровов увеличивалась до 50–55 млн км², а объем льда превосходил 100 млн км³, уровень Мирового океана снижался на

130–135 м относительно современного, что установлено по данным бурения коралловых рифов Барбадоса и других тропических островов. Если же современные ледники полностью растают, то уровень океана повысится на 65–70 м.

Приледниковые системы стока талых вод. Покровные ледники Арктики подпруживали реки, текущие в Северный Ледовитый океан. В результате этого в Северной Америке и Евразии возникали огромные ледниково-подпрудные озера, которые объединялись в трансконтинентальные системы стока талых ледниковых вод. Известны, в частности, гигантские озера, возникавшие у южного края Лаврентьевского ледникового щита, их остатками являются современные Великие озера Северной Америки. Еще более протяженную плотину образовывал Евразийский ледниковый покров, он подпруживал сток Северной Двины, Печоры, Оби, Иртыша, Енисея, Лены, Яны, Индигирки, Колымы и множества более мелких рек. В их бассейнах также возникали озера, объединявшиеся в приледниковые системы стока талых вод. Сток этих дренажных систем шел в основном на юго-запад, в сторону Черного и Средиземного морей, хотя вполне вероятно, что значительная часть талой воды сбрасывалась в Японское море и Тихий океан через систему древнего Амура.

10.7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Современная наука, занимающаяся исследованием морей и океанов, называется *океанографией*. Океанография изучает физические и химические особенности и процессы в море, биологические явления и состав животного и растительного мира, строение берегов, рельеф дна, распределение донных отложений и полезных ископаемых и др.

Мировой океан¹, занимающий большую часть поверхности Земли, имеет огромное значение для нашей планеты. Особенno велика роль моря. С ним связаны важнейшие геологические процессы. Море, обладая гигантской энергией, ударами своих волн разрушает скалистые утесы берегов, даже самые крепкие монолитные горные породы, превращая их в мелкие песчинки и глинистый ил.

Но море не только *разрушает*, оно также *транспортирует*, переносит материал и, отлагая его в виде осадка на морском дне, производит огромную созидающую работу.

На дне моря образовалась и образуется основная масса осадочных горных пород. Море является основным поставщиком всей атмосферной

¹ В конце XVIII в. французский гидрограф Кларэ де Флорие назвал совокупность океанов и морей Мировым океаном.

влаги, которая питает реки, подземные воды и создает жизнь на поверхности суши. Представляя собой огромный резервуар, собирающий воды всех рек, море замыкает и начинает большой круговорот воды в природе.

Мировой океан представляет собой грандиозный аквариум, в котором зародилась и продолжает развиваться органическая жизнь на Земле. С древних времен море занимало огромное место в жизни человека, в эпоху язычества обожествлялось людьми; у многих народов был особый бог моря — морской царь у славян, Посейдон у греков, Нептун у римлян.

Море неотразимо манит к себе человека. Вечно живущая, движущаяся, как бы дышащая масса воды, безбрежная даль, неудержимая мощь моря не забываются никогда. Даже зеркально гладкие и прозрачные воды моря, когда оно спокойно, никогда не прекращают движения. Поверхность колышется, волна набегает на берег, перекатывает обломки пород, и всюду видна жизнь. Но разбушевавшееся море в непогоду поражает своей энергией и мощью. Бесконечной чередой обрушаются на берег громадные валы волн, которые ворочают камни, подрезают берега и уносят тысячи, миллионы тонн продуктов разрушения на многие сотни километров.

Огромный вклад в изучение морей и океанов внесли исследования, проводимые на научно-исследовательских судах, подводных лодках, необитаемых и обитаемых аппаратах, космическая съемка рельефа дна методом спутниковой альтиметрии. Важное значение в изучении геологии океанов играют геофизические методы, в основном сейсмоакустическое профилирование и магнитная съемка, позволяющие судить о характере залегания пород до глубин 15–20 км.

В последнее 30-летие огромную роль в познании геологического строения дна океанов сыграло глубоководное бурение, проводившееся с 1968 г. американским буровым судном «Гломар Челленджер», которое представляло собой уникальный морской институт. Максимальная глубина пробуренных скважин этого судна около 2 км при глубине океана более 7,5 км. Поднималось 90 % и более ненарушенного керна, где были сохранены все газы и даже бактерии.

Изучение керна позволило делать выводы о составе и распределении осадков и пород, тепловом потоке на дне океана, получить данные для построения палеомагнитных реконструкций дна океана (рис. 13 на цветной вклейке) и многое другое.

С 1974 г. исследования на этом судне, а с 1990-х гг. и на судне «ДЖОЙДЕС резолюшен» проводятся в рамках Международного проекта глубоководного бурения, где принимают участие и известные российские ученые.

Собранный огромный материал по геологической деятельности морей и океанов, включая данные последних исследований буровых судов «Гломар Челленджер» и «ДЖОЙДЕС резолюшен», позволяет в са-

мой общей форме сформулировать современные представления о геологическом строении и развитии океанского дна.

Мировой океан составляет основную часть гидросферы (около 94 %), которая наряду с литосферой участвует в строении поверхности нашей планеты. Из 510 млн км² поверхности Земли на долю морской поверхности приходится 361 млн км², то есть более 70 %.

Объем воды в морях и океанах огромен и составляет 850 млн км³ или 0,13 % от общего объема земного шара. Если бы материки опустились в воду и земной шар равномерно покрылся морем, то глубина океана и тогда составила бы приблизительно 3 км.

В рельефе дна океанов выделяют три крупные геоморфологические единицы: подводная окраина материков, ложе Мирового океана и срединно-оceanские хребты (СОХ) (рис. 10.43). Средняя глубина океанов – 3,8 км, максимальная глубина – 11,034 км (желоб Челленджер – часть Марианского желоба).



Рис. 10.43. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б)

По данным геофизиков, граница между континентальной и океанской корой не совпадает с береговой линией, а проходит у подножия подводной континентальной окраины. Таким образом, около 25 % континентальной коры находится под уровнем моря. Самым крупным и глубоким является Тихий океан, он покрывает 1/3 поверхности Земли.

Подводные окраины материков

Подводные окраины материков, или континентальные окраины, представляют собой переходные зоны от континента к океану и делятся на три типа – *пассивный* (атлантический), *активный* (тихоокеанский) и *трансформный*.

Ниже приведена краткая характеристика континентальных окраин; более детальное их описание, в связи с важностью проблемы и необходимостью осветить ее с разных сторон в практическом и теоретическом отношении, дается в главе 12.

Пассивные континентальные окраины атлантического типа окаймляют Северный Ледовитый океан, Норвежское море, Северное и Южное побережья Атлантического океана, значительную часть Индийского океана и в основном Антарктиду. В рельефе этих окраин выделяются: шельф, континентальный (материковый склон), континентальное (материковое) подножие (рис. 10.44).

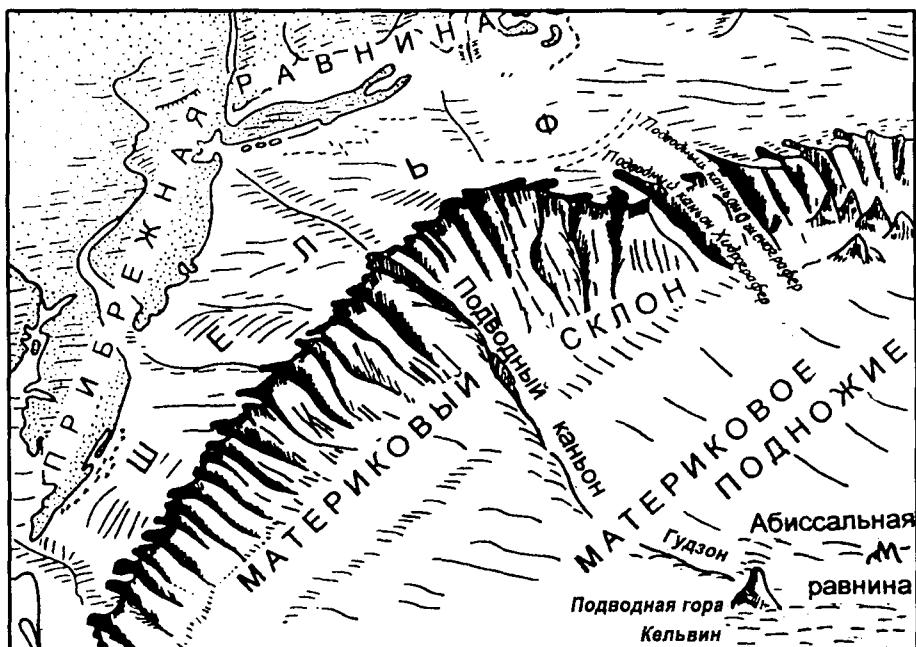


Рис. 10.44. Атлантическая подводная окраина Северной Америки: шельф, материковый склон с каньонами и материковое подножие

Шельф представляет собой продолжение материка под морем от береговой линии до крутого перелома профиля дна к континентальному склону, называемому бровкой, или внешним краем шельфа. Шельф занимает около 7 % площади дна Мирового океана. Средняя глубина бровки 180–200 м, а местами достигает 500 м и более (шельф Антарктиды) или уменьшается до 50–60 м.

Ширина шельфа наибольшая там, где он примыкает к материковым равнинам, например шельф Атлантического побережья Северной Америки и Европы, Северного Ледовитого океана, где ширина его достига-

ет 1000–1300 км, наиболее узок (несколько десятков километров) там, где он граничит с горными сооружениями (западное побережье Северной и Южной Америки).

Шельф является затопленной океаном частью континента и представляет собой в рельефе и геологическом отношении продолжение прилегающих к океану участков суши.

Континентальный склон располагается за внешней бровкой шельфа, после резкого перегиба, на глубине от 100–200 м до 2000–2500 м и более. Представляет собой неширокий, относительно крутой склон.

Характерной формой рельефа континентального склона являются *подводные каньоны* (рис. 10.45), представляющие собой глубоковрезанные в континентальный склон от сотен метров до 1 км поперечные V-образные долины, шириной на уровне бровок от 1 до 10–15 км.

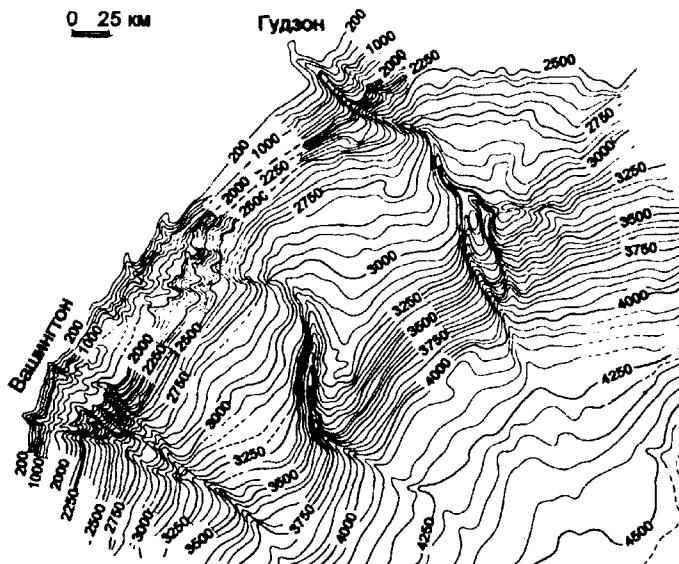


Рис. 10.45. Участок материкового склона, изборожденного каньонами (атлантическая подводная окраина Северной Америки)

Многие каньоны начинаются близ устьев современных рек (Гудзон, Конго, Амазонка, Инд и др.), пересекают шельф, континентальный склон и заканчиваются на материковом подножии, а наиболее крупные достигают ложа океана до глубины 4–5 км.

Длина каньонов десятки и сотни километров. Каньон Конго имеет длину около 270 км. Большинство исследователей связывают образование подводных каньонов с подводной эрозией мутьевых потоков, представляющих собой сток по дну воды, насыщенной обломочным материалом,

глинистой мутью. Эти потоки обладают большей плотностью, чем морская вода без взвесей, и проносятся с большой скоростью вдоль каньонов, разрушая дно и склоны, формируя в устье конусы выноса. Образование мутьевых потоков может быть связано с землетрясениями, цунами, с подводными обвалами и оползнями, с выносом обломочного материала с суши во время катастрофических паводков. Заложение первоначальное, особенно крупных каньонов, связывают с разрывными нарушениями, расположеннымими вкрест простирания континентального склона. В. Е. Хайн (1973) связывает образование континентального склона с краевыми разломами оксанов.

Как уже отмечалось, геофизики *вдоль континентального склона* проводят границу между океанской и континентальной корой.

Континентальное (материковое) подножие представляет собой пологий наклонную в сторону океана, обычно слабоволнистую равнину, окаймляющую основание континентального склона полосой шириной от 200 до 1000 км и более на глубинах от 2000–3000 м (верхняя граница, у основания континентального склона, находится на глубине до 4000 м, местами до 5000 м, нижняя граница — у ложа океана). В верхней части подножие имеет уклон 1–2°, а при переходе ко дну абиссальных равнин уменьшается почти до горизонтального.

Континентальное подножие сложено толщей осадков мощностью *несколько километров*, накопившихся за счет подводных оползней со склонов и главным образом за счет сноса большого количества обломочного материала по подводным каньонам мутьевыми потоками. В устье подводных каньонов в результате падения скорости мутьевых потоков вследствие уменьшения угла наклона дна происходит разгрузка наносов и формируются глубоководные *конусы выноса (фены)*. Соединяясь с соседними конусами выноса, они образуют обширные аккумулятивные шлейфы, постепенно переходящие в абиссальные котловины. В некоторых конусах выноса хорошо выражены желоба и прирусловые валы.

Активные континентальные окраины тихоокеанского типа характеризуются более сложным переходом от континента к океану. Здесь океан отделяют от континента глубоководные котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба.

Котловины окраинных морей — это обширные депрессии изометричной или овальной формы с плоским или холмистым рельефом дна (Охотское, Берингово, Японское, Восточно- и Южно-Китайское моря). Глубина их достигает 3–5 км и более (Филиппинская котловина — до 6 км).

Островные дуги представляют собой крупные горные сооружения, подводные или выступающие над водой в виде островов часто дугообразной формы высотой от 4,5 до 6,5 км над дном глубоководных котловин. Протяженность их от 1–2 до 4 тыс. км.

Глубоководные желоба тесно связаны с островными дугами, сопряжены с ними, протягиваются вдоль внешних склонов дуг. Это узкие, местами почти ущелья, шириной 100–120 км, глубокие, большой протяженности впадины. Они напоминают «надрезы в теле Земли» (Кеннет, 1987).

Почти все желоба находятся в западной части Тихого океана. Вдоль юго-восточного побережья Тихого океана у берегов Южной Америки в переходной зоне имеется только один элемент — Перуанско-Чилийский глубоководный желоб, сменяющий горные сооружения Анд, отчего этот редуцированный тип перехода получил название *андский*.

Активные континентальные окраины тихоокеанского типа от пассивных окраин атлантического типа отличаются высокой тектонической активностью, проявляющейся в молодом вулканизме, землетрясениях, тектонических деформациях, резко расчлененном рельефе островных дуг и глубоководных желобов.

Трансформные континентальные окраины имеют небольшое распространение и связаны с разломами, простирающимися вдоль берега материка или островов (см. главу 12).

Ложе Мирового океана

Располагается на глубине 3–4 до 6 км и занимает более 50 % площади океана. В его рельефе выделяются: абиссальные (от греч. «абиссос» — бездна) равнины и абиссальные подводные холмы и горы.

Абиссальные равнины занимают значительную часть площади океана и представляют собой обширные плоские или холмистые котловины глубиной 2–3 км в Атлантическом и более глубоководные (6,5–6,9 км) в Тихом океане.

Подводные холмы встречаются между абиссальными котловинами, возвышаясь над ними не более чем на 1000 м. В большом количестве они распространены во всех океанах, особенно в Тихом океане, где занимают 80–85 % площади ложа (Кеннет, 1987).

Подводные горы высотой более 1000 м разбросаны поодиночке или вытянуты в виде рядов по ложу океана. Большинство из них представляют собой подводные вулканы конической формы. В Тихом океане таких гор тысячи. Они образуют подводные цепи, иногда поднимающиеся над водой в виде вулканических островов (Гавайские острова).

Среди подводных вулканических хребтов встречаются горы с уплощенными вершинами — *гайоты* (*гийоты*), или столовые горы, находящиеся на глубине 2–2,5 км. Плоская поверхность их образовалась в надводных условиях в результате абразионных процессов; в последующем тектонические движения привели к погружению их на глубину. На поверхности гайотов встречаются коралловые рифы, мелководные осадки со следами деятельности волн.

Гайоты установлены во всех океанах, но особенно их много в Тихом океане, где через его центральную часть в северо-западном направлении протягивается их огромный пояс.

Срединно-океанские хребты (СОХ)

Проходят через все океаны (рис. 10.46). Общая протяженность их (с ответвлениями) около 80 тыс. км. Они образуют пояс, который протягивается от азиатского шельфа через Северный Ледовитый океан, пересекает с севера на юг Атлантический океан, огибая Африку, заходит в Индийский океан, где разделяется на две ветви. Одна ветвь протягивается на северо-запад до Аденского залива (где соединяется с межконтинентальным и континентальным рифтами), другая, огибая с юга Австралию, продолжается в юго-восточной части Тихого океана, а далее вплотную примыкает к материку Северной Америки. Высота СОХ над дном океана 1–3, иногда до 4 км, ширина — до 2–3 тыс. км.

Срединно-Атлантический хребет простирается вдоль Атлантического океана и делит его на две почти равные части. Вдоль оси хребта протягивается четко выраженная срединная (или центральная) рифтовая долина, ограниченная от окаймляющих ее гребней и гряд разрывными нарушениями. Дно долины опущено на глубину 3–4 км и более, в ряде случаев даже ниже дна океанского ложа. Ширина ее между окружающими хребтами 30–60 км. Отдельные участки хребта возвышаются над уровнем океана (Исландия).

Южно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский хребты значительно шире Срединно-Атлантического, отличаются менее расчлененным рельефом и называются обычно поднятиями. Южно-Тихоокеанское поднятие простирается почти широтно в Южной части Тихого океана, а Восточно-Тихоокеанское — смещено к юго-восточной части океана, материку Южной Америки. Высота его относительно небольшая, 1–2,5 км, ширина достигает местами 4 тыс. км. В осевой части не наблюдается заметной рифтовой долины.

Срединно-океанские хребты вкрест их простириания пересекают (через 50–100 км) *трансформные разломы*. Иногда они выходят за пределы СОХ на дно океанических котловин, простираются до континентальных окраин и даже имеют свое продолжение на континентах (магистральные, по В. Е. Хайну). Некоторые разломы достигают длины 3,5 тыс. км, вертикальная амплитуда их от 100 до 4000 м, а гребень Срединно-Атлантического хребта вместе с рифтовой долиной местами смещен по горизонтали почти на 4 тыс. км. Вдоль трансформных разломов происходят, наряду со сдвигами, раздвинги и надвиги. В рельефе эти разломы выражены глубокими желобами (океанские троги).

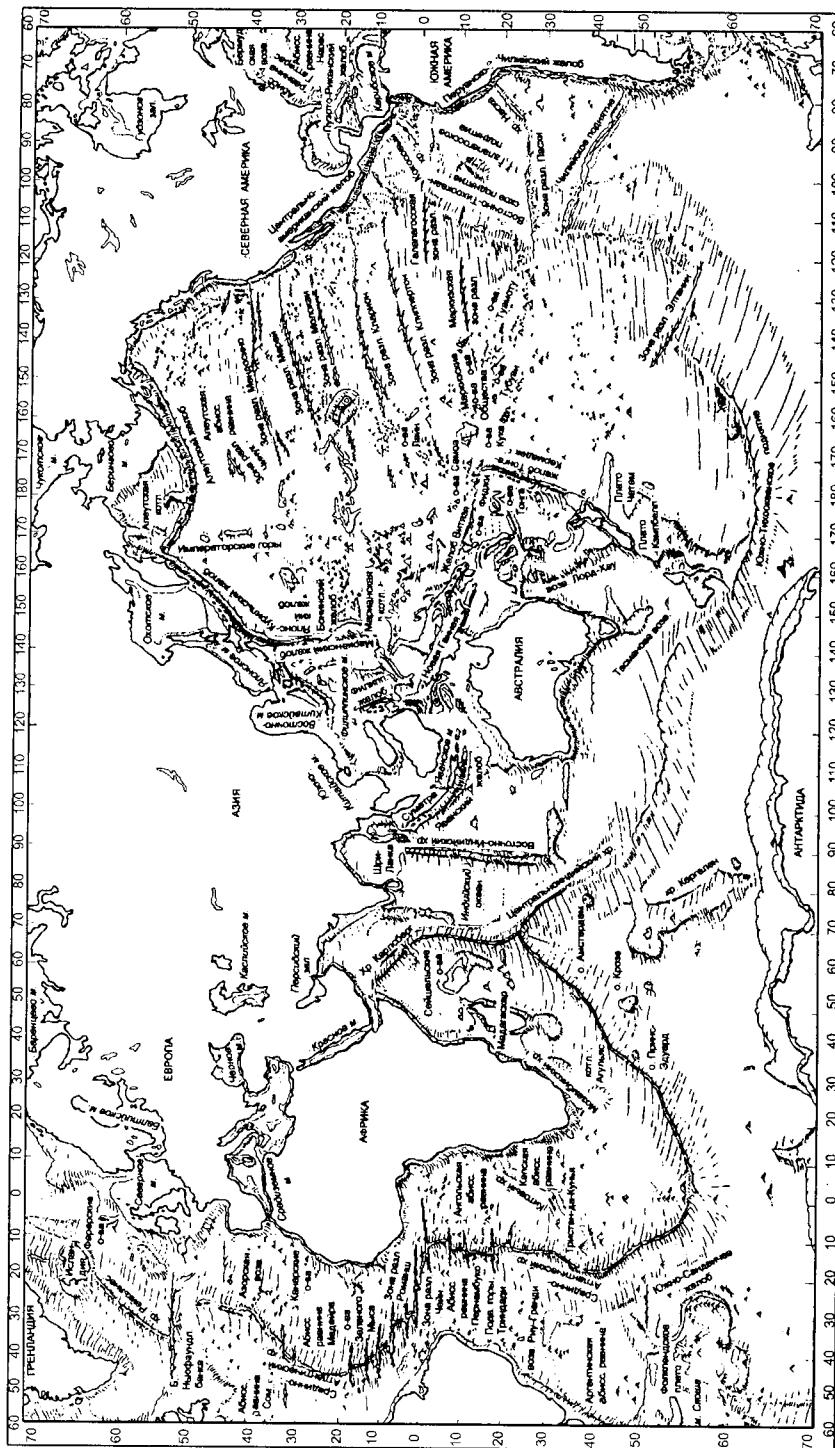


Рис. 10.46. Физическая карта Мирового океана; Меркаторская проекция; масштаб 1 : 101 000 000 (публикуется с разрешения Hubbard Scientific Company)

Срединно-Атлантические хребты, особенно осевая рифтовая зона в трансформных разломах, отличаются высокой тектонической активностью, интенсивными землетрясениями, мощным молодым вулканизмом и гидротермальной деятельностью.

Вода морей и океанов

Морская вода отличается характерными физико-химическими свойствами: соленостью, химическим составом, газовым режимом, температурой, давлением и плотностью, содержит в среднем 34 г солей на литр, то есть 34 промилле (‰) (пресная вода — до 1 ‰, солоноватая — до 30 ‰, соленая — более 30 ‰), на вкус соленая или горько-соленая. В ней содержатся пять главных солей: хлориды (NaCl — 77,8 % всего солевого состава, KCl — 2 %, MgCl_2 — 9,3 %) и сульфаты (MgSO_4 — 6,6 %, CaSO_4 — 3,5 %). В пресной воде преобладает CaCO_3 (80 %), в морской воде карбонаты составляют всего 0,56 %.

В морской воде обнаружено до 40 различных элементов, многие из которых содержатся в незначительном количестве. Состав вод внутренних морей (Каспийского, Мертвого и др.) отличается от состава вод океанов большим содержанием CaCO_3 , MgCl_2 и других солей,носимых водами с суши.

Всего в воде океанов и морей растворено столько солей, что если бы они осели на дно океана, то образовали бы слой мощностью 50 м. На глубине в океанах соленость воды почти постоянна, тогда как на поверхности от испарения воды или от приноса реками пресной воды она колеблется от 38,9 до 34 %. Особенно сильны колебания солености в полузамкнутых морях. Так, в Каспийском море соленость равна 12–15 ‰, а близ впадения Волги — всего 3–5 ‰; в Черном море — 17 ‰ на поверхности и 22,6 ‰ на глубине.

На солевой состав океанской гидросферы оказывают влияние реакции между морской водой и породами дна океанов.

Газовый режим. В морской воде растворены различные газы, главнейшими из которых являются кислород, углекислый газ и иногда сероводород. Кислород поступает в основном из атмосферы, а также за счет процесса фотосинтеза зеленых растений, при котором кислород освобождается и растворяется в морской воде. Содержание его колеблется в связи с изменением температуры, давления, солености, активности течений и др. При повышении температуры растворимость кислорода в воде понижается. Максимальное его количество в поверхностном слое содержится в холодных водах полярных широт, минимальное — в тропиках.

Углекислый газ, как и кислород, попадает в морскую воду из атмосферы и выделяется населяющими водоем живыми организмами.

Содержится CO_2 как в виде свободного газа, растворимого в воде, так и в химически связанном виде в составе карбонатов и бикарбонатов. Количество свободного CO_2 влияет на содержание их в морской воде, то есть на растворение или осаждение карбонатов. Содержание CO_2 , так же как и O_2 , зависит от температуры. Более холодные воды высоких широт и больших океанических глубин обогащены CO_2 , что приводит к превращению карбоната в растворимый бикарбонат, то есть карбонатные осадки растворяются. В приэкваториальных зонах и в верхней прогретой толще воды CO_2 меньше, так как происходит выделение его в атмосферу.

На больших глубинах, 4000–5000 м, в зависимости от климатической зоны (в высоких широтах выше, в низких — ниже) установлен определенный уровень, ниже которого не существует карбонатных отложений.

Сероводород обычно в морской воде отсутствует, поскольку он быстро окисляется. Однако в водоемах с аномальным газовым режимом, где отсутствует свободный кислород, много углекислого газа, где нет активного перемешивания вод и в изобилии присутствует органическое вещество, H_2S может накапливаться в значительных количествах. Приток большого количества речных вод опресняет верхние толщи морской воды, а в нижних скапливаются воды соленые и тяжелые, что затрудняет вертикальную циркуляцию и приводит к сероводородному заражению на глубине. Примером такого водоема является Черное море, где недостаток кислорода на глубине ниже 200 м вызывает восстановительные процессы, в результате которых анаэробные бактерии восстанавливают сульфаты до образования сероводорода. С глубиной сероводородное заражение увеличивается в связи с обогащением донных осадков осевшими на дно органическими остатками. Сероводородное заражение отмечается в Южной впадине Каспия и в Готландской впадине Балтийского моря.

В тепловом балансе океана температура, в основном поверхностного слоя воды, зависит от солнечной радиации и связана с климатической зональностью. Линии равных среднегодовых температур — изотермы — в северном и южном полушариях в общем следуют широтно, в соответствии с климатическими поясами и отражают изменение температуры от 28 °C и более близ экватора до −2 °C в полярных областях (рис. 10.47). Местами эта картина изменяется в связи с теплыми или холодными течениями.

Для океана типична трехслойная структура. Верхняя, наиболее прогретая толща воды за счет волнения и процессов конвекции перемещивается с подстилающими слоями воды, остается относительно более теплой. Это так называемый *деятельный слой*. В среднем толщина деятельного

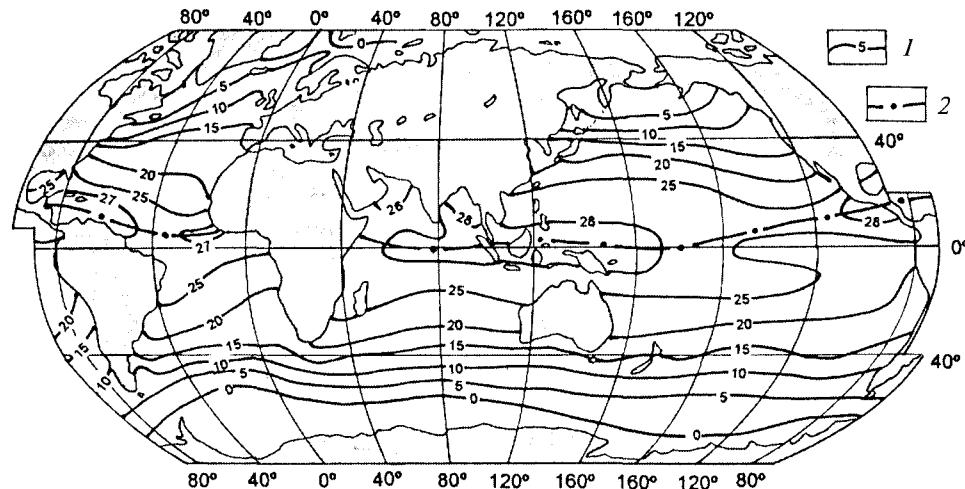


Рис. 10.47. Карта среднегодовой температуры поверхности Мирового океана:
1 — изолинии равных среднегодовых температур поверхности слоя, °С;
2 — положение термического экватора

слоя составляет 60–200 м и зависит от амплитуды сезонных колебаний, температуры и активности перемешивания. Под ним располагается *термоклин* — слой резкого понижения температуры до 8–10 °С, который прослеживается до глубины 200–400 м в тропиках и 1000–1500 м в субтропиках. Ниже термоклина температура понижается более плавно до плюс двух, а в полярных странах — ниже нуля (до –2 °С) на дне океана.

Давление морской воды увеличивается с глубиной бассейна на каждые 10 м столба воды на 1 атм и достигает максимальной величины в глубоководных впадинах (1000 атм на глубине 10 км). Плотность меняется в зависимости от температуры и солености, а также характеризуется широтной зональностью. При этом на поверхности океана влияние температуры преобладает. Наибольшая плотность отмечается в холодных водах полярных областей, достигая 1,027 г/см³, а в жаркой приэкваториальной зоне снижается до 1,022 г/см³. С увеличением солености плотность морской воды возрастает. С глубиной в связи с ростом давления и понижением температуры плотность воды увеличивается. Более плотная (тяжелая) вода располагается в глубоких котловинах ложа Мирового океана и в глубоководных желобах.

Движение воды морей и океанов

Мировой океан представляет собой одну из наиболее динамичных сред на планете. Воды морей и океанов находятся в *постоянном движении*, которое разнообразно по своему происхождению: волновые дви-

жения под действием ветра, морские течения, приливы и отливы, гигантские волны — цунами.

Волновые движения развиваются на поверхности воды и возникают под действием и по направлению ветра. Частицы воды на поверхности глубокого моря под действием энергии ветра двигаются по замкнутым круговым орбитам, диаметр которых с глубиной быстро уменьшается (рис. 10.48). Наивысшее положение частиц воды на волне называется *гребнем*, или вершиной, волны, а низшее положение — *ложбиной*, или подошвой, волны. Расстояние между двумя гребнями (или подошвами) составляет *длину волны*, а расстояние от гребня до подошвы по вертикали — *высоту волны*. Высота волны при сильных штормах может достигать 15–20 м, а длина 200 м.

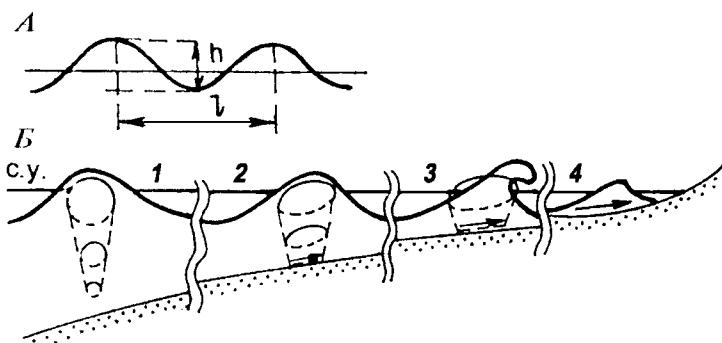


Рис. 10.48. Характеристика волн. *A* — профиль волны (l — длина волны, h — высота волны); *Б* — внутреннее строение волны: 1 — на глубоком открытом море; 2 — на мелководье; 3 — в момент разрушения (опрокидывания гребня волны на мелководье); 4 — прибойный поток; с. у. — средний уровень моря (по В. П. Зенковичу)

Волновые движения с глубиной затухают и уже на глубине, равной половине длины волны, волнение практически прекращается. При движении к прибрежным участкам моря, где глубина его меньше глубины волновых движений, ветровые волны преобразуются в волны мелководья. Вместо круговых, характерных для открытого моря, орбиты становятся эллипсоидальными и по мере удаления от поверхности становятся все более плоскими. Частицы воды в придонном слое совершают уже не вращательные, а возвратно-поступательные движения (к берегу и от него). Наряду с деформацией орбит происходит изменение и поперечного профиля волны — передний склон волны становится круче, а задний вы полаживается. Когда волна достигает критической глубины, равной ее высоте, фронтальный склон волны на какой-то момент становится вертикальным, затем происходят на висание, закручивание и опрокидывание (обрушение) гребня. Такой

тип разрушения волн называют *прибоем*. С прибойными волнами связана основная разрушительная деятельность моря, или *абразия* (от лат. *abradere* — соскабливаю). Продукты абразии поступательными движениями волн перемещаются к берегу, и при небольших углах его наклона происходит их накопление — *аккумуляция*.

Морские течения представляют собой движения огромных масс воды, возникающие под влиянием нескольких факторов — господствующих ветров, различной плотности морской воды, зависящей главным образом от температуры и солености, а также центробежной силы и отклоняющей силы вращения Земли (сила Кориолиса). Различают группы постоянных и временных течений. Временные течения вызываются *пассатами* — сильными устойчивыми ветрами, круглый год дующими в тропиках вдоль экватора с востока на запад. Под действием пассатов образуются северное и южное пассатные течения по обе стороны от экватора в Тихом и Атлантическом океанах (в Индийском океане имеется только южное пассатное течение), совпадающие примерно с направлением пассатов.

Для компенсации переносимой пассатными течениями массы воды возникают *экваториальные противотечения*, направленные с запада на восток и разделяющие северную и южную ветви пассатных течений. Океанские воды, направляемые пассатными течениями, при столкновении на западе с континентами отклоняются на север и на юг и дают начало теплым течениям — Гольфстрим (северное полушарие) и Бразильское (южное полушарие) в Атлантике, Курасао и Восточно-Австралийское соответственно в Тихом океане.

На востоке возникают холодные компенсационные течения — Канарское и Бенгельское в Атлантическом океане, Калифорнийское и Перуанское — в Тихом.

Постоянные западные ветры умеренных широт вызывают образование постоянных течений с запада на восток — Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское в северном полушарии и гигантское Антарктическое *циркумполярное* течение на 50-х широтах южного полушария. Скорость постоянных течений достигает 1,1–1,5 м/с и увеличивается к экватору до 3 м/с. Некоторые постоянные мощные течения, например Гольфстрим, несут очень большой объем воды, превышающий объем воды таких крупных рек, как Амазонка или Миссисипи. У берегов Флориды Гольфстрим переносит до 26 м³/с. Ширина его более 170 км при скорости на поверхности до 3–6 узлов (рис. 10.49).

По глубине различаются морские течения поверхностные (250–750 м), промежуточные (до 2–2,5 км), глубинные (до 4–5 км) и еще глубже — придонные. Глубинные течения имеют обычно компенсационное происхождение. С глубиной скорость течений снижается — на глубине 500 м в 3–4 раза, а в придонных водах до 10 раз. Потоки вод, которые затраги-

вают в основном глубинные и придонные водные толщи, связаны с перемешиванием вод различной температуры, солености и плотности (тепловая и гравитационная конвекция). В полярных областях охлажденная вода, особенно в осенне-зимнее время, опускается вниз, образует нисходящие вертикальные потоки. В экваториальной области интенсивно нагретая вода, наоборот, приводит к активному образованию восходящих потоков. В умеренных широтах глубинные конвективные течения направлены в сторону экватора, а поверхностные — к полюсам.

В районе Гренландско-Шотландских островов и подводных барьеров, отделяющих Атлантику от Северных морей, обнаружен *исполинский подводный поток*. Холодные воды полярных морей огромной рекой низвергаются по уступам подводных порогов в глубины Атлантического океана. Перепад высот достигает 3 тыс. м. Ученым удалось установить, что объем потока в несколько раз превышает сток всех рек земного шара. Несомненно, этот водопад существенно влияет на глубинную циркуляцию вод Атлантического океана.

С периодическими ветрами (муссоны и бризы) связаны временные течения, которые меняют свое направление с сезонной и суточной периодичностью. Развитые главным образом в тропических областях *муссонные течения* зимой, когда барический максимум располагается над сушей, направлены в сторону моря, а летом — наоборот (см. рис. 10.49). *Бризовые течения* днем направлены к суще, которая разогревается сильнее, а ночью — к морю.

Постоянные и периодические поверхностные и придонные морские течения производят большую геологическую работу в океанах и морях. Они взмучивают и перемещают значительное количество обломочного материала, захватывают и перетранспортируют обитающих в водах различных животных и растительные организмы.

Приливы и отливы. Периодические колебания уровня воды в море или океане, называемые приливами и отливами, вызваны притяжением Луны и в меньшей степени Солнца. Приливные волны достигают наибольшей высоты, когда Луна и Солнце находятся на одной прямой с Землей (в новолуние и полнолуние) и оказывают на нее совместное действие (рис. 10.50). Такие приливы называют *сизигийными*.

Высота волны становится минимальной, если Земля находится в вершине прямого угла, образуемого направлениями на Луну и Солнце (в первую и третью четверть Луны), и воздействие их на Землю компенсируется — это *квадратурные приливы*. Теоретически величина сизигийного прилива почти в три раза больше величины квадратурного. Когда Луна находится непосредственно над экватором, то есть имеет нулевое склонение, возникают *полусуточные приливы*. Даже незначительное отклонение Луны от этого положения вызывает *суточные приливы*.

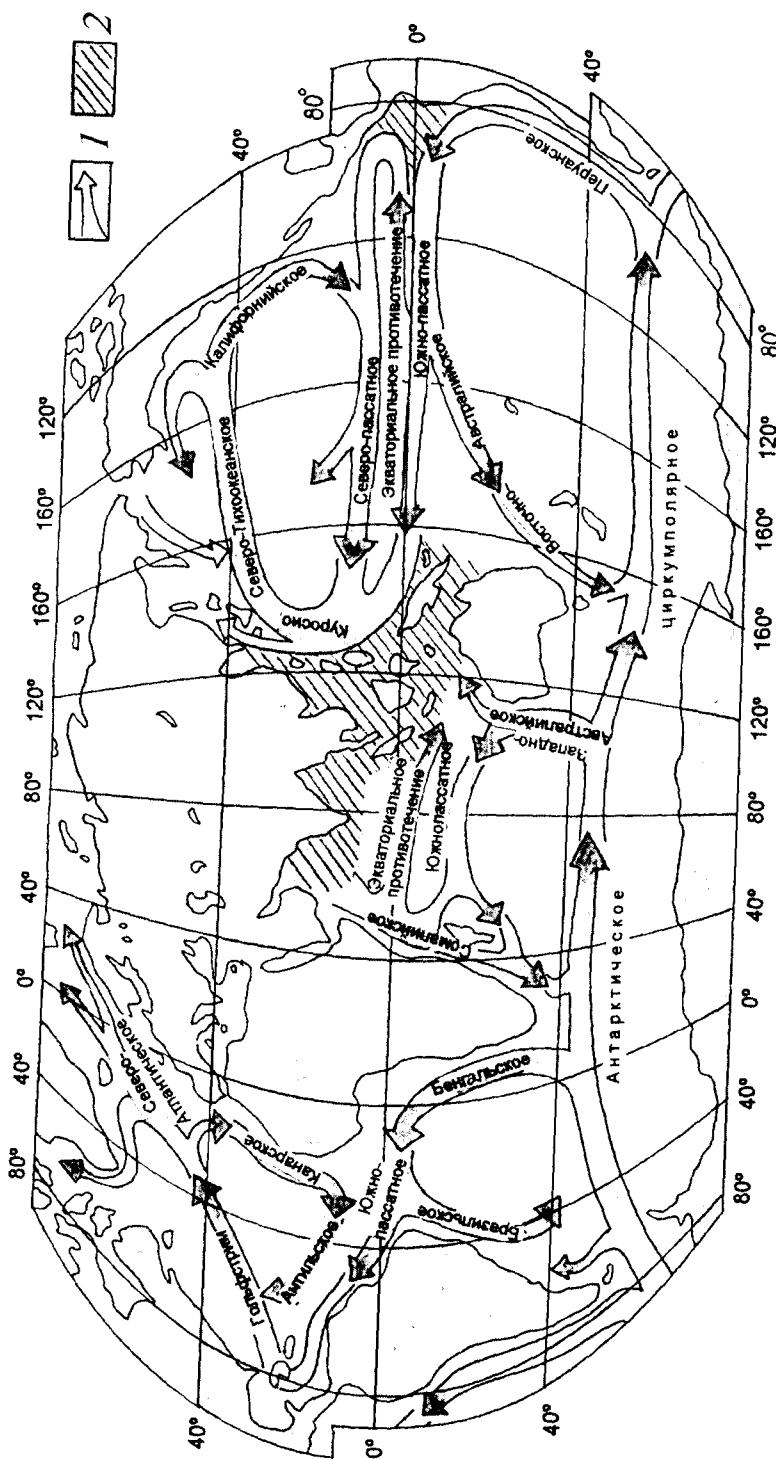


Рис. 10.49. Карта основных постоянных течений Мирового океана:
1 — направления течений; 2 — районы распространения тропических муссонов

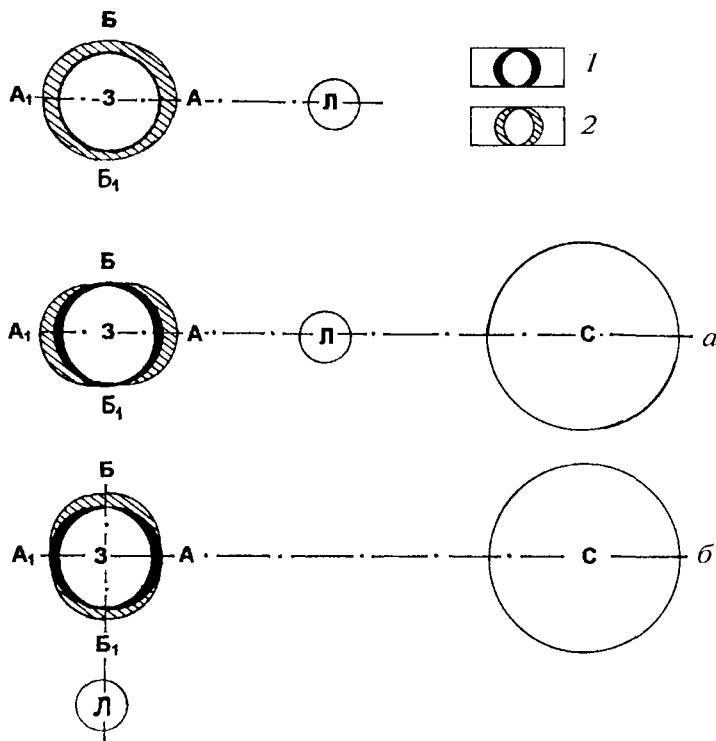


Рис. 10.50. Схема возникновения приливов и отливов: 1 — солнечный прилив; 2 — лунный прилив; С — Солнце; Л — Луна; З — Земля; а — взаимное расположение Земли, Луны и Солнца в сизигии; б — в квадратуре

В открытом океане приливно-отливные колебания уровня воды почти незаметны, а при приближении к берегу высота *приливной волны* достигает *нескольких метров*. Наиболее высокий подъем уровня воды характерен для заливов, проливов, узких бухт открытого моря (Атлантическое побережье Канады — 18 м, Охотское море — около 12 м). Скорость волны может достигать 7–8 м/с. В некоторых районах приливы настолько высоки, что можно использовать приливную энергию (пролив Ла-Манш, Ирландское море, побережья Северной Америки и Австралии, отдельные участки Белого и Баренцева морей). Приливные движения почти не отмечаются во внутренних морях (Черном, Средиземном).

Приливно-отливные движения затрагивают всю толщу воды до глубоких придонных участков и поэтому играют важную роль в перемещении и распределении осадочного материала на дне морей и океанов.

Цунами. Это японское слово обозначает «большая волна в заливе», возникающая при больших подводных землетрясениях (более подробно см. параграф 9.2), крупных сбросовых явлениях на морском дне,

извержениях вулканов под водой и оползневых явлениях. Эти гигантские волны могут проходить по океану огромные расстояния со скоростью 500–800 км/час, воздействуя на дно на глубине более 1000 м и близ берегов, вследствие торможения, могут достигать высоты 20 и даже 35–40 м и проникают вглубь суши на большие расстояния. Цунами производят крупные разрушения береговых сооружений, взмучивание осадков, образование мутьевых потоков.

Животный и растительный мир океана

Распределен крайне неравномерно, что связано с температурой воды, ее соленостью, глубиной бассейна и другими обстоятельствами.

В океанах принято выделять две жизненные области: *бенталь* и *пелагиаль* (рис. 10.51).

Бенталь — это придонные области водоема, заселенные *бентосом*, то есть организмами, обитающими на дне морей или океанов. Среди них выделяют *подвижный* и *неподвижный бентос*.

К *подвижному бентосу* относятся морские звезды, морские ежи, моллюски, то есть организмы, которые ползают по дну, или зарываются в осадок, или всверливаются в твердый грунт.

Неподвижный бентос — растительные и животные организмы, прикрепленные ко дну, — кораллы, мшанки, губки, водоросли и др.

Пелагиаль — это вся толща воды, заселенная нектоном и планктоном.

Нектонные организмы — это активно передвигающиеся в воде животные. К ним относятся рыбы, водные пресмыкающиеся и млекопитающие, многие моллюски. *Планктонные организмы* держатся в воде во взвешенном состоянии, пассивно перемещаются под действием течений и волн.

Различают *зоопланктон* (животные организмы), к которым относятся простейшие одноклеточные — фораминиферы с известковой раковиной и радиолярии со скелетом из кремнезема, и *фитопланктон* (растительные организмы) — это многочисленные водоросли, в том числе диатомовые, заключенные в кремнистую скорлупу, и кокколитофориды с известковым панцирем. Все названные представители зоопланктона и фитопланктона имеют большое значение в осадконакоплении.

В пелагиали наиболее населен верхний слой воды мощностью 100–150 м, через который проникает солнечный свет, необходимый для жизнедеятельности организмов. К этому слою приурочено около 65 % всего планктона. На бентали наиболее обитаемы прибрежные районы дна, обычно до глубины 100–150 м, области шельфа. По мере удаления от берегов и увеличения глубины сокращается биомасса бентоса. Так, на шельфе, составляющем всего 7,6 % площади океана (*неритовая зона*), сосредоточено 60–80 % всей биомассы донной фауны, а на ложе океана, занимающем 76 % всей площади (*абиссальная зона*), всего 9–10 %.

Некоторые районы Мирового океана, приуроченные к зонам *апвеллинга* (устойчивого подъема глубинных вод), также отличаются высокой

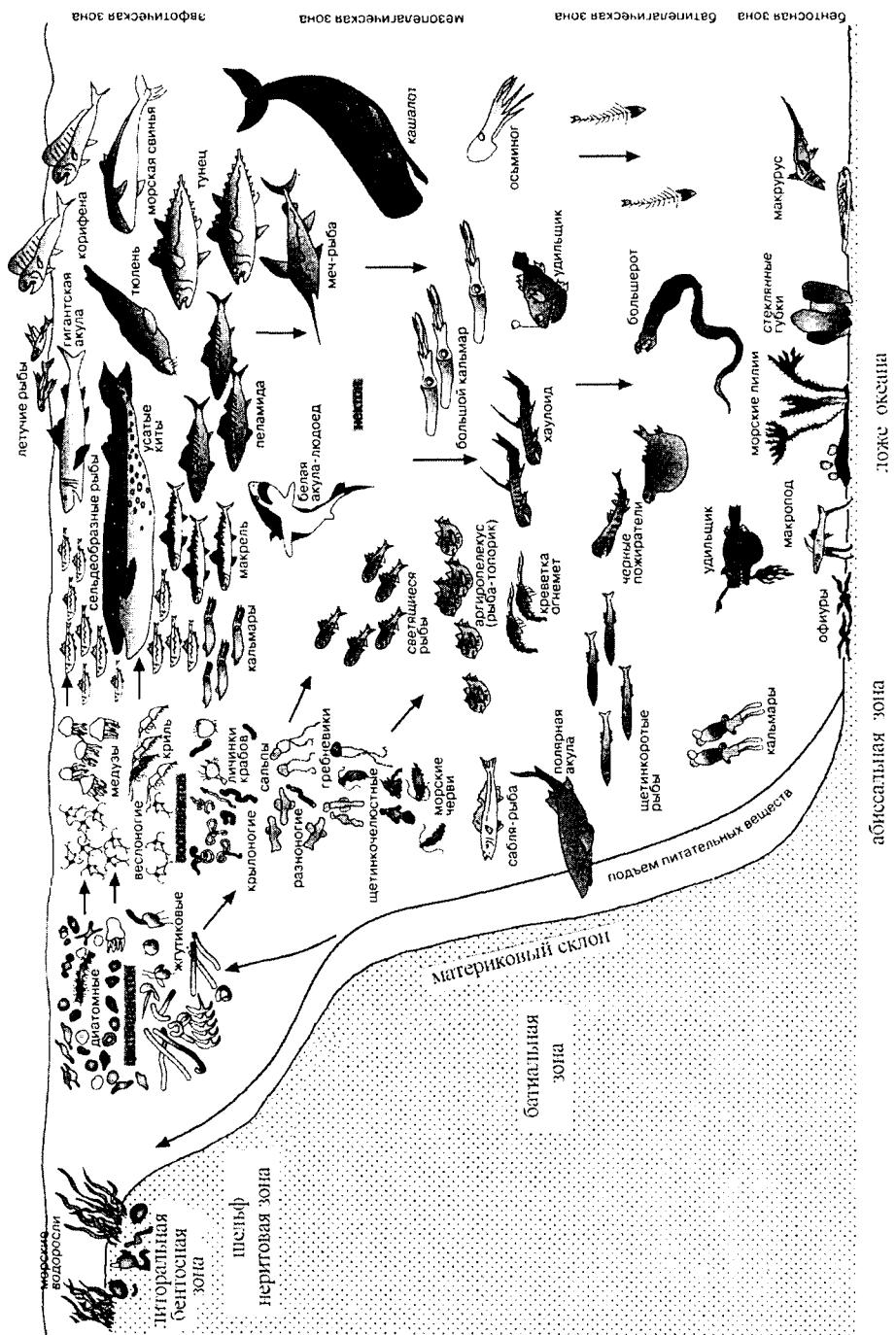


Рис. 10.51. Профиль океана и его обитатели

насыщенностью организмами. Наиболее интенсивные апвеллинги возникают в областях пассатной циркуляции.

Постоянно дующие в западном направлении ветры отгоняют от побережья теплую поверхностную воду, а на ее место из глубин океана поднимается холодная вода, богатая свежими биогенными элементами, потребляемыми фито- и зоопланктоном. Плотность популяции последних, ряда видов рыб, морских млекопитающих и птиц, здесь достигает максимальных значений. Это огромные по протяженности (сотни и даже тысячи километров), но узкие области вдоль континентальных окраин, где наблюдаются мощные холодные пограничные течения — Перуанское и Калифорнийское в Тихом, Канарское и Бенгальское в Атлантическом океане, Западно-Австралийское в Индийском океане.

Животные и растительные организмы в ходе жизнедеятельности и при отмирании играют *большую роль в геологической жизни океана*:

- накопление рыхлого осадочного материала из известковых или кремнистых скелетов и покровных частей различных организмов;
- образование рифовых известняков из коралловых рифовых построек;
- раздробление и разрыхление горных пород «камнеточками»;
- переработка доных грунтов в результате пропускания их через пищеварительный тракт, когда утрачивается их первоначальная слоистость и приобретается комковатая — *кармолитовая структура*.

Морские берега

В зависимости от величины уклона дна подводного берегового склона (полоса морского дна, примыкающая к берегу и подвергающаяся воздействию волн и прибрежных течений) *морские берега* отличаются своим развитием и формированием характерных форм рельефа. Известный исследователь морфологии и динамики морских берегов В. П. Зенкович выделяет *абразионный* и *аккумулятивный типы берегов*. Величина уклона подводного берегового склона определяет расход энергии волн, отчего берег развивается либо как абразионный, либо как аккумулятивный. *Абразионные* берега отличаются активной разрушительной деятельностью, *аккумулятивные* — значительным накоплением обломочного материала.

Абразионный тип берегов формируется при крутых уклонах ($> 0,25$) подводного берегового склона (*приглубый берег*), когда ширина прибрежного мелководья мала и волны, проходя над ним, мало расходуют свою энергию на трение о дно. В результате волны, имея еще большой запас энергии, доносимой до берега, с большой силой обрушаиваются на него и производят интенсивное разрушение. Давление волн во время шторма может достигать $30\text{--}70 \text{ т}/\text{м}^2$. Берега, сложенные *рыхлыми* песчаными и гравийно-галечными отложениями, абрадируются наиболее интенсивно, что приводит к образованию значительных наносов.



Рис. 10.52. Волноприбойная ниша (фото А. С. Ионина)



Рис. 10.53. Активный клиф с волноприбойной нишей
в Южном Приморье

На скальных крутых берегах, сложенных кристаллическими или крепкими осадочными породами, абразия протекает медленно, но в итоге приводит к образованию отчетливых абразионных форм. У линии уреза или выше, у уровня заплеска волн при прибое, в крепких породах вырабатывается волноприбойная ниша, над которой коренные породы нависают в виде карниза (рис. 10.52). По мере дальнейшей абразии ниша углубляется, нависающий карниз обрушиивается и образуется отвесная стенка абразионного уступа, называемая клифом (рис. 10.53).



Рис. 10.54. Столовый бенч на о-ве Шикотан

При дальнейшем разрушении береговой обрыв отступает в сторону суши, а волны, ударная сила которых увеличивается за счет образовавшихся при абразии обломков горных пород, разрушают и подводный склон ниже береговой линии. Перед подножием отступающего клифа в коренных породах образуется все расширяющаяся в сторону суши и слабо наклоненная к морю абразионная прибрежная площадка — *абразионная терраса*, или *бени* (рис. 10.54). Обломки горных пород под действием волн дробятся, окатываются и накапливаются в виде хорошо окатанной гальки, гравия и более крупных обломков, образуя между клифом и подводной абразионной террасой неширокую полосу *пляжа*. Пляж частично или полностью перекрывает надводную часть бенча. На абразионной площадке над водой иногда возвышаются остроконечные или столбообразные абразионные останцы крепких пород — *кекуры* (рис. 10.55).

Перемещаемый волнами обломочный материал не только окатывается, но и сортируется — более крупные обломки выносятся к берегу

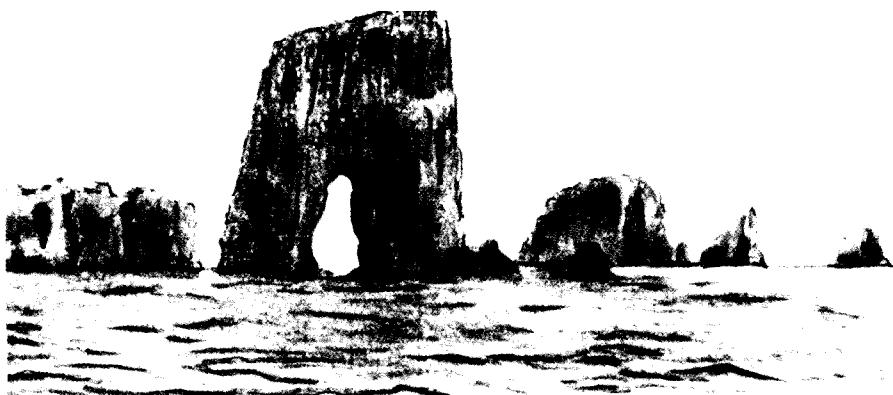


Рис. 10.55. Останцы-кекуры у абразионных берегов Южного Приморья

набегающими волнами, движущимися с большей скоростью, чем обратные волны, уносящие за нижний край бенча более мелкие обломки. Здесь формируется *подводная аккумулятивная терраса*.

Последующая деятельность моря приводит ко все большему отступлению клифа, расширению бенча и увеличению подводной аккумулятивной террасы, пологая поверхность которой продолжает поверхность абразионной террасы (рис. 10.56). Профиль береговой зоны приближается к состоянию *абразионного профиля равновесия*, при котором в любой точке берегового профиля уже не происходят ни абразия, ни аккумуляция материала. Волны, подходя к берегу, растратывают свою энергию на преодоление трения о дно образовавшейся достаточно широкой полосы мелководья; абразия затухает и прекращается полностью. Оживление абразии может быть вызвано изменением уровня моря — повышением, связанным с наступлением моря на сушу, — *трансгрессия моря*, или понижением, отступлением моря — *ретрессия моря*. При трансгрессии моря увеличивается глубина бенча и абразионная деятельность возобновляется на новом, более высоком положении береговой линии; в результате ретрессии моря абразионная терраса оказывается выше уровня моря и возобновившаяся абразия приведет к выработке абразионной террасы на более низком уровне моря. Неоднократные ретрессии моря формируют несколько уровней *морских террас*.

Интенсивность разрушительной деятельности моря и характер выработанного при этом рельефа (клифа, бенча и других форм) зависят главным образом от состава и условий залегания пород, слагающих берег, и ряда других факторов.

Аккумулятивный тип развивается на *отмелых берегах*, где подводный береговой склон *пологий* (угол менее 0,25). В отличие от приглубых

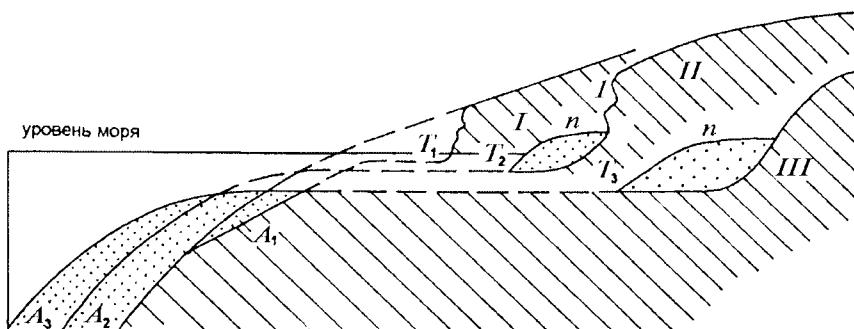


Рис. 10.56. Стадии развития абразионного типа морских берегов (по В. П. Зенковичу): I, II, III — различные положения отступающего абрадируемого морем берега; T₁, T₂, T₃ — абразионные террасы (бенчи), соответствующие стадиям развития берега; A₁, A₂, A₃ — различные стадии развития прислоненных подводных аккумулятивных террас; n — пляж; 1 — клиф; 2 — волниоприбойная ниша

крутых, интенсивно размывающихся берегов здесь происходит активное накопление обломочного материала и образование *аккумулятивных* форм. Набегающая волна за счет трения о дно на широкой полосе мелководья пологого склона теряет свою энергию, не доходя до уреза воды. Поэтому не происходит разрушения берегов, а, напротив, волнами перемещается к берегу большое количество обломочного материала и формируется широкий пляж.

Волны могут подходить к берегу в зависимости от направления ветра под прямым углом, и увлекаемый ими обломочный материал испытывает поперечное по отношению к берегу перемещение, или волны подходят под некоторым (косым) углом, тогда происходит продольное или вдольбереговое перемещение обломков.

При подходе волн к берегу в связи с их асимметричным строением отмечаются различные скорости прямых и обратных волновых движений и различные скорости поперечного перемещения обломков (рис. 10.57). Крутому переднему склону волны соответствует более быстрое движение воды к берегу, а пологому заднему склону соответствует более медленное обратное движение воды в сторону моря. Вследствие этого относительно более крупные обломки прямым потоком перемещаются к берегу, а обратным течением в сторону моря переносятся уже только более мелкие обломки. Между этими зонами преобладающего передвижения обломочного материала к берегу и в сторону моря находятся участки, где обломки пород будут перемещаться вверх и вниз по склону на одинаковое расстояние, испытывать колебательные движения, то есть в результате оставаться на месте. В этом случае они располагаются в *нейтральной точке*, совокупность которых вдоль подводного берегового склона образует *нейтральную линию*. Расположение нейтральной линии по отношению к берегу меняется и зависит от силы волнения, величины уклона дна, крупности обломков. В результате поверхность дна постепенно изменяется, пока не достигнет профиля равновесия, когда в каждой точке дна обломки будут испытывать колебательные движения.

Движения земной коры, изменение уровня моря, сильный шторм нарушают достигнутое равновесие, перемещение обломочного материала возобновится, пока не выработается новый профиль равновесия.

Характерными формами рельефа *аккумулятивных* берегов при поперечном перемещении обломочного материала являются *пляжи, береговые и подводные валы, бары*.

Пляжи на отмелых берегах, образованные прибойным потоком, обычно песчаные, нормального профиля, двусторонние, то есть имеют более пологий склон, обращенный к морю, и более крутой тыловый склон, разделенные гребнем. При резком преобладании прямых волновых скоростей над обратными на пляже в полосе прибоя формируется *береговой вал*. Вследствие неоднократных штормов возникает несколько раз-

личных по величине береговых валов, что приводит к наращиванию аккумулятивного берега и продвижению его в сторону моря.

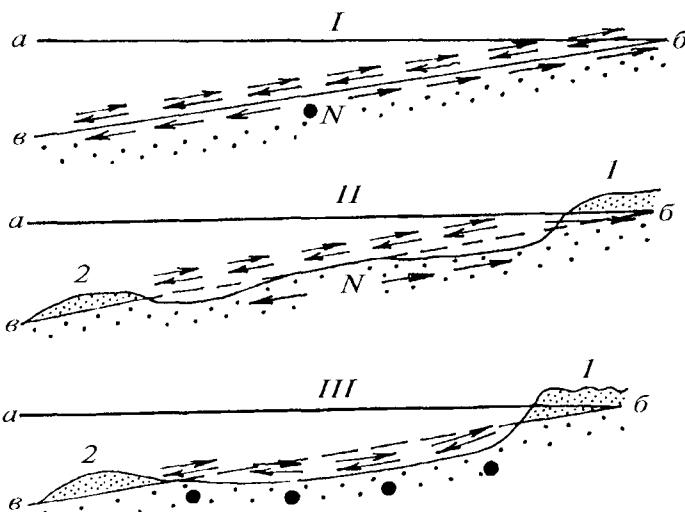


Рис. 10.57. Стадии развития аккумулятивного типа морских берегов (по В. П. Зенковичу). I, II, III — различные положения наступающего аккумулятивного берега; ab — уровень моря; бв — пологий подводный береговой склон; прямые (→) и обратные (←) волновые скорости; N — нейтральная точка; 1 — береговые валы; 2 — подводные валы

Подводные валы образуются в верхней части пологого подводного берегового склона и протягиваются в виде параллельных песчаных гряд на несколько десятков километров. По В. П. Зенковичу, подводные валы формируются на глубине, приблизительно равной двойной высоте волны, где происходит забуренивание волны и извлечение песка. Волны при этом теряют значительную часть своей энергии, и перемещаемый вверх песок сгружается, образуя вал. Песчаный материал, переносимый волнами выше уровня высокой воды, наращивает вал, обнаженный при низкой волне, и превращает его в *береговой бар*. Это обычно поднятые над уровнем моря крупные аккумулятивные формы, протягивающиеся параллельно общему направлению берега на многие десятки километров. Высота их достигает 10–25 м, включая подводную часть. Сложенены бары песчано-гравийным, местами ракушечным материалом. Бары часто отделяют от основного бассейна обширную мелководную часть моря, называемую *лагуной*. О происхождении баров существуют и другие представления.

При подходе волн к берегу не по нормали, а под некоторым углом на мелководье происходит продольное перемещение обломочного материала, вдольбереговое. Обломки при обратном движении перемещаются

не в направлении распространения волны, а описывают асимметричные кризы вдоль берега. В зависимости от очертаний береговой линии, величины угла подхода воли, блокировки берега островами или искусственными сооружениями при продольном перемещении обломков (часто в комбинации с поперечным перемещением) создаются различные аккумулятивные формы — косы, пересыпи, переймы, береговые аккумулятивные террасы и др.

Осадочный материал морей и океанов

Основная масса осадочного материала нашей планеты находится не на континенте, а скрыта под волнами океана. Мировой океан представляет собой огромный резервуар, куда поступает осадочный материал различными путями: приносится реками, за счет абразии, то есть разрушения берегов волноприбоем, таяния ледников, айсбергов, эолового сноса обломков горных пород, извержения вулканов, в результате скопления остатков организмов в океане, осаждения химическим путем и скопления метеоритной пыли.

Большое количество осадочного материала поступает в Мировой океан с континента за счет разрушения горных пород экзогенными процессами и транспортировки главным образом речными потоками. Всего — по данным А. П. Лисицына (1978) — ежегодно в океан поступает 27,5 млрд т осадочного вещества, из которых 18,53 млрд т приносится реками главным образом в виде твердых частиц и значительно меньше в растворенном виде.

Огромный объем осадочного материала приносят крупные речные системы Ганга с Брахмапутрой, Хуанхэ, Миссисипи, Амазонка, Янцзы и др. На долю осадочного вещества, занесенного в океан ветром, приходится 1,6 млрд т, льдом — 1,5, за счет абразии берегов — 0,5, растворенного вещества — 3,2, вулканогенного материала — 2–3, космической пыли — 0,01 млрд т в год. Внутренний биогенный осадок (за счет планктона и бентоса) — около 1,82 млрд т.

Поступающий в бассейн осадочный материал разносится морской водой по площади моря или океана, сортируется или дифференцируется и осаждается на различных участках дна, образуя устойчивые и закономерно построенные комплексы осадочных частиц. Этот процесс осадкообразования называется *седиментогенезом*.

Морские отложения образуются из осадочного материала, различного по составу и происхождению, и подразделяются по этим признакам на следующие типы.

1. *Терригенные*, представленные обломками, образовавшимися при разрушении горных пород суши различными агентами денудации и вынесенными в морские бассейны реками, абразией берегов, занесенными ветром и айсбергами.

2. *Биогенные*, или *органогенные*, образуются за счет отмирания морских животных и растительных организмов, как представителей бентоса, так и планктона; это скопление известковых и кремнистых скелетов и раковин моллюсков, кораллов, водорослей, фораминифер, радиолярий, губок и пр.
3. *Хемогенные*, химические соединения, образующиеся химическим и биохимическим путем и осаждающиеся непосредственно из морской воды. Это прежде всего карбонаты кальция (оолитовые известняки), гидроокислы железа и марганца (железомарганцевые конкреции), сульфиды железа, фосфоритовые конкреции. К хемогенным продуктам относятся также коллоидная глина (коллоидный алюмосиликат) и коллоидное органическое вещество, образующееся при разложении тканей организмов.
4. *Вулканогенные*, осевшие на дно непосредственно при подводной вулканической деятельности (тефра). Если вулканический материал накопился на суше при наземных извержениях вулканов, а затем был смесен в океан в результате их размыва, то он образует *вулканотерригенные* осадки (Мурдмаа, 1987).
5. *Полигенные* — ассоциации осадков различного происхождения. Это красная глубоководная глина.

Распределение вышенназванных типов осадков в различных зонах Мирового океана неравномерное и определяется несколькими основными факторами:

- *климатическая зональность (широтная);*
- *циркумконтинентальная зональность (удаленность от берега);*
- *вертикальная зональность, связанная с глубиной и рельефом бассейна (батиметрический контроль).*

В формировании осадков имеет значение и гидрологический режим морей и океанов (придонные и поверхностные, постоянные и непостоянные течения воды).

Климатическая (географическая) зональность осадконакопления в океанах проявляется и связана не только с широтными климатическими зонами, когда накапливаются различные осадки теплого и холодного климата, но и с образованием осадков в различных климатических условиях западных и восточных берегов.

В высоких широтах холодного климата Арктики и Антарктики терригенные осадки обогащены грубообломочным материалом ледникового и айсбергового разноса. В тропической гумидной зоне, отличающейся интенсивным химическим выветриванием на суше, реки приносят в основном большое количество тонкого глинистого материала. Биогенное и хемогенное осадконакопление особенно тесно связано с климатом.

В экваториально-тропическом и умеренных поясах преобладают известковые биогенные отложения (фораминиферовые карбонатные илы), а в субполярных и полярных условиях — кремнистые (кремнисто-диатомовые илы). Тропическая зона в пределах до 26° с. и ю. ш. является областью обитания колониальных кораллов. В Тихом океане коралловые отложения занимают в основном его западную часть, берега Австралии, где господствуют круглый год теплые течения. В восточной половине Тихого океана коралловые отложения почти отсутствуют из-за холодных течений, образованных водами апвеллинга западного берегового склона Южной Америки.

Хемогенное осадконакопление слабо протекает в водоемах нивальной зоны, интенсивнее в гумидной и аридной зонах.

Циркумконтинентальная зональность выражается в закономерности распределения осадочного материала в зависимости от степени удаленности участков бассейна от континента, что и определяет различную гидродинамику этого бассейна. Особенно отчетливо такая зональность проявляется для терригенных осадков, сложенных продуктами разрушения континентов. Близ береговой линии, где гидродинамика среды интенсивная, происходят размыв, дифференциация и осаждение более грубого обломочного материала. По мере увеличения расстояния от суши осаждаются все более мелкие частицы. Размер осаждающихся частиц зависит и от крутизны береговых склонов и состава слагающих ее пород, интенсивности волноприбоя, направления и скорости течений, рельефа дна и т. д.

Если на шельфе и материковом склоне преобладают терригенные осадки, то в пределах обширных пространств дна открытого океана терригенный материал играет подчиненную роль и здесь господствуют отложения биогенного и хемогенного происхождения. Циркумконтинентальной закономерности подчиняется и распределение мощности осадков. Максимальной мощности осадки достигают у континентального подножия (5–10 км), в пределах абиссальных равнин всего несколько сотен метров. Еще меньше мощность осадков на склонах срединно-океанских хребтов, где она измеряется десятками метров или отсутствует совсем.

Вертикальная зональность проявляется в уменьшении величины обломочного материала и возрастании содержания в осадке все более тонких фракций по мере увеличения глубины бассейна и ослабления движения морской воды. Таким образом, вертикальная зональность проявляется одновременно с циркумконтинентальной.

Вертикальная зональность характерна и для биогенных осадков. В верхних слоях, примерно до глубины 4,5 км, воды насыщены бикарбонатом (растворенным в воде), а глубже — недонасыщены им. Поэтому

му оседающие на дно известковые скелеты организмов образуют органогенные илы только в тех участках дна, где глубина его не достигает этой критической глубины, так называемого *изоклина*. Если глубина больше, то происходит растворение известковых скелетов (переход нерастворимого карбоната в растворимый бикарбонат). На таких участках дна биогенные осадки обычно представлены кремнистыми илами — радиоляриевыми или диатомовыми.

Хемогенные осадки также подчиняются вертикальной зональности. Накопление солей (эвапоритов) и хемогенных оолитовых известняков происходит в мелководных хорошо прогреваемых бассейнах. На больших глубинах (на шельфе и континентальном склоне) образуются фосфоритовые конкреции, а в глубоководных котловинах — железомарганцевые.

Проявление циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностей происходит одновременно, в результате чего получается достаточно пестрая картина распределения осадков на дне океана.

Закономерность распространения различных типов донных отложений в Мировом океане изображена на рис. 14 на цветной вклейке.

Терригенные осадки распространены преимущественно в прибрежной полосе и на шельфе, но присутствуют в различных количествах также в других типах осадков даже в абиссальных равнинах океана. Среди терригенных обломочных отложений (Мурдмаа, 1987) выделяются:

- *грубообломочные*, или *псефиты* (от греч. «псефос» — камешек) — глыбы, валуны, галечники, щебень, гравий, дресва;
- *песчаные осадки*, или *псаммиты* (от греч. «псамос» — песок);
- *алевритовые осадки* (от греч. «алевра» — мука);
- *пелиты и глины* (от греч. «пелос» — глины).

В зависимости от физико-географической обстановки осадконакопления — глубины бассейна и его географического положения, удаленности от берега, рельефа дна, температуры воды, солености, морских течений и т. п. — морские осадки подразделяются на следующие группы.

1. Осадки прибрежные, или литоральные.
2. Осадки шельфа, или сублиторальные (неритовая область).
3. Осадки континентального (материкового) склона и его подножия, или батиальные.
4. Осадки континентального (материкового) подножия.
5. Осадки океанского ложа, или абиссальные.

Осадки прибрежные, или *литоральные*, — это осадки береговой зоны, которая во время прилива заливается водой и осушается при отливах. Область, где происходит изменение положения береговой линии, то мигрирующей вглубь материка, то отступающей в сторону шельфа,

представляет собой переходную зону между типично материковым и типично морским осадконакоплением. Осадки литоральной зоны отличаются большим разнообразием и изменчивостью на относительно небольших расстояниях вследствие изменения условий осадконакопления суши и моря в этой зоне, особенностей гидродинамической обстановки (непостоянного характера волновых процессов, изменяющейся амплитуды приливов и отливов, влияния прибрежных волновых течений).

У высоких скалистых берегов с крутым уклоном поверхности подводного берегового склона (абразионный тип берегов) интенсивная волноприбойная деятельность приводит к образованию грубообломочного материала, окатыванию его и накоплению валунно-галечного, гравийного и разнозернистого песчаного осадка в узкой прибрежной полосе пляжа. При разрушении обитающих в литорали, прикрепленных к скалистому дну организмов накапливаются битая ракушка — биогенный известковый детрит и в основном цельные раковины, из которых затем образуются ракушечники.

На пологих берегах (аккумулятивный тип берегов) накапливаются разнозернистые пески, от крупнозернистых близ берега до тонкозернистых дальше от него, образующие обширные пляжи и песчаные валы. Вдоль побережья может протягиваться несколько береговых валов, из которых самый удаленный от берега образуется при максимальных штормовых волнах. За границей песчаного пляжа могут наблюдаться цепочки дюн, образованных аккумулятивной деятельностью ветра, уносящего песок с пляжа. Песчаные дюны обычно ориентированы в направлении господствующих ветров.

При незначительных приливно-отливных колебаниях уровня моря образуются пляжевые фестоны — чередование мелких песчаных мысов и заливов (ложбины — следы стекающихся струй морской воды). На мелкопесчаном пляже отлив обнажает многочисленные знаки ряби, образующейся при вихревом стекании отступающей волны.

На низменных пологих побережьях в заливах и бухтах при приливах накапливаются тонкие алевритовые или глинистые илы. Такие обширные прибрежные участки тонкозернистых песчаных или илистых отложений, обнажающиеся при отливе, именуются *осушками*, или *ваттами*.

Зоны слабонаклонного аккумулятивного берега, затапляемого только при сизигийных приливах или больших нагонах волн, называются *маршами*. Эти участки характеризуются определенным типом осадков, накапливающихся на пространствах маршей, занятых особой ассоциацией растительности и торфом. Для них характерно преобладание тонких илов, ритмично чередующихся с прослойками торфа и других органических остатков.

Особенно большое количество тонкого осадочного материала накапливается в тропических областях. Плоские побережья тропиков, периодически заливаемые водой во время прилива, образуют протяженные заболоченные участки, заросшие *мангровым* лесом (мангровые берега). В затишных водах мангровых зарослей накапливаются преимущественно черные илы, обогащенные органическим веществом растительного происхождения, которые в дальнейшем могут превратиться в угольные пласти.

Осадки шельфа (или *сублиторальные*) отличаются большим разнообразием и отражают пестроту условий осадконакопления на материевой отмели: неоднородный гидродинамический режим (течения, штормовые приливные волны), различные источники поступления обломочного материала, рельеф дна, состав и количество донной фауны и т. п. Имеет значение и присутствие реликтовых континентальных отложений, сохранившихся на шельфе при погружении суши. Это аллювиальные, ледниковые, эоловые и другие генетические типы континентальных отложений (в зависимости от характера побережий), которые в дальнейшем перемываются и переотлагаются морем вместе с поступающим с суши осадочным материалом. На шельфе развиты терригенные, органогенные и хемогенные осадки.

Терригенные осадки имеют наибольшее распространение на шельфе, главным источником их являются реки. У скалистых крутых берегов под действием волн происходит сортировка обломочного материала, и на внутреннем крае шельфа, близ берега, накапливаются более крупные обломки (галька, гравий); дальше от берега, с увеличением глубины, где подвижность вод убывает, оседает последовательно более тонкий материал — песок, крупноалевритовые и дальше от берега мелкоалевритовые илы. Из-за усиления течений над перегибом дна к материиковому склону у внешнего края шельфа крупность осадков может возрастать.

У пологих аккумулятивных песчаных берегов со слабо расчлененным рельефом обширные площади шельфов заняты отсортированными песками. Илы обычно накапливаются во впадинах на шельфе, в закрытых бухтах, а также перед устьями крупных рек (дельты Миссисипи, Амазонки и др.). Волновые процессы не успевают переработать большое количествоносимого реками терригенного материала, и на шельфе, близ береговой полосы, накапливаются в основном (до 80–90 %) алевритовые и глинистые илы. Илы на шельфе наиболее характерны для тропических и экваториальных широт, где происходит интенсивное химическое выветривание и дезинтеграция размываемых горных пород суши.

На шельфах гляциальных побережий грубобломочный плохо сортированный материал за счет ледового разноса накапливается не только близ берега (Северный Ледовитый океан, северное побережье Атлантического океана, Антарктика), но и вдали от побережья, где даже в илах встречаются обломки гальки и валунов (айсберговые осадки). Крупнозернистые осадки накапливаются также у входа в заливы, в проливах между островами, перед скалистыми мысами.

Шельфы представляют собой области не столько аккумуляции, сколько транзита поступающего с суши обломочного материала, особенно шельфы молодых орогенных поясов. Поэтому мощности осадков на шельфе небольшие и резко возрастают в отдельных впадинах шельфов и близ устьев крупных рек (Безруков, Мурдмаа, 1971).

В области шельфа, характеризующегося большим разнообразием растительных и животных организмов, *органогенные осадки* имеют достаточно широкое распространение в основном там, где ограничен принос обломочного материала.

Для построения своих скелетов и панцирей организмы извлекают из морской воды углекислый кальций, кремнезем и в меньшей степени фосфор. После их гибели на дне бассейнов накапливаются органогенные карбонатные и кремнистые осадки. Для теплых морей характерны мелководные бентогенные карбонатные отложения, представленные ракушечниками (скопления в основном цельных раковин моллюсков, гастропод, брахиопод), раковинным детритом (раздробленные, истертые раковины), фораминиферовые и водорослевые пески.

В холодноводных морях при низкой температуре раковины моллюсков растворяются и не образуют значительных отложений; на внешнем крае открытых шельфов холодных морей присутствуют *биогенно-кремнистые осадки* (диатомовые, кремнево-губковые). Например, в Охотском и Беринговом морях. На внешнем крае шельфа, в районах апвеллинга, выносящего из глубины на поверхность богатую питательными солями воду, резко возрастает количество планктона и создаются благоприятные условия для образования илов с обильными остатками кремневых скелетов планктонных фораминифер.

Другая группа организмов с известковым скелетом — кораллы, которые на шельфе создают органогенные карбонатные осадки, представленные коралловыми рифами и продуктами их разрушения.

Коралловые рифы. Прикрепленные ко дну водоема колониальные организмы выделяют углекислую известь для образования своего скелета и строят коралловые, мшанковые, водорослевые и другие рифы. Они обитают на шельфе при слабом поступлении терригенного материала с суши.

Коралловые рифы распространены на шельфе в тропическом поясе Мирового океана. Образование их ограничивается следующими основными условиями.

1. Малой глубиной (не более 100 м), обычно 50–60 м.
2. Температурой вод не ниже 18 и не выше 36 °С.
3. Нормальной морской соленостью (30–35 ‰).
4. Хорошей освещенностью.
5. Достаточным количеством необходимой пищи для зоопланктона.
6. Жестким устойчивым субстратом для прикрепления.

Кораллы отсутствуют у берегов, где проходят холодные течения, и вблизи устьев крупных рек из-за обилия мути и опреснения воды. Колонии кораллов прикрепляются к твердому скальному грунту и составляют остов рифа (до 1/2 всей массы), который цементируется и покрывается с поверхности известковыми водорослями. В сообществе с кораллами и водорослями принимают участие в постройке рифа мшанки, моллюски, иглокожие, фораминиферы и др. Кораллы интенсивно растут с внешней стороны рифов, обращенной к океану, откуда с притоком воды поступают новые запасы кислорода и пищи. Рифы, образованные разными кораллами, растут с неодинаковой скоростью, от 5–7 мм до 20 см в год. Рифовая постройка может достигать от нескольких сотен до тысячи метров мощности. Поскольку рифостроющие организмы обитают в мелководных бассейнах, рифы надстраиваются новыми колониями кораллов и растут только при медленном опускании океанического дна. При быстром опускании и увеличении глубины бассейна колонии погибают и роста не происходит. Растущие и отмершие коралловые и водорослевые постройки образуют скопления известковой породы ноздреватого строения, называемой коралловыми известняками.

Различают три основных типа коралловых рифов:

- береговые, или окаймляющие;
- барьерные;
- атоллы (рис. 10.58).

Береговые рифы начинаются непосредственно от берега или на небольшом расстоянии, протягиваются вдоль берега материка или острова, постепенно понижаясь в сторону океана. Ширина их несколько сотен метров. На внешнем крае находятся постройки растущих кораллов и известковых водорослей, а внутренний край, обращенный к берегу, состоит из отмерших кораллов, среди которых живут иглокожие, моллюски, фораминиферы и др. Животный и растительный мир коралловых рифов чрезвычайно богат. Поверхность рифа во время отлива может частично осушаться и выступать над поверхностью воды. Окаймляющие рифы развиты на Гавайских островах и многих островах Тихого океана.

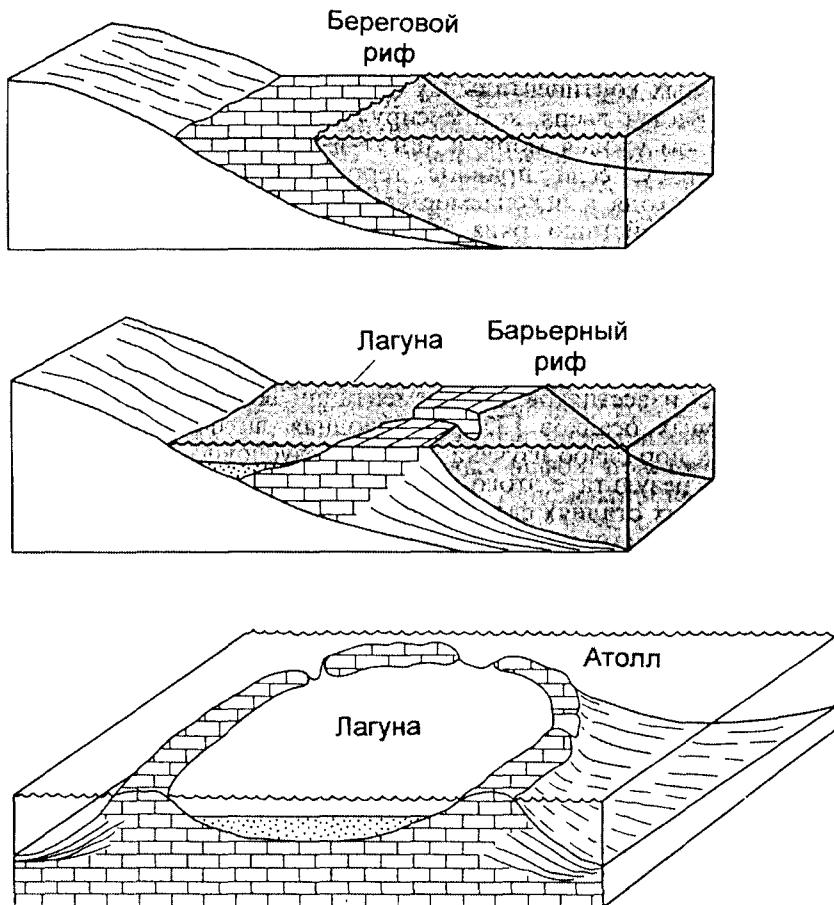


Рис. 10.58. Блок-диаграммы трех главных типов современных рифов

Барьерные рифы в виде гряды или отдельных звеньев тянутся в удалении от берега, повторяя его очертания. Отделены от коренного берега широкой лагуной, имеющей ровное мелководное аккумулятивное дно, покрытое коралловыми песками и илом, накапливавшимися в результате абразии коралловых рифов, а близ суши — терригенными песками. Внешний край барьерных рифов, обращенный к океану, отличается значительной крутизной, достигающей $45\text{--}60^\circ$, прослеживается до глубины 1000–1100 м; иногда этот склон отвесный и даже нависающий над водой. Классическим примером барьерного рифа является Большой Барьерный риф у восточного побережья Австралии в Коральловом море. Барьер из многочисленных коралловых островов и подводных рифов протягивается на 2500 км при ширине около 150 км; основание рифа находится на глубине 300–400 м. Отделяется риф от

континента лагуной шириной от 20–40 км на севере до 180 км на юге, с глубиной от 20 до 70 м. На дне лагуны обычно располагаются *внутрилагунные рифы* столбовидной или конической формы; местами коралловые постройки так густо насажены, что создают вид нефтяного поля, усеянного вышками.

Атоллы образуются грядой, состоящей из цепи коралловых островов (атоллонов), замыкающих внутри кольца лагуну, которая может соединяться с океаном проливом. Ширина внутренней лагуны от сотни метров до 90 км, средняя глубина 40–45 м.

Внешний склон кольцевой гряды атолла крутой, близ внутреннего, более пологое края располагаются волноприбойный вал и песчаная отмель, окружающая подводное плато внутренней лагуны, покрытое обломками кораллов, коралловыми песками, а в углублениях — илами. В большом количестве атоллы распространены на шельфах Австралии и Новой Гвинеи, в тропической зоне Тихого и Индийского океанов.

Как показали геофизические исследования и буровые работы, барьерные рифы и атоллы в ряде случаев имеют мощность, превышающую 300–600 м, иногда более 1000 м, что можно объяснить медленным опусканием дна бассейна, занятого коралловыми рифами, и нарастанием новыми, постепенно поднимающимися вверх колониями кораллов при их погружении. Эта наиболее убедительная гипотеза погружения, компенсированного ростом кораллов, была предложена еще Ч. Дарвином (в данной книге представлена только эта гипотеза), объяснившим три стадии перехода одного типа коралловых рифов в другой как единый процесс (рис. 10.59). Первоначально вокруг острова, ограниченного разрывами или имеющего вулканическое происхождение, формируется береговой риф, окаймляющий остров, который в процессе медленного опускания острова и компенсированного роста кораллов превращается в кольцевой барьерный риф, отделенный от острова образовавшейся лагуной. Продолжавшееся опускание острова приводит к его полному погружению под воду и образованию на его месте внутренней лагуны, а на месте барьерного рифа — атолла.

В результате абразии различных типов коралловых построек в тропических и субтропических шельфах образуется значительное количество обломочного материала — известкового дретита.

Хемогенные осадки. В неглубоких морях аридного климата, омывающих низменные берега, богатые растительностью, поглощающей большое количество углекислого газа, образуются пересыпанные карбонатом кальция воды.

CaCO_3 выпадает в осадок, который покрывает взмученные волнами песчинки, образуя мелкие шарики, называемые оолитовыми известковыми песками и алевритами, из которых в дальнейшем образуются

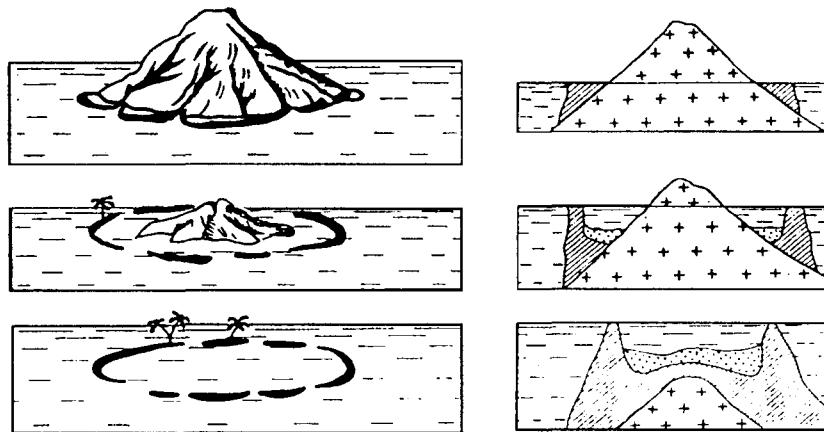


Рис. 10.59. Образование атолла (по Ч. Дарвину)

оолитовые известняки (Каспийское, Аральское, Средиземное, Красное моря). В мелководных бассейнах среди терригенных осадков встречаются железомарганцевые конкреции с преобладанием железа. Гидрокислы железа и марганца в коллоидном состоянии приносятся реками и в области смешения с морскими водами выпадают в осадок.

На дне неглубоких морей (30–300 м) могут образовываться фосфориты желваковые (конкремионные) и зернистые (фосфоритовые пески, фосфоритовые оолиты) как химические или биохимические осадки.

Встречаются фосфориты и на внешнем крае шельфа, где поднимаются глубинные воды (зоны прибрежных апвеллингов), богатые P_2O_5 , который выпадает в осадок в условиях мелководья, бедного углекислым газом.

На некоторых участках шельфа глубиной 200–300 м образуются глауконитовые зерна в песках путем выпадения из коллоидных растворов на границе между окислительной и восстановительной средами, из которых в дальнейшем образуются глауконитовые песчаники и известняки.

Осадки континентального (материкового) склона (или батиальные) на 60 % площади представлены различными илами — глинистыми и алеврито-глинистыми; пески составляют около 25 %, и лишь 5 % — органогенные осадки. На остальной поверхности склонов выходят коренные породы. Мощность осадков в пределах материкового склона сильно меняется. На круtyх участках склона осадки отсутствуют или имеют небольшую мощность. На пологих участках в углублениях и у основания склона осадки обычно большой мощности. Вследствие большой крутизны и сейсмичности склонов осадки находятся в неустойчивом состоянии, часто образуются обвальные и оползневые накопления.

Терригенные осадки, наиболее типичные для континентального склона, представлены тонкими илами; местами встречаются более грубые осадки — пески, гравий, галька, дресвяно-щебнистые и глыбовые скопления, принесенные айсбергами, мутьевыми потоками, морскими течениями, накопленные при оползнях и осыпях на крутых склонах. Терригенные илы батиальной зоны имеют различный состав и окраску и подразделяются на *синий, красный, желтый и зеленый*.

Синий ил является наиболее распространенным среди отложений континентального склона, выстилает его дно до самого подножия (на 3000 м и более) и представляет осадок синевато-серого цвета со стальным оттенком, нередко с запахом сероводорода. Состоит в основном из алевритоглинистых частиц с примесью мельчайших остатков планктонных организмов в основном с известковым скелетом и выделений сернистого железа. Цвет ила, присутствие пирита и сероводородный запах указывают на образование его в восстановительной среде, при недостатке кислорода и большом количестве органического вещества. Верхняя часть этого ила иногда окрашена в буроватый или коричневый цвет вследствие окисления находящегося в нем пирита. Развит в морях Северного Ледовитого океана и других холодноводных бассейнах.

Красный и желтый илы близки по составу к синему илу и являются его разновидностью в тропических морях. Окислами железа окрашены в красно-бурый или желтый цвет. Образуются за счет выноса с континента крупными реками в странах с жарким влажным климатом (Амазонка, Нигер, Конго, Инд, Ганг и др.) большого количества красноцветных продуктов латеритного (см. параграф 10.1) выветривания. Встречаются у берегов Южной Америки, Африки, Индии. В бассейнах Желтого и Восточно-Китайского морей накапливаются желтые илы за счет размыва и выноса реками Янцзы и Хуанхэ вместе с продуктами кор выветривания также большого количества лёссового материала.

Наряду с преобладающим алевритоглинистым и глинистым терригенным осадком присутствуют в илах еще тонкозернистые частицы планктонных карбонатных и кремнистых простейших организмов и органическое вещество.

Зеленый ил накапливается в верхней части континентального склона до глубины 1500–2000 м; окраска его связана с присутствием большого количества (более 50 %) минерала глауконита, который или приносится с шельфа, где он встречается на глубине 200–300 м, или образуется непосредственно на склоне, особенно в районах с интенсивным накоплением органического вещества, например в зоне апвеллинга. Зеленые илы характеризуются присутствием закисного железа и образуются

в слабовосстановительных условиях. Зеленый ил представляет собой относительно более грубозернистый песчаный и песчано-алевритовый осадок наряду с тонким алевритоглинистым. Иногда в нем содержится большое количество CaCO_3 (более 30 %), и тогда осадок становится известковисто-глауконитовым.

Зеленый ил встречается на подводных склонах Японии и Мексики, в районе Фолкландских островов, на тихоокеанском побережье Южной Америки. Иногда в глауконитовых песчано-алевритовых осадках встречаются желваки фосфорита, хотя парагенезис глауконита с фосфоритами не обязателен.

На континентальном склоне ледовых зон (Северный Ледовитый океан, Антарктида), как и на шельфе, терригенные осадки плохо сортированные и содержат грубообломочный материал ледового и айсбергового разноса.

Вулканогенные обломочные отложения представлены кластическими продуктами подводных и надводных вулканических извержений, осевших на дно непосредственно в ходе вулканической деятельности (тефра) вокруг вулканических островов или подводных вулканов. Тонкий вулканический пепел может быть занесен в морские осадки различного генезиса и в удалении от вулканов (вулканотерригенные отложения). На склонах вулканических островов и у их подножий пирокластические осадки представлены остроугольными обломками с зернами вулканического стекла, полевых шпатов, пиroxенов и других минералов. Встречаются вулканогенные обломочные отложения у западного побережья Тихого океана (берега Камчатки, Японии, Индонезии) — Тихоокеанский вулканический пояс, в Средиземном море, Атлантическом океане близ Исландии.

Биогенные, или органогенные, илы накапливаются в больших количествах там, где убывает количество терригенного материала, и их распространение и состав связаны с климатической зональностью. В пределах материкового склона они состоят из отмерших планктонных и бентосных организмов с карбонатными (планктоногенные и бентогенные известковые осадки) и кремнистыми скелетами и раковинами (кремнистые осадки).

Известковые фораминиферовые, кокколитовые и птероподовые илы распространены на континентальных склонах умеренных и тропических широт (атлантический склон Северной Америки, склон Калифорнии, в Индийском океане), в то время как для субарктических широт более характерно накопление кремнистых диатомовых и радиоляриевых илов (северный и южный пояс кремненакопления). Встречаются и бентогенно-обломочные известковые осадки, состоящие из продуктов разрушения рифовых известняков и других известковых организмов,

обитающих на рифах и вокруг них. Мелко раздробленные обломки образуют песчано-алевритовые осадки и тонкий пелитовый ил.

Осадки континентальных (материковых) подножий

Формируются в результате активных геологических процессов, происходящих на континентальном склоне. Вследствие крутизны склонов, сейсмичности, цунами, придонных течений осадки находятся здесь в неустойчивом состоянии; часто у подножия склонов образуются осыпные и оползневые накопления (*гравититы*), а также отложения конусов выноса разнообразных потоков из подводных каньонов у их устьев, образующих мощные аккумулятивные тела. В области материкового подножия, как и на склоне, преобладают терригенные отложения и лишь местами встречаются смешанные терригенно-органические. Оползневые образования известны почти везде — на материковом склоне Черного, Средиземного, Карибского и других морей, у берегов Северной Америки в Тихом и Атлантическом океанах, Южной Америки, Японских островов в Тихом океане.

Мутьевые, или *турбидные*, потоки представляют собой перемещение с большой скоростью огромных масс обломочного материала в форме взвеси. Из-за большой плотности потоки не смешиваются с окружающей морской водой и проходят в придонных толщах океана, устремляясь вниз по рассекающим материковый склон подводным каньонам на сотни километров.

Близ выходов каньонов на ложе океана, у основания континентального склона, мутевые потоки разгружают обломочный материал и образуют обширные конусы выноса (фены), которые часто, сливаясь с соседними конусами, формируют характерный для материкового подножия рельеф наклонной волнистой аккумулятивной равнины.

В аридных зонах, где поступление обломочного материала небольшое, подводные каньоны обычно затянуты толщей медленно накапливающихся осадков; в гумидных зонах со значительным количеством поступающего в океан материала подводные каньоны служат выводными каналами для очищающих их суспензионных потоков.

Накопление осадочного материала мутевыми потоками, оползнями и обвалами на материковом подножии происходит с большой скоростью, это так называемая *лавинная седиментация* (Лисицын, 1988). Она приводит к образованию осадочных толщ большой мощности, составляющих значительную часть всего осадочного материала океана. Лавинные скорости седиментации сменяются замедлениями или прерывистостью осадконакопления. Таким образом, из мутевых потоков происходит формирование флишевых толщ с характерной *градационной слоистостью*, где обломочный материал распределяется закономерно

по крупности — в основании слоя накапливается сначала крупнозернистый материал, а затем сверху постепенно более мелкий. Отложения мутьевых потоков, обладающие градационной слоистостью, называются *турбидитами*, а ритмичные толщи осадков, слагаемые турбидитами, — *флишем*.

Области лавинной седиментации занимают полосу, переходную между континентом и океаном, включая континентальное подножие, краевые части абиссальных равнин, а также устья крупных рек, шельфы, континентальный склон, то есть около 20 % дна океана.

В активных переходных зонах от континента к океану, где выделяются котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба, распределение осадков более разнообразное.

В котловинах окраинных морей (Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря) отложения аналогичны типам осадков ложа океана. Это биогенно-терригенные, алевритоглинистые, диатомовые и фораминиферовые илы.

На подводных склонах островных дуг характерны уменьшение крупности обломков для терригенных осадков с глубиной, а также по мере удаления от острова и наличие в отложениях большого количества вулканогенных продуктов, поскольку островные дуги являются областями активного вулканизма.

В глубоководных желобах осадки достигают большой мощности и разнообразны по своему составу. На приостровном склоне желоба, который ближе расположен к источнику сноса терригенного материала, чем удаленный от острова склон, осадки более крупнообломочного состава и большей мощности.

В глубоководной части желоба распространены тонкие терригенные алевритонелитовые илы, существенно вулканогенные; в некоторых случаях присутствуют диатомовые илы, пирокластические пески и турбидиты.

Осадки океанского ложа (абиссальные)

Из всего огромного количества осадочного материала в океанах только 20 % выносится в пределы глубоководных равнин, на глубину 3–4 км, 80 % осаждается в пределах континентальных окраин. С возрастанием глубины океана и удаленности от берегов уменьшается количество терригенного глинистого материала, наибольшее распространение имеют органогенные (карбонатные и кремнистые) и полигенные осадки (красные глины).

Органогенные осадки состоят в основном из скопления известковых раковин или обломков планктонных фораминифер или нанопланктонных водорослей (кокколитофориды и др.) и в меньшей степени мол-

люсков — известковые осадки, а также из опаловых скелетных остатков диатомовых водорослей, радиолярий, иногда спикул губок — кремнистые осадки.

Фораминиферовые известковые осадки состоят преимущественно из мельчайших раковин планктонных (реже донных) фораминифер и их обломков. Содержат от 50 до 90–95 % CaCO₃ и встречаются на глубинах от 2000–3000 м до 4500–4700 м, то есть меньше критической глубины карбонатонакопления, ниже которой раковины фораминифер растворяются, поскольку холодные воды больших глубин недонасыщены CaCO₃.

Ниже этих глубин накапливаются кремнистые и полигенные осадки. Фораминиферовые осадки широко распространены главным образом в тропической и умеренной зонах.

На ложе океана обычно имеют место тонкие пелитовые и алеврито-пелитовые фораминиферовые илы, а на подводных возвышенностях и хребтах — мелкие пески и алевриты; присутствующие в осадке раковины, принадлежащие к различным семействам фораминифер, определяют название осадка, например глобигериновый ил.

Среди пелитовых известковых осадков, кроме фораминифер, встречаются микроскопические одноклеточные водоросли с карбонатными щитками — кокколитофориды, которые составляют иногда более 30 % осадка. В зависимости от их соотношений известковые осадки называются фораминиферовые, кокколито-фораминиферовые или кокколитовые.

Диатомовые кремнистые осадки представлены в основном (70–75 %) диатомовыми илами (пелитовыми, реже алевритовыми), в составе которых преобладают опаловые панцири диатомовых водорослей и их детрит. Кроме диатомей, присутствуют радиолярии, иногда спикулы губок и очень небольшая примесь обломочного алевритового материала, в том числе вулканогенного. Содержание аморфного (биогенного) кремнезема изменяется от 50 до 70 %. Наиболее широко диатомовые илы распространены в холодных зонах, где образуют два широтных пояса современного кремненакопления: южный, широкой полосой окаймляющий Антарктиду, и северный, расположенный в северной части Тихого океана, а также в крупных окраинных морях умеренных широт (Охотском, Бeringовом, Японском). В глубоководных котловинах и желобах тропических районов океана встречаются этмодискусовые илы, состоящие из створок и детрита крупных тропических диатомей рода этмодискусов.

Радиоляриевые кремнистые осадки обогащены кремнистыми раковинами простейших планктонных организмов — радиолярий. Могут содержать в большом количестве панцири диатомовых водорослей (диатомово-радиоляриевые илы), вещество, сходное по составу с красной

глубоководной глиной. Это алевритовые и алевритопелитовые илы, распространены исключительно в экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов, на большей глубине от 4500 до 6000 м.

На меньших глубинах, выше критической глубины карбонатонакопления, они встречаются лишь в виде небольшой примеси в известковых биогенных осадках, образуя кремнисто-карбонатные илы.

Полигенные осадки. Это осадки сложного генезиса. К ним относятся глины красные глубоководные (пелагические), представляющие собой пелитовые бескарбонатные илы коричневого или красновато-коричневого цвета. Распространены на дне океанских котловин, значительно удаленных от берега, на глубине 4000–6000 м, где известковые скелетные остатки организмов растворяются, и поэтому глины отличаются низкой известковистостью. Коричневый цвет глин обусловлен пленками оксидов железа на осадочных частицах, образовавшихся под окисляющим воздействием глубинных вод. Пелагические глины состоят в основном (более 70–75 %) из тонкодисперсного (чаще от 0,001 до 0,005 мм) терригенного и вулканокластического материала, приносимого с суши во взвешенном состоянии и эоловым путем, а также из продуктов подводного вулканизма, минеральных веществ, выпадающих в осадок из морской воды (гидрогенные или аутогенные, хемогенные), с небольшой примесью биогенного материала (радиолярий, диатомей, зубов хищных рыб, клювов кальмаров и пр., нерастворимого остатка фораминифер) и космогенных частиц (шарики никелистого железа метеоритной пыли). Шарообразные частицы имеют размер от 30 до 60 мк, редко более 0,2 мм, состоят из металлического ядра с оболочкой из оксидов железа (магнетита и гематита) и обладают значительными магнитными свойствами. Соотношение между Ni, Co, Cu и Fe металлического ядра в сферических частицах схоже с соотношением этих элементов в метеоритном железе.

Комплексный состав *красных глин* позволяет выделить их в особую полигенетическую группу осадков. В минералогическом составе красных глин преобладают глинистые минералы, тонкодисперсный кварц, полевые шпаты, слюды, вулканическое стекло. Обычно глина слабожелезистая (содержание Fe колеблется от 3 до 10 % и более) и слабомарганцовистая (Mn от 0,2 до 3 %). Отличается повышенной концентрацией Co, Ni, Cu, Pb, Mo и др. Минералогический и химический состав красных глин изменяется в связи с климатической зональностью осадконакопления, обуславливающей особенности процессов выветривания на континентах и поступление значительной части тонкодисперсных фракций пелагической глины. Накапливаются глубоководные глины очень медленно, около 1 мм за 1000 лет.

Наиболее широко красные глины распространены в абиссальных котловинах Тихого океана (около 50 %), меньше в Атлантическом

и Индийском океанах, где большие половины площади занято органогенными карбонатными осадками.

Железомарганцевые конкреции и корки

С красными глубоководными глинями связано распространение на дне океанских котловин конкреционных образований гидроокислов железа (гётит и гидрогётит) и марганца (псиломелан). Это железомарганцевые конкреции (ЖМК) округлой, эллипсоидальной, лепешковидной и гроздевидной формы размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров, концентрически слоистого строения вокруг ядра, представленного обломком породы, зубом акулы, слуховой косточкой китообразных, уплотненным осадком и т. п. В конкрециях кроме железа и марганца содержатся примеси ценных металлов – Cu, Ni, Co, Zn, Mo (рис. 10.60).



Рис. 10.60. Морфология сложно построенной железомарганцевой конкреции из Тихого океана. 1/10 натуральной величины (фото В. А. Акимцева)

Конкреции покрывают огромные пространства дна океанов, располагаясь в ряде районов так близко друг к другу, что напоминают бульжину мостовую. Встречаются ЖМК во всех океанах и даже в морях (Черном, Баренцевом и др.), но особенно их много в Тихом океане (Северный и Южный пояса) и в восточной части Индийского океана (рис. 10.61).

Образуются ЖМК, вероятно, в результате:

- роста конкреций за счет выпадения в осадок из взвешенного в воде железомарганцевого вещества (седиментационный тип).
- диагенеза (превращения рыхлого осадка в твердую горную породу), когда вместе с отжимаемыми из осадка водами происходит перераспределение и миграция Fe и Mn, а также ценных металлов вверх к границе раздела вода — осадок, где возникают окислительные условия и формируются конкреции (диагенический тип).

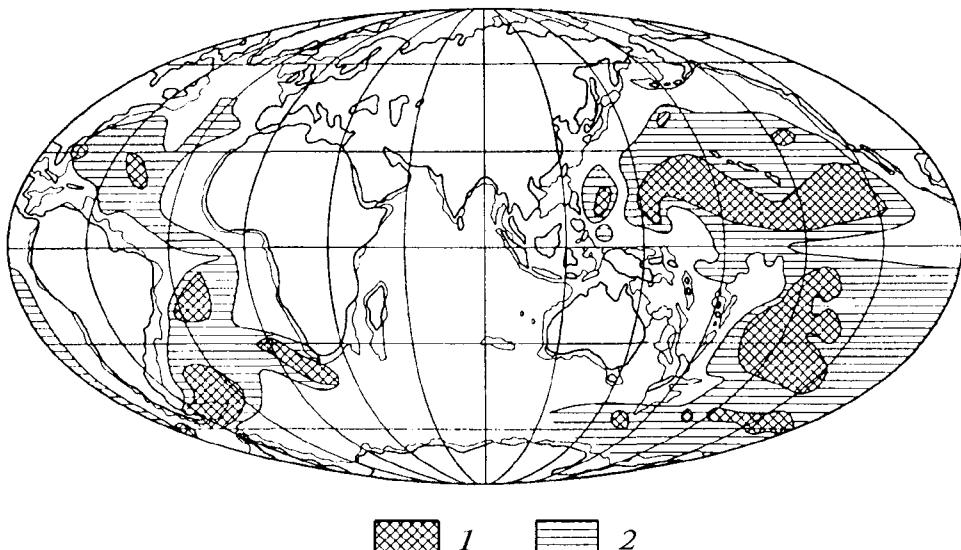


Рис. 10.61. Распространение железомарганцевых конкреций в Тихом и Атлантическом океанах: 1 — плотное покрытие дна конкрециями, местами на 90 %; 2 — конкреции встречаются часто, хотя распространены неравномерно

Рост конкреций происходит чрезвычайно медленно, длится миллионы лет. Высокие концентрации ЖМК приурочены к областям минимальных скоростей осадконакопления, ничтожных поступлений обломочного материала в условиях придонных течений, обусловливающих прерывистость и неравномерность пелагического осадконакопления (Мурдмаа, 1987). Кроме ЖМК в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта и на дне других океанов встречаются **корки**, покрывающие выходы и обломки твердых коренных пород, а также остатки организмов. Толщина корок от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Состоят эти корки почти из чистого гидроокисла марганца. Скорость нарастания их в сотни раз больше скорости роста ЖМК.

Более 20 лет назад в рифтовых зонах океанов сначала были обнаружены высокотемпературные (350°C , а позднее и до 415°C) рудоносные растворы, выходящие на поверхность дна глубиной 2–3 км и образующие сульфидные залежи. Гидротермальная деятельность в океанах изучена с помощью подводных обитаемых аппаратов в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов (Восточно-Тихоокеанского поднятия, Срединно-Атлантического хребта, Индийского океана и Красного моря).

Было установлено, что выбрасывается большое количество темного взвешенного вещества, образующего черные фонтаны высотой до 100–

150 м, курящиеся как печные трубы, получившие название «*черные курильщики*».

У выхода рудоносного вещества на дно океана сульфиды металлов из взвесей оседают на дно и образуют гидротермальные постройки высотой до нескольких десятков метров, имеющие вид колонн, конусов, башен, в центре которых находится «курящая трубка» (рис. 10.62). На поверхности построек располагаются, как нарости на стволе дерева, бактериальные маты (скопления бактерий) и большие трубчатые черви длиной 1,5–2 м белого, красного и зеленого цвета, получившие название *вестиментиферы*. Вокруг построек наблюдаются сообщества гигантских донных организмов — глубоководные «оазисы бентоса». Кроме кишащих здесь вестиментифер обитают двустворчатые моллюски, достигающие размеров обеденного блюда (35 см).



Рис. 10.62. Морфология высокотемпературных гидротермальных сульфидных построек (Лисицын и др., 1990)

В составе сульфидных построек преобладают пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин; встречаются в больших количествах аморфный кремнезем и в виде примесей Ni, Co, Cd, Hg, Sn, W, U, Ag, Au. Гидротермальные поля с сульфидными постройками занимают площадь до нескольких квадратных километров, а запасы металлов оцениваются миллионами тонн.

Существуют и так называемые «*белые курильщики*», образующие фонтаны осветленных гидротермальных вод, не насыщенных рудными компонентами. Температура их значительно ниже, чем у «*черных курильщиков*».

Основным источником гидротермальных растворов является вода океанов, просачивающаяся по трещинам через толщу базальтов океанической коры в осевых рифтовых зонах срединно-океанских хребтов на глубины до нескольких километров. Повышенным тепловым потоком

на глубине в этих зонах вода нагревается до 300–500 °С, активно взаимодействует с породами, извлекая из них ряд элементов. Находясь под давлением в глубинах рифтовых зон, она устремляется в сторону уменьшения давления, на поверхность. На пути следования температура рудоносных растворов падает, и сначала оседают химические элементы из высокотемпературных гидротермальных растворов, а ближе к поверхности — из низкотемпературных.

Залежи руд формируются не только в гидротермальных постройках. Взвесь с рудными элементами, выделяемая «черными курильщиками», океанскими течениями разносится на большие расстояния, осаждается и образует на дне океанов и морей металлоносные осадки, как сульфидные, так и окисные. В рифтовой зоне Красного моря рудоносные илы содержат высокие концентрации цветных и благородных металлов.

И наконец, завершая краткое изложение условий формирования осадков на дне морей и океанов, охарактеризуем современные представления о диагенезе.

Диагенез осадков

Осадок, образовавшийся на дне водоема, представляет собой еще неравновесную физико-химическую систему, сильно обводненную, богатую как живым, так и мертвым органическим веществом, химически осажденными соединениями. В дальнейшем происходит процесс превращения осадка в породу, который называется *диагенезом*, что в переводе с греческого означает «*перерождение*». Процесс этот длится десятки и сотни тысяч лет.

В результате диагенеза происходит окислительное и восстановительное минералообразование в группе малоустойчивых компонентов осадка, перераспределение его вещества, уплотнение осадка за счет перекристаллизации, цементации и обезвоживания. Выделение из осадков различных химических соединений приводит к заполнению пустот, пор и трещин и цементации между собой отдельных обломков. Чаще всего цементирующими веществом могут быть карбонаты, окислы железа, кремнезем, фосфаты. В зависимости от состава цемента и называется порода, например известковистый или железистый песчаник.

Кристаллизация вещества в неоднородном осадке может привести к образованию *конкреций*, стяжений и сростков очень разнообразной формы и размеров. Центром стяжений нередко могут быть скелетные остатки организмов. Наиболее часто встречаются кремневые (опаловые и халцедоновые), карбонатные, железистые, серного колчедана, фосфатные конкреции и др. Иногда происходит полное замещение химического вещества раковины другим материалом, например замещение CaCO_3 , из которого состоят многие скелеты организмов, соединениями фосфора.

Из осадка нижней части толщи под давлением выше расположенных слоев количество содержащейся в нем воды уменьшается путем отжимания ее в более проницаемые осадки — так называемый поздний диагенез (Н. М. Страхов). Происходят дегидратация, то есть обезвоживание, минералов, богатых водой, их перекристаллизация, уплотнение осадка — *литификация* (окаменение).

Вся толща осадка в результате сложного процесса диагенеза, растворения, перераспределения вещества, образования новых диагенетических минералов, конкреций, уплотнения, дегидратации и перекристаллизации из рыхлой массы превращается в осадочную горную породу: из песка — в песчаник, из карбонатного ила — в известняк и т. п.

Осадочные горные породы, образовавшиеся в процессе диагенеза, в дальнейшем подвергаются воздействию невысокого давления и низких температур — это процесс *катаагенеза*. Это стадия, которая наступает после диагенеза, но предшествует метаморфизму. Стадия катагенеза характеризуется интенсивным уплотнением осадочных пород (региональная литификация) под влиянием усиливающегося давления, а также частичным преобразованием устойчивых, главным образом терригенных и частично хемогенных, компонентов породы. Некоторые исследователи относят катагенез уже к стадии метаморфизма.

10.8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР И БОЛОТ

Озера

Озерами называются впадины на поверхности суши, заполненные водой и не имеющие непосредственной связи с Мировым океаном. Их суммарная площадь составляет около 2,7 млн км², или 1,8 % поверхности суши. Всесторонним изучением озер занимается географическая наука *лимнология*, или озероведение.

Озера очень разнообразны по своим размерам, происхождению озерных впадин, гидрологическому режиму, химическому составу воды. Самыми крупными по занимаемой площади являются Каспийское море-озеро (395 тыс. км²), озеро Верхнее в Северной Америке (82,4 тыс. км²) и озеро Виктория в Африке (69,4 км²).

Наибольшую глубину имеют озеро Байкал (1741 м) и озеро Таганька (1435 м).

В зависимости от происхождения их впадин озера делят на *эндогенные, экзогенные и смешанного генезиса*.

Среди *эндогенных озер*, впадины которых сформировались в результате процессов внутренней геодинамики, выделяют две главные группы — *тектонические и вулканические*.

Тектонические озера обычно приурочены к крупным рифтовым структурам в зонах разломов земной коры. Они, как правило, линейно вытянуты и характеризуются большими глубинами. К этой группе относятся озера Байкал, Иссык-Куль, а также Мертвое море на Аравийском полуострове и озеро Танганьика в Африке.

Вулканические озера образуются в кратерах потухших вулканов и трубок взрыва, реже в результате подпруживания долин лавовыми потоками. Кратерные озера обычно имеют округлую в плане форму и сравнительно небольшие размеры (некоторые озера Камчатки, Курильских островов, Исландии).

Экзогенные озера более многообразны. В зависимости от экзогенных процессов, сформировавших их впадины, могут быть выделены *ледниковые, карстовые, пойменные и дельтовые, обвальные и техногенные озера*.

Ледниковые озера обычно заполняют впадины, образованные при эрозионной деятельности ледников (троговые долины, ванны выпахивания) или неравномерном накоплении морен (см. параграф 10.6). Реже — вследствие подпруживания конечно-моренными грядами водных потоков. Особенно широко распространены в районах, испытавших в четвертичное время покровное оледенение (Скандинавия, Кольский п-ов, Карелия).

Карстовые озера представляют собой заполненные водой крупные воронки и котловины на поверхности растворимых пород — карбонатных, сульфатных, галоидных либо котловины, возникающие в результате провалов горных пород над подземными карстовыми пустотами. Такие озера обычно имеют сравнительно небольшие размеры. Они широко распространены в Ленинградской области, Онежско-Белозерском водоразделе и других районах. В областях развития многолетнемерзлых пород встречаются термокарстовые озера, впадины которых образовались в связи с вытаиванием льда и последующими просадками и провалами над образовавшимися полостями.

Пойменные и дельтовые озера образуются в отшнурованных участках русла — старицах, расположенных в поймах рек, или представляют собой части многочисленных рукавов их дельт. В плане имеют обычно серповидную или удлиненную форму.

Обвальные озера распространены в основном в горных районах и возникают в результате запруживания долин рек обвалами. По механизму всего образования они являются плотинными, так как одной из стенок озерной впадины является плотина. Широко известно Сарезское озеро на реке Мургаб на Памире, возникшее при землетрясении в 1911 г., когда крупный Усойский обвал перегородил долину реки.

Следует отметить, что иногда роль плотин могут играть лавовые потоки, гряды конечных морен.

К *техногенным* относятся озера, созданные человеком с помощью искусственных плотин. Их также называют водохранилищами (Каховское, Цимлянское и др.).

Многие озера по происхождению являются **смешанными**, так как их котлованы образовались в результате действия ряда причин.

Так, образование Ладожского и Онежского озер предопределено тектоническими факторами — разломами в фундаменте платформы. Однако современный облик они приобрели в результате ледниковых процессов.

Некоторые крупные озера (моря) являются остатками былых морских бассейнов. Это так называемые *реликтовые озера* — Каспийское, Аральское. Следует отметить, что большинство крупных озер на земном шаре имеет тектоническое или смешанное происхождение.

Вода, заполняющая озерные впадины, может иметь различное происхождение. Большая ее часть связана с атмосферными осадками и водными потоками, впадающими в озера. В ряде озер значительную роль играет питание подземными водами. Некоторые реликтовые озера сохранили морскую воду.

По гидрологическому режиму озера делят на *проточные* и *бессточные*. Проточными считаются озера, связанные как с впадающими, так и с вытекающими из них водотоками. Примером может служить озеро Байкал, куда впадают многие реки (реки Баргузин, Селенга и др.) и из которого вытекает река Ангара.

Бессточные озера не имеют вытекающих из них водотоков, и вся их водная масса расходуется только на испарение (Каспийское, Аральское, Балхаш и др.).

Вода озерных водоемов всегда содержит то или иное количество растворенных минеральных компонентов. Степень общей *минерализации*, или соленость, зависит в основном от климатических условий и гидрологического режима.

Так, в областях влажного (*гумидного*) климата распространены в основном проточные озера с содержанием солей, не превышающим 5 г/л, называемые *пресными* (Онежское, Ладожское, Селигер и др.).

В условиях сухого (*аридного*) климата развиваются *солоноватые* (5–25 г/л) и *соленые* (более 25 г/л) озера.

В ряде случаев благодаря интенсивному испарению озерная вода превращается в *рассол*. Например, в озере Эльтон соленость достигает 280 г/л, а в Мертвом море — 310 г/л. Солевой состав озерных вод определяется содержанием в них следующих основных компонентов: HCO_3^{1-} , CO_3^{2-} , Cl^1 , SO_4^{2-} , Na^{1+} , K^{1+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} . В небольших количествах могут встречаться соединения кремния, фосфора, железа.

В зависимости от преобладающих компонентов озера с высокой степенью минерализации делятся на *карбонатные* (содовые), *сульфатные* и *хлоридные*. Помимо растворенных компонентов в воде большинства озер, особенно пресных, содержатся тонкие механические взвеси, состоящие из пылеватых и глинистых частиц, а также планктональных организмов.

Геологическая деятельность озер

Работа озер очень близка к деятельности морских водоемов и отличается в основном масштабами своего проявления. Она складывается из разрушения берегов и прибрежных частей дна, переноса и сортировки материала внутри водоема, накопления осадков.

Разрушительная работа (озерная абразия) происходит в основном в прибрежной зоне и связана с воздействием ветровых волн. Под ударами волн берег разрушается и постепенно отступает. Интенсивность разрушения находится в прямой зависимости от величины водоема. У относительно небольших озер с установленным уровнем абразия минимальна.

Детальное изучение разрушительных процессов проводилось на берегах искусственных водоемов. Так, в Цимлянском водохранилище на Дону за пять лет берега были срезаны волнами в среднем на 50 м.

В целом в геологической работе озер разрушительная деятельность играет второстепенную роль.

Весь материал, поступающий в озера в результате их разрушительной деятельности, а также принесенный реками, ручьями, ветром, *разносится* волнами и течениями по всему водоему и в конечном итоге отлагается на его дне. Перенос происходит как в механической форме — перекатыванием по дну и в виде взвесей, так и в химической — в виде истинных и коллоидных растворов.

Осадконакопление, или *аккумулятивная деятельность*, играет наиболее важную роль в геологической работе озер.

В озерах образуются все генетические типы осадков: терригенные, органогенные и хемогенные. Преобладание тех или иных типов осадков зависит от климатических условий, рельефа, проточности озер и их солености. Озерные отложения часто обладают тонкой горизонтальной слоистостью, что обусловлено сравнительно спокойным гидродинамическим режимом среды осадконакопления.

Терригенные (обломочные) осадки наиболее характерны для пресноводных проточных озер, расположенных в районах влажного климата, с которыми связан интенсивный поверхностный сток. Благоприятствует их образованию расчлененный гористый рельеф окружающей суши.

Представлены обломочные отложения терригенными илами, песками, иногда гравием и галечниками. В крупных озерах в их распределении наблюдается зональность, сходная с морскими водоемами. В прибрежной зоне, вблизи крутых размываемых берегов, устьев рек и ручьев, отлагается более грубообломочный песчано-гравийно-галечный материал. В центральные части водоемов выносятся более мелкие алевритовые и глинистые частицы, образуя здесь илистые отложения. В мелких озерах иловые осадки начинаются непосредственно у берегов.

Песчано-глинистые осадки озер с тонкой горизонтальной слоистостью часто называют *ленточными глинами*. Образование более светлых песчаных прослоев в них в умеренном и холодном климате происходит в весенне-летний период, когда благодаря дождям и массовому снеготаянию в озера сносится большое количество обломочного материала. Более темные глинистые прослои образуются зимой путем осаждения из тончайших глинистых взвесей. Таким образом, каждая пара слоев соответствует годовому циклу осадконакопления.

Сравнительно небольшая глубина озер, спокойные гидродинамические условия благоприятствуют развитию богатого органического мира, а следовательно, и формированию *органогенных отложений*.

Живые организмы представлены в основном высшими (осоки, тростники, камыши и др.) и низшими (сине-зеленые и диатомовые водоросли) растениями. Из животных организмов, имеющих значение для процессов осадконакопления, наиболее важны двустворчатые моллюски и гастроноды.

Наиболее широко органогенные осадки развиваются в пресных и солоноватых озерах гумидных областей. К ним относятся сапропели, диатомиты и известняки-ракушечники.

Сапропель (от греч. «сапрос» — гнилой, «пелес» — ил) образуется в результате разложения в анаэробных условиях (без доступа воздуха) остатков мельчайших растительных и животных организмов, среди которых ведущее место принадлежит сине-зеленым водорослям. Важную роль в этом процессе играют бактерии. По мере накопления сапропелевых осадков они уплотняются, обезвоживаются и в итоге превращаются в разновидность бурого угля, называемую *сапропелитом*. Сапропели чаще образуются в небольших и сравнительно мелких водоемах. В более крупных и глубоких озерах сапропелевая масса смешивается с глинистыми осадками, образуя горючие глинистые сланцы.

В пресноводных озерах встречаются также органогенные илистые осадки, состоящие из скоплений кремнистых панцирей диатомовых водорослей. Впоследствии они преобразуются в горные породы, называемые диатомитами и диатомовыми трепелами.

Известняки-ракушечники, состоящие преимущественно из раковин гастропод и двустворок, встречаются сравнительно редко. Обычно они формируют маломощные прослои и линзы в озерных отложениях.

Хемогенные осадки достаточно разнообразны и встречаются в различных типах озер. Преимущественным развитием они пользуются в озерах областей аридного климата, чаще всего бессточных. Усиленное испарение, свойственное этим водоемам, приводит к перенасыщению растворов и химическому осаждению (садке) солей.

Главными видами химических осадков являются поваренная соль (NaCl), калийная соль ($\text{KCl}, \text{MgCl}_2$), глауберова соль, или мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), реже бура ($\text{NaB}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). В зависимости от преобладания в осадке тех или иных солей и различают хлоридные, сульфатные, содовые и боратные озера. Такие самоосадочные озера широко распространены в Прикаспии (Эльтон, Баскунчак, Иnder), Кулундинской степи (Михайловское, Петуховское).

В пресных и слабоминерализованных озерах гумидных областей, как уже отмечалось, преобладают терригенные отложения. Однако в них встречаются и некоторые типы химических осадков.

В прибрежных зонах, где происходит коагуляция коллоидных растворов, обогащенных поступающими с континента продуктами химического выветривания и почвообразования, образуются железистые осадки. Чаще всего они представлены мелкими округлыми выделениями, состоящими преимущественно из гидроксидов железа и имеющими концентрическое скорлуповатое строение. Такие образования называют *озерными оолитами*, или *бобовыми железными рудами*. Иногда они образуют на дне озера сплошной слой.

В тропических и субтропических областях, для которых характерно развитие мощных кор выветривания, в озерах, помимо железистых, формируются и глиноземистые осадки оолитового строения. Они состоят преимущественно из гидроксидов алюминия и впоследствии превращаются в ценнейшие руды этого металла — бокситы.

За счет привноса подземными водами карбонатов кальция образуются маломощные прослои и линзы карбонатных осадков: озерного мела, мергеля, известняковых конкреций.

Озера, особенно мелкие, сравнительно недолговечные водоемы, и часто, заполняясь осадками и зарастая, они превращаются в болота.

Обзор аккумулятивной деятельности озер показывает, что в них накапливаются очень разнообразные типы осадков, многие из которых используются как полезные ископаемые. Это прежде всего минеральные соли, сода, железные руды, бокситы, горючие сланцы, сапропели, применяемые в качестве удобрений, лечебных грязей, а также для

получения ряда органических соединений. Гравийно-песчано-глинистые отложения озер зачастую используются как местные строительные материалы.

Болота

Болотами называются участки земной поверхности с избыточным увлажнением верхних горизонтов горных пород и развитием влаголюбивой болотной растительности. На земном шаре они занимают площадь около 2 млн км².

Болота формируются на различных элементах рельефа, везде, где создаются условия для избыточного увлажнения. Причинами увлажнения могут быть обильные атмосферные осадки, поэтому болота располагаются в областях влажного гумидного климата, а также близкое к поверхности залегание водоупорных слоев, препятствующее дренажу грунтовых вод и обуславливающее их высокое стояние. Во многих районах нашей страны роль таких водоупоров играют многолетнемерзлые горные породы (см. параграф 10.5). В зависимости от местоположения, особенностей питания и растительности выделяют *низинные, верховые, переходные* (располагаются внутри континентов) и *приморские болота*.

Низинные болота располагаются в пониженных участках рельефа, часто занимая заболоченные котловины бывших озер. В их питании главную роль играют грунтовые воды, обычно обогащенные растворенными минеральными компонентами, что способствует развитию богатой растительности. Это зеленые мхи, тростники, осоки, а также древесно-кустарниковая растительность.

Верховые болота приурочены к слабовогнутым участкам водоразделов, пологим склонам возвышенностей, речным террасам. Основную роль в их питании играют атмосферные осадки, поскольку грунтовые воды обычно залегают здесь глубоко. Атмосферная влага бедна минеральными солями, поэтому в таких болотах развивается малотребовательная к содержанию питательных веществ растительность, среди которой преобладают белые сфагновые мхи.

Болота *переходного* типа имеют смешанное питание — атмосферными осадками и подземными водами.

Приморские болота располагаются на низменных морских побережьях и наиболее характерны для тропических и субтропических областей. Они могут занимать очень большие пространства и во время приливов периодически заливаются водой. Питание их главным образом атмосферное. Это так называемые лесные болота с преобладанием древесных растений, корневая система которых приспособлена к длительному существованию под водой. Примером могут служить мангровые заросли тропиков.

Особый тип болот часто развивается в дельтах крупных рек; их называют *плавнями*. Следует отметить, что в природных условиях все типы болот могут быть связаны взаимными переходами.

Геологическая деятельность болот

Преимущественно сводится к процессам осадконакопления. Здесь накапливаются органогенные и в значительно меньшей степени хемогенные осадки. Терригенные осадки практически отсутствуют.

Среди *органогенных отложений* наиболее важным является торф. Исходным материалом для его образования являются остатки различной болотной растительности, мхов, трав, кустарников и деревьев, при этом важнейшую роль играет клетчатка растений, состоящая из углерода, водорода, кислорода и азота.

В болотах вследствие накопления значительных толщ органических остатков доступ воздуха ограничен. Поэтому дальнейшие преобразования органической массы происходят при ограниченном доступе или без доступа кислорода. В верхних частях бассейнов, где имеется ограниченный доступ воздуха, происходит частичное преобразование растительного материала в *перегной*, или гумус (от лат. «хумус» — земля). В нижних частях в условиях полного отсутствия кислорода и в среде деятельности анаэробных бактерий перегнивающая растительная масса преобразуется в *торф*.

Этот медленный процесс гниения, происходящий без доступа воздуха и ведущий к образованию торфа, называют *гумификацией*, или начальной стадией *углефикации*. В ходе него происходит постепенное возрастание в породе содержания углерода (до 57–59 %).

Торф представляет собой органогенную (фитогенную) осадочную породу коричневого, бурого или почти черного цвета, состоящую из растительных остатков.

В зависимости от преобладающего состава растений различают мховой, травяной и древесный виды торфа. Особенно большое разнообразие торфа наблюдается в торфяниках, образовавшихся на месте заболоченных озер. Залегает торф в виде линзообразных и пластообразных залежей, мощность которых достигает 20 м. На поверхности Земли торфяники занимают площадь около 1,75 млн км². В России основная их масса сосредоточена в Западной Сибири и в Карелии.

Хемогенные осадки образуются в болотах в очень небольшом количестве и связаны с привносом соответствующих компонентов подземными водами. Так, в низинных болотах,питающихся жесткими грунтовыми водами с большим количеством карбонатов кальция, образуются линзы известняков (*болотная известь*). Из растворенных железистых соединений в восстановительной среде формируются болотные желез-

ные руды сидеритового состава, а в окислительной — бурые железняки.

Среди болотных отложений основное практическое значение имеет торф. Он используется в качестве топлива на электростанциях (Шатурская в Московской области), в химической промышленности — для получения ряда органических соединений (аммиак, спирт, фенол, парафин и др.), в сельском хозяйстве — для удобрения почв, в строительстве — для изготовления теплоизоляционных плит.

В древних болотах достаточно часты *ископаемые угли*. Они образовались при дальнейшей углефикации торфяных осадков в результате процессов их диагенеза и метаморфизма. По возрастанию степени обуглероживания ископаемые угли образуют следующий ряд: бурый уголь (67–78 % углерода) — каменный уголь (75–97 %) — антрацит (92–97 %). Все угли торфяного происхождения принято называть гумусовыми в отличие от гораздо более редких сапронелевых, образовавшихся из сапронелита.

Угленосные бассейны, формирование которых происходило в условиях древних болот приморских равнин, называют *паралическими* (от греч. «паралиос» — приморский). А бассейны, образовавшиеся в древних болотах, расположенных внутри континентов, — *лимническими*.

В геологической истории сколько-нибудь заметное углеобразование стало возможным лишь начиная с девонского времени, когда появилась хорошо развитая растительность. Эпохи наиболее интенсивного угленакопления относятся к каменноугольному, пермскому, юрскому и палеогеновому периодам.

10.9. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Понятие *гравитационные геологические процессы* включает в себя разрушение горных пород или осадков в верхних частях склонов, перемещение разрушенного материала вниз по склону под действием силы тяжести и накопление его в пониженных участках рельефа. Эти процессы происходят на склонах гор, берегов морей и рек; на наклонном морском дне. Перемещающийся материал может находиться в твердом или полужидком состоянии. Все перемещения такого рода происходят эпизодически — в одни периоды склон относительно устойчив, в другие он теряет устойчивость и начинается движение материала.

Причинами, вызывающими гравитационный перенос горных пород и осадков, могут являться природные регулярно повторяющиеся события, такие как сезонные дожди, таяние снега, оттаивание грунта, удаление пород из основания склона в результате подмывания рекой (эрозия) и морем (абразия). В число причин могут быть включены также землетрясения и воздействие человека на окружающую среду.

Главной движущей силой, перемещающей массы вещества из повышенных участков рельефа в пониженные, является *сила тяжести*. Эффект действия силы тяжести зависит от характера склона, по которому происходит движение, и от внутреннего сцепления и прочности горных пород и осадков, участвующих в этом переносе.

Как видно из рис. 10.63, сила F , направленная вдоль склона и перемещающая тела вниз, является результатирующей при сложении силы тяжести (P) и силы реакции опоры (N), ориентированной нормально к поверхности склона. Сила трения (F_{tp}), удерживающая тело, направлена по склону вверх. До тех пор пока сила трения больше силы F , тело остается в устойчивом положении и не перемещается по склону.

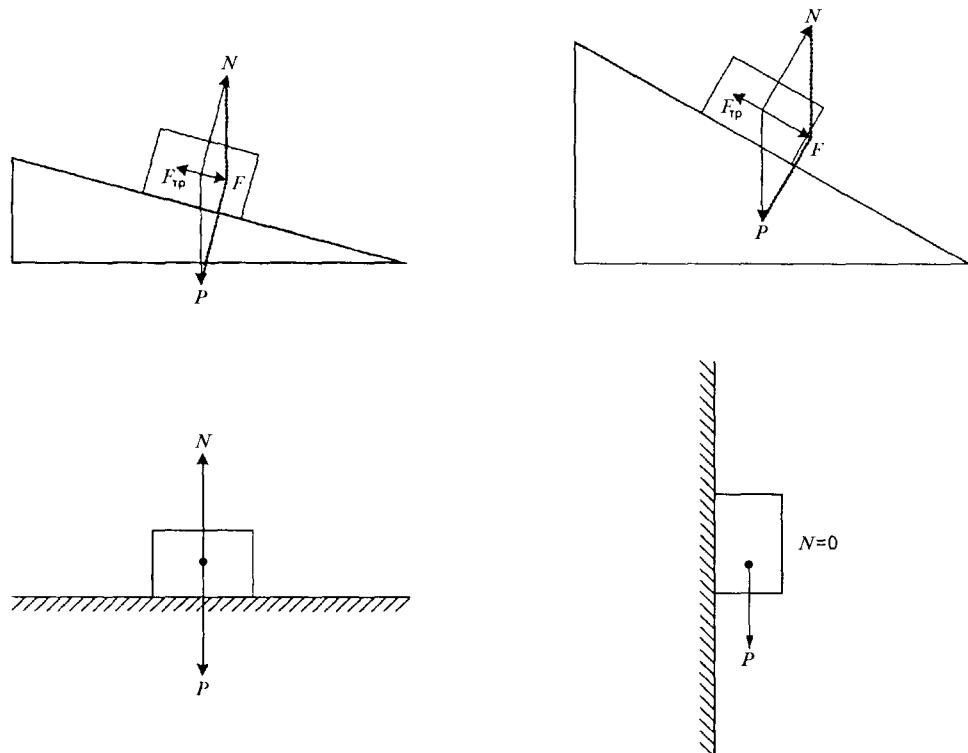


Рис. 10.63. Распределение сил, действующих на предмет: P — вес тела; F_{tp} — сила трения; N — реакция опоры; F — результирующая от разложения силы F и N

Сила трения (F_{tp}) является функцией реакции опоры (N) и свойств соприкасающихся поверхностей материала, лежащего на склоне, и самого склона. Величина реакции опоры зависит исключительно от угла наклона. По мере увеличения наклона величина силы N (и, следовательно, сила трения) уменьшается, а F возрастает.

На вертикальной поверхности N равна нулю, следовательно, сила трения, препятствующая перемещению по склону, тоже равна нулю. На горизонтальной поверхности величина реакции опоры равна величине силы тяжести, а сила F , перемещающая тела по склону, равна нулю. Таким образом, чем круче склон, тем сильнее он разрушается в результате гравитационных процессов и стремится приобрести большую устойчивость за счет общего уменьшения угла наклона. Гравитационный перенос пород будет совершаясь до тех пор, пока не сформируется пологий склон, на котором материал находится в равновесии. Для сыпучих пород это *угол естественного откоса*.

Крутизну склона увеличивают такие процессы и явления, как волновая деятельность у морских берегов, вынос материала из основания склонов в результате подрезания его реками и ледниками, открытая разработка месторождений и строительство зданий, сооружений и дорог.

Влияние окружающей среды на устойчивость склонов в основном зависит от *климата*. Засушливый климат благоприятен для создания и сохранения крутых склонов, а выпадение большого количества осадков способствует выполаживанию склонов из-за сползания рыхлых отложений. Отсутствие растительности на склонах, покрытых чехлом рыхлых отложений, также приводит к их быстрому выполаживанию. С другой стороны, корневая система растений, проникая в трещины и другие полости, раскалывает и расшатывает глыбы массивных пород, активизирует гравитационные процессы.

Привести обломки пород в неустойчивое состояние могут роющие организмы и даже шаги животных, проходящих по склону.

Однако самая *быстрая дезинтеграция* пород на суще идет в условиях холодного климата в самом высоком ярусе гор (гляциальном-нивальных и субнивальных областях), где господствует физическое, преимущественно *морозное выветривание*. Например, в горах Центрального Алтая скорость отступления разрушаемых ледниками склонов составляет 7–8 мм в год. На той же высоте в условиях аридного климата (плато Колорадо в районе Гранд Джанкшен, США) скорость снижения склонов равна 0,7 мм в год. В то же время в условиях жаркого влажного климата она составляет всего 0,092 мм в год.

Большое влияние на интенсивность гравитационных процессов оказывают особенности *структуры, текстуры и сила сцепления* между отдельными частицами пород, подвергающихся переносу.

Взаимное прорастание или хорошая цементация минералов и обломков препятствуют гравитационному переносу. Перенос материала может облегчить наличие ослабленных зон в породах, таких как плоскости напластования, сланцеватость, трещиноватость и отдельность.

Сцепление между зернами, обломками или блоками может уменьшиться при наличии веществ, выполняющих роль смазки. Таким веществом чаще всего является природная вода из подземных источников, дождь и талый снег или вода антропогенного происхождения при неправильной ирригации или утечке из водохранилищ.

Подземные воды выщелачивают и вымывают отдельные минералы, образуя пустоты и ослабляя связи между выше- и нижележащими слоями пород. Поверхностные воды пропитывают рыхлые и полурыхлые массы, обволакивают отдельные частицы пленкой, уменьшающей трение и нарушающей связи между ними. Породы разжижаются и начинают сползать по склону. Если вода абсорбируется глинистым веществом, то это вызывает его разбухание и образование пластов скользкой грязи, которые облегчают движение. В других случаях гравитационный перенос облегчается за счет увеличения веса, обусловленного накаплившейся водой в порах породы или осадка.

Первоначальный состав пород почти не влияет на их поведение при гравитационных процессах: крутые склоны (до 90°) наблюдаются в различных генетических типах магматических, метаморфических и осадочных пород. Тем не менее наиболее часто *очень крутые*, высокие (более 100 м) склоны встречаются в массивах *магматических* пород, что объясняется отсутствием слоистости и сланцеватости, наиболее характерных для осадочных и метаморфических пород.

Таким образом, для формирования гравитационных процессов первостепенное значение имеют текстурные особенности и интенсивность процессов выветривания.

Важно отметить, что гравитационное перемещение может совершаться с *различной скоростью* (быстро, мгновенно или весьма медленно). Скорость процессов зависит от механизма перемещения вещества и изменяется в широких пределах: от 100 м/с и более (при обвалах и камнепадах) до практически незаметных смещений, связанных с медленным оползанием, или *крипом* (от англ. *creep* — ползти, скользить). Скорость такого медленного течения вниз по склону измеряется лишь несколькими метрами в столетие.

Существуют различные способы перемещения вниз по склону горных пород, подвергшихся разрушению. К ним относятся *падение*, *скатывание* и *скольжение* обломков по крутым склонам, вызывающие дробление материала материнских пород.

Может происходить соскальзывание по склону больших масс пород. При этом деформация внутри самих этих масс будет небольшой. И, наконец, перемещение может носить характер *пластического течения*, или *текущая полужидкой массы*, в результате чего форма и внут-

принес строение первичного материала изменяются как незначительно, так и коренным образом. На одном и том же склоне эти процессы могут чередоваться во времени. Так, склон, на котором происходит медленное пластическое течение (крип), может внезапно обрушиться и превратиться в оползень. В его пределах могут сохраняться как участки с ненарушенным первичным строением, так и участки, на которых оползень имеет вид несцепментированной массы беспорядочно перемешанных фрагментов (рис. 10.64).



Рис. 10.64. Оползневый цирк на плато Джиделин Булак
(Аральское море) (по М. Щепетильникову)

В результате разрушения и переноса материала при гравитационных процессах образуются отложения, называемые *коллювием* (от лат. *colluvio* — скопление). Коллювиальные отложения состоят из разнообразных по составу и размерам обломков пород: глыб, щебня, песков, алевритовых и пелитовых частиц. Характерны слабая сортировка материала, отсутствие или чаше линзовидная слоистость, очень изменчивая мощность. Современный коллювий может быть рыхлой или слабо сцепментированной породой.

В настоящее время обсуждаются несколько классификаций гравитационных процессов, основанных на использовании различных параметров. Например, А. Аллисон и Д. Пальмер (1984) учитывают главным образом скорость и механизм перемещения материала, подразделяя все гравитационные процессы на *три категории*.

1. Крип, или медленное течение, в том числе крип почвы, коренных пород, сползание осипей, каменных потоков (камениных глетчеров), солифлюкция.
2. Быстрое течение, в том числе сели, лахары, оползни, обвалы (обломочные лавины), подводно-склоновые процессы.
3. Скольжение и падение, в том числе камнепады, соскальзывание обломков и глыб, снежные лавины и оползни-обвалы.

В действительности достаточно трудно по механизму перемещения материала различные оползни, обвалы или обломочные лавины отнести

к быстрому течению или к скольжению, поэтому чаще при классификации гравитационных процессов главным образом учитывается влияние силы тяжести и воды.

В нашей классификации (табл. 10.3) мы попытались учесть влияние гравитационного (сила тяжести) и аквального (водный) факторов, а также скорость перемещения масс горных пород и осадков.

Таблица 10.3

Классификация гравитационных процессов

Категория процессов	Скорость процесса	Тип
Собственно гравитационные	Медленное перемещение	Крип почвы и коренных пород, сползание осыпей
	Быстрое перемещение	Обвалы (обломочные лавины), камнепады, осыпи, оползни-обвалы, провалы, снежные лавины
Водно-гравитационные	Медленное течение Быстрое течение	Солифлюкция Оползни, сели, лахары
Подводно-склоновые	Быстрое течение	Подводные обвалы, подводные оползни, мутьевые потоки

Крип — это медленное перемещение поверхностных дезинтегрированных отложений как вглубь Земли (*глубинный крип*) в виде просадок и прогибов, так и вниз по склонам возвышенностей (*склоновый крип*).

Крип обусловлен уплотнением рыхлых пластичных пород на глубине (лесса, глины), образованием там разуплотненного вещества вследствие таяния и замерзания воды (*криогенный крип*), выщелачиванием отдельных минералов, оттоком подземной воды при откачках, извлечении нефти, газа и т. п. (*антропогенный крип*).

Признаки склонового крипа имеются почти на каждом склоне, покрытом почвой. Он проявляется в наклоне изгородей и телеграфных столбов, разрушении и смещении подпорных стенок, искривлении стволов деревьев. Оползание почвы отклоняет деревья вниз по склону, тогда как в процессе роста они стремятся снова вернуться в вертикальное положение. Часто образуются оголенные склоны с холмистым нагромождением коллювия у их подножия.

В результате проявления крипа на задернованных склонах развиваются серповидные уступы и трещины, от очень маленьких до крупных, достигающих 30 м, концы которых («рога») направлены вниз по склону. Такие формы рельефа возникают из-за неодинаковой скорости движения материала по наклонной поверхности.

В результате глубинного крипа на поверхности формируются плоские блюдцеобразные котловины. Иногда может нарушаться линейность полотна дороги и железнодорожных путей.

Скорость крипа зависит от изменения температуры, количества атмосферных осадков, угла склона, типа почв и характера материнской породы. Наиболее медленно крип развивается в породах типа лёсса, которые могут держать почти отвесные склоны. В слабо сцепленированных песчаных отложениях с высоким содержанием окатанных зерен проявление крипа заметнее.

Крип в коренных породах представляет медленное скольжение вниз по склону крупных монолитов или блоков, которое происходит в местах обнажения трещиноватых массивных пород. В слоистых осадочных или сланцеватых метаморфических толщах крип приводит к загибанию слоев вниз по склону или даже их наклону, обратному истинному падению.

Сползание осыпей — это медленное перемещение вниз по склону средних по размеру неправильной формы обломков, образующих *каменный поток* (*курумы*, *каменный глетчер*, *каменная река*). Это явление наблюдается в областях развития склонов крутизной от 3–5 до 40–45°. Скорость движения определяется климатическими условиями: в районах с сильными колебаниями суточной температуры она выше, чем в районах со слабыми изменениями температуры. Самое *быстрое сползание осыпей* свойственно *холодным районам*, где интенсивно проявляется *морозное выветривание*.

Свободное падение обломочного материала, или *камнепады*, наиболее широко развито в областях с сильно расчлененным рельефом и большой крутизной склонов. При свободном падении скорость перемещения материала определяется только ускорением силы тяжести и сопротивлением воздуха. Обломки после падения разбиваются при ударе о поверхность внизу, а потом могут катиться, сползать или скользить до тех пор, пока энергия движения не израсходуется на преодоление сил трения. Продукты разрушения могут накапливаться в виде масс конусообразной формы до тех пор, пока не образуется угол естественного откоса, характерный для данного материала (угол естественного откоса¹ зависит от размера обломков и изменяется от 21 до 32°).

¹ Угол естественного откоса зависит от шероховатости и формы частиц породы, степени их увлажнения, гранулометрического состава, а также от плотности кусков породы. Углы естественного откоса песков составляют 19–37°, пылеватые увлажненные мелкодисперсные породы (пльзыны, болотистый грунт, обводненный лесс) имеют угол, не превышающий 3–5°. С увеличением влажности горной породы до некоторого предела угол естественного откоса сначала возрастает (увеличивается сцепление между частицами), а затем уменьшается (вода играет роль смазки). Для рыхлых пород средний угол естественного откоса в сухом состоянии составляет 32–45°, влажных — 25–40°, а водонасыщенных — 10–25°. Угол естественного откоса увеличивается с увеличением крупности и угловатости частиц породы.

В горных странах, особенно в зонах аридного и семиаридного климата, широко развиты *обвалы и осьти*.

Обвалами (их еще называют обломочной лавиной) является быстрое перемещение обломочного материала без участия воды на крутых склонах (угол больше угла естественного откоса) в гористой местности вследствие потери сцепления (в результате выветривания) или потери опоры (выветривание, эрозия и абразия у основания склона). Крупные блоки горных пород обрушаются внезапно, а обвальная масса (коллювий) образует завал (рис. 10.65). С обломками пород может смешиваться значительное количество снега и льда, тогда на заснеженных склонах обломочная лавина постепенно сменяется снежной лавиной. Иногда коллювиальные массы, спустившись по склону в долину, начинают подниматься вверх по противоположному склону на значительные расстояния.



Рис. 10.65. Завалы из крупноблокового коллювия. Плато Устьюрт
(по М. Щенетильникову)

Обвалы, как правило, происходят в районах с влажным климатом. Обломочный материал обрушается в пределах сравнительно узких зон вслед за *обильными дождями*, которые увеличивают вес рыхлого материала на крутых склонах. Причиной же наиболее крупных обвалов являются *землетрясения*.

Осьти — это перемещение по склону щебня и мелких обломков, отделяющихся от скальных пород склона в результате физического выветривания и перемещающихся вниз под действием силы тяжести (рис. 10.66а).

Обрушения масс горных пород под действием силы тяжести над подземными полостями или пустотами естественного или антропогенного происхождения называются *провалами*. Причинами возникнове-

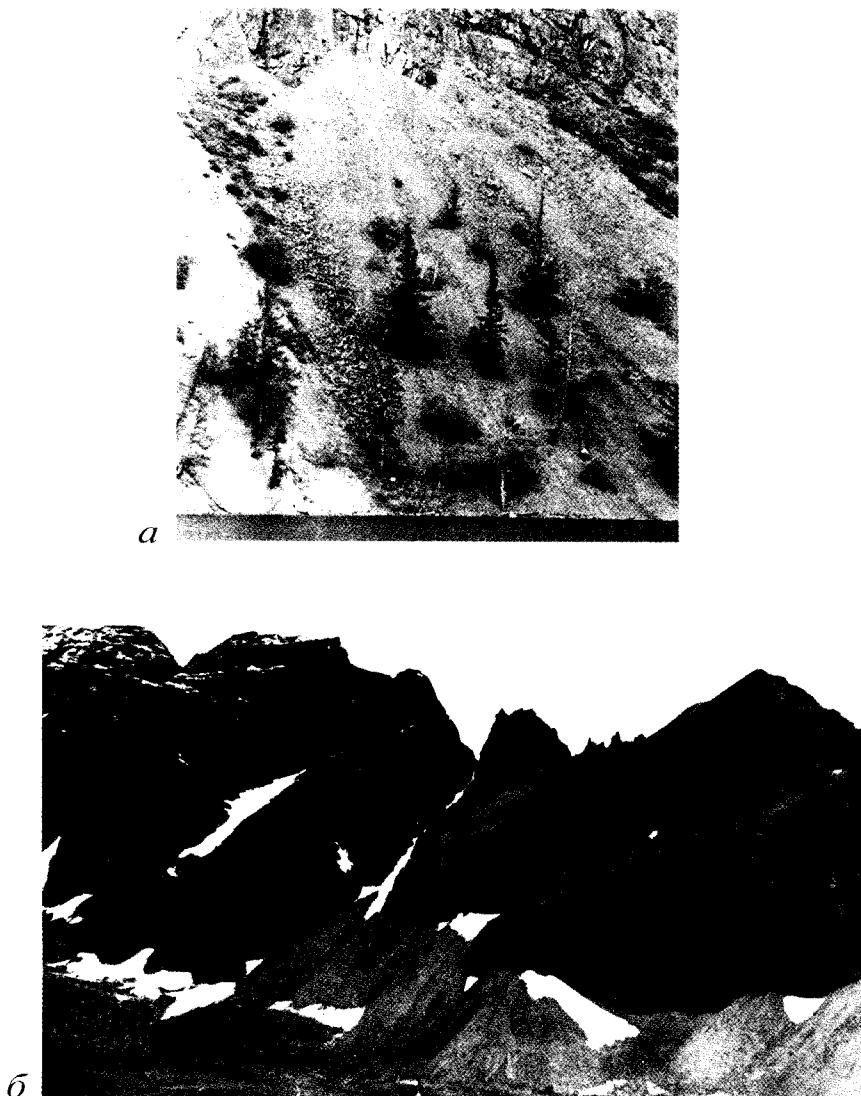


Рис. 10.66. Осыпи (а) и конусы выноса (б).
Забайкалье (по П. Верхотурову)

ния провалов могут служить землетрясения, взрывы, резкое увеличение нагрузки на «крышу» подземной полости. Последствием провалов является появление на поверхности Земли отрицательных форм рельефа (ям, колодцев, котловин), размеры и форма которых зависят только от объемов подземных пустот.

В скалистых горах некоторых областей *снежные лавины* являются главным агентом переноса обломочного материала на крутых склонах выше

верхней границы леса. Снежные лавины — массы снега, падающие или соскальзывающие с круtyх склонов гор под действием силы тяжести, обладают большой разрушительной силой из-за образования *воздушной* предлавинной волны. Во время движения лавины снежная масса захватывает пылевато-щебнисто-глыбовый материал со склонов, оставляя на своем пути рытвины и *лавинные желоба*, сложенные коренными породами. Сброшенные лавиной обломки пород аккумулируются в долинах в виде *лавинного конуса* (см. рис. 10.66б). Среднегодовая скорость накопления обломочного материала колеблется от 0,7 до 5 мм в год.

Водно-гравитационные процессы

Солифлюкция (от лат. *solum* — почва, грунт; *fluxus* — течь) — медленное пластично-вязкое течение почв и увлажненных масс дисперсных отложений на склонах, наблюдающееся там, где грунт сезонно промерзает на значительную глубину. Поскольку оттаивание распространяется с поверхности на глубину, талые воды не могут просочиться вниз и верхний оттаявший слой почвы насыщается водой, приобретая свойства вязкой жидкости. Для развития солифлюкции необходимо наличие трех факторов (Романовский, 1983):

- супесчано-суглинистых пылеватых отложений, часто с включениями довольно крупных глыб;
- высокой влажности отложений;
- уклонов, обеспечивающих течение увлажненных пород (обычно от 3 до 10–15°, но иногда — 0,5°).

В процессе солифлюкции образуются пятачные формы рельефа — солифлюкционные языки различной протяженности и ширины, солифлюкционные террасы, покровы и другие формы.

Солифлюкция особенно эффективна в горных районах выше линии развития древесной растительности и в полярных и приполярных областях, где существует вечная мерзлота.

Отрыв масс горных пород и перемещение их со скоростью от 0,1 до 100 м/год вниз по склону под действием силы тяжести называются *оползнем*. В оползневых перемещениях могут участвовать крупные блоки твердых горных пород (*блоковые оползни*) и отдельные глыбы, сохранившие первичную текстуру (*глыбовые оползни*), слоистые трещиноватые горные породы; рыхлые и раздробленные склоновые отложения коллювиального, делювиального и почвенного происхождения.

Скольжение происходит по искривленной поверхности, которая проходит внутри склона и называется *поверхностью скольжения* (или *ложем оползня*). Она имеет, как правило, вогнутую форму: более крутыю в верхней части склона и положе к его подножию.

По углу наклона ложа различают четыре типа оползней.

1. Очень пологие — углы, не превышающие 3–5° (в подводных условиях).
2. Пологие — 5–15°.
3. Крутые — 15–45°.
4. Очень крутые — более 45°.

По глубине залегания поверхности скольжения оползни подразделяются на:

- поверхностные — не глубже 1 м (оплывины, сплывы);
- мелкие — до 5 м;
- глубокие — до 20 м;
- очень глубокие — глубже 20 м.

Размеры оползней зависят главным образом от высоты склонов.

В горах оползневые блоки могут достигать нескольких километров в поперечнике, а на равнинах их ширина не превышает нескольких сотен метров. Отдельные части оползневого тела перемещаются с различной скоростью и подвергаются различным видам деформации. В верхней (тыльной) части оползневого тела и вдоль его поверхности обычно развивается хрупкая деформация, а внутри его преобладает пластическая. Это приводит к образованию трещин, стенок отрыва и уступов (эскарпов) в тыльной части и бугров выпирания, гряд сжатия и впадин в лобовой (фронтальной) части оползневого тела.

По форме оползневого тела в плане и строению стенок отрыва выделяется несколько *типов оползней*.

Террасовидный оползень имеет линейную форму, ровную поверхность и прямую ступенеобразную стенку отрыва, расположенную попереck склона.

Уцирковидного оползня стенка отрыва дугообразно изогнута и напоминает полуцирк, а само тело имеет изометричную округлую форму.

Ложкообразные оползни по строению сходны с циркообразными, но в плане вытянуты вдоль склона.

Перемещение оползней обычно происходит неравномерно: быстрое движение сменяется медленным или даже длительным состоянием покоя. Движение оползневых тел обычно происходит по глинистым породам, играющим роль смазки. Вода, проникающая на ложе оползня в результате таяния снегов, ледников и после сильных дождей, улучшает скольжение вышележащих пород.

В качестве примера можно привести Южную Калифорнию, где ураган и дожди, давшие 25 см осадков, стали в январе 1969 г. причиной целой серии оползней, под которыми погибло около 100 человек. Общий ущерб составил более 60 млн долл. Порядка 9000 домов были разрушены или серьезно повреждены.

Причинами возникновения или активизации оползневых процессов могут послужить усиление давления на верхнюю часть оползневого тела (*детрузивный тип*); образование полостей в нижней части склона (*делятсивный тип*); подмыв склона рекой или морскими волнами (соответственно *эррозионный* и *абразионный типы*); землетрясения (*сейсмический тип*); деятельность человека (*антропогенный тип*).

Сели (от араб. «сель» — бурный поток; син. *грязевые потоки, муры*) представляют собой кратковременные разрушительные потоки, перегруженные грязекаменным материалом, которые появляются внезапно и движутся с большой скоростью (иногда более 3 м/с). Причиной их возникновения является выпадение обильных ливней или интенсивное таяние снега в предгорных и горных районах. Сели обычно текут по руслам существовавших прежде водотоков или логов с большими уклонами тальвега.

По преобладающей размерности переносимого материала селевые потоки разделяются на водно-каменные с преобладанием валунов и глыб, грязевые, состоящие в основном из тонких глинистых частиц, и грязекаменные, насыщенные поровну мелкими и крупными обломками (сели альпийского типа). Содержание обломочного материала в грязекаменных селях зависит от крутизны склона, по которому он движется. Например, при крутизне ложа 15° его количество в потоке достигает 40–45 % от массы селя, при крутизне 36° масса обломков достигает 70 %. В передовой части потока собирается твердый материал, образуя крутую стену — фронтальную дамбу.

Разрушительная сила грязевых потоков может быть катастрофической. Так, в ноябре 1963 г. селевые потоки, вызванные тропическими ливнями, в Северной Гранд-Ривьере (Гаити) унесли около 500 жизней, затопили деревни грязью, забросали валунами, сровняли с землей постройки и полностью уничтожили урожай на территории целого района. В нашей стране за последнее время самые крупные грязекаменные потоки были зафиксированы в городе Тырныаузе (Кабардино-Балкарская республика) в июле 2000 г., в результате схода которых погибло восемь человек, было затоплено пять жилых домов до уровня третьего этажа, разрушен автомобильный мост через реку Баксан и около 1000 человек остались без крова.

В гляциально-нивальном (выше снеговой линии) поясе гор, а также в районах Субарктики и Арктики зарождаются специфические *гляциальные сели*, представляющие собой стремительно движущуюся водно-снежно-ледовую массу, перемешанную с грязекаменным материалом в количестве от 4–6 до 50 % и более. Такие сели возникают при прорывах воды либо из озер, подпруженных ледниками, либо из моренных озер. Причинами прорыва могут быть как внешние

процессы (интенсивное снеготаяние, дожди и т. д.), так и процессы внутренней динамики (извержения вулканов и землетрясения) (см. параграф 9.2).

Отложения селей называются *суглинистым коллювием*, представляющим собой несортированную породу, в которой в одних случаях преобладает грубообломочный материал, в других — глины, пески, почва. Иногда в устьевой части потока происходит вторичная сортировка материала, связанная с вымыванием из него мелких частиц, и переотложение их ниже по течению.

На крутых склонах действующих вулканов, засыпанных мощными, еще рыхлыми отложениями пепла и пыли, после сильных дождей, таяния снега и льда или прорыва вулканических озер образуются *лахары* (индонез.), представляющие собой разновидность грязекаменных потоков, несущих с собой мелкие обломки и угловатые глыбы пород преимущественно вулканического происхождения. Различают горячие и холодные лахары.

Горячие лахары возникают при взрывном извержении вулканов и образованы горячим пирокластическим материалом с большим количеством пепла, смешанным с водой. Отложения хаотичны, со слабой слоистостью. По бокам потока наблюдаются гряды грубого материала, подобные краевым моренам ледника. Характерным признаком горячего лахара является наличие пузырей или трубчатых полостей в пепловом материале.

Холодные лахары — грязевые потоки, состоящие из рыхлого материала вулканического происхождения. Их возникновение не связано непосредственно с извержениями, а является результатом внезапного поступления золы из кратерного озера при разрушении стенок кратера или после длительных ливней.

Подводно-склоновые процессы

Подводные обвалы, оползни, муттевые потоки имеют место на подводных обрывистых склонах, когда под действием собственного веса осадки начинают сползать, создавая оползневые формы, похожие на поверхности. Причиной возникновения этого процесса может быть дополнительная нагрузка на морские осадки, которую вызывают обвалы берегов или оползневые тела, спускающиеся с берега в море. Подводные оползни могут охватывать весь склон или перемещаться по подводным каньонам и ложбинам стока. Спускаясь по каньонам или ложбинам, подводный оползень может превратиться сначала в грязевой, а затем и в муттевой поток, перенося материал на расстояния в сотни километров и развивая скорость 90 км/ч.

Глава 11

КСЕНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Ксеногенными называются процессы, протекающие под действием энергии, высвобождающейся в результате падения на Землю малых космических тел. Ксеногенные процессы приводят к изменению состава и строения (структуре) земной коры и формы земной поверхности.

Одним из результатов действия ксеногенных процессов является образование *ксеногенных структур*, которые широко известны под названием *импактных структур (кратеров)*, или *астроблем*. Это особые геологические образования, отличающиеся по внутреннему строению и характеру залегающих в них пород от различных объектов тектонического, вулканического и иного происхождения.

Породы, выполняющие импактные кратеры, — *взрывные брекции* и *импактиты* — по условиям залегания, текстурно-структурным особенностям и составу отличаются от известных осадочных, магматических и метаморфических пород и являются результатом дробления, плавления, перемешивания и перемещения пород субстрата.

Самым надежным критерием выделения ксеногенных структур является обнаружение остатков метеоритного вещества и специфических изменений пород, произошедших в результате краткосрочного воздействия взрывной волны и высокой температуры (*ударный, метаморфизм или шок-метаморфизм*).

В настоящее время на Земле известно около 200 импактных структур, распределение которых неравномерно и в основном зависит от геологической изученности регионов. Астроблемы, изученные на Земле, по форме похожи на импактные кратеры Луны, Марса и других планет Солнечной системы, где они распространены весьма широко (см. главу 3, а также рис. 7, 8 на цветной вклейке).

Образование ксеногенных структур

Ежегодно в земную атмосферу проникает около 20 тыс. т метеоритного вещества, источником которого является главным образом пояс астероидов. То есть ежедневно на Землю падает 50 т космического материала — обычно мелких пылинок и песчинок. Доля более крупных обломков (весом от нескольких килограммов до тонны) составляет примерно 100 т в год.

Метеоритный удар приводит к созданию кратерных структур. Если скорость метеорита достаточно велика (11–30 км/с), а масса значительна (1000 т и более), то он проходит атмосферу практически без разрушения и торможения; кинетическая энергия движения переходит в тепловую, и происходит тепловой взрыв, приводящий к образованию *взрывного кратера* диаметром от сотен метров до 100 км и более. Тела с малой массой и малой скоростью, войдя в атмосферу, замедляются и разрушаются; их обломки при падении образуют на земной поверхности ямки, лунки, воронки и *ударные кратеры* диаметром до нескольких десятков метров, в которых находят остатки метеоритов или распыленное метеоритное вещество.

Процесс образования взрывного кратера разделяется на несколько быстро сменяющихся и частично перекрывающихся во времени фаз (рис. 11.1): *фаза сжатия* — космическое тело тормозится в толще горных пород; *фаза экскавации* — образование транзитного (переходного) кратера, происходящее при тепловом взрыве ударившего тела; *фаза трансформации* транзитного кратера (*ранняя модификация*) и заполнения его обломочным материалом. Первая и вторая фазы протекают почти мгновенно, третья фаза также кратковременна, но оседание обломочного материала из пылевого облака может продолжаться длительное время. Последующие преобразования (*поздняя модификация*) могут происходить в течение геологических веков и эр и включают процессы диагенеза, эрозии, захоронения структур и т. д.

Расчеты показывают, что при столкновении с метеоритами, движущимися со скоростью более 3–4 км/с, начальное давление должно равняться 10^9 Па при температуре 10 000 °С, теоретическое время воздействия ударной волны на породу — миллионные доли секунды. При образовании кратера диаметром 50 км почти мгновенно выделяется энергия, равная 10^{22} Дж (что по мощности и энергии превосходит отдельные вулканические взрывы, землетрясения, цунами и т. д.).

Строение импактных кратеров

В строении импактных кратеров выделяются:

- *дно (истинное дно)* — отрицательная структура на месте взрыва, возникшая в результате выноса горных пород, имеет плоскодонное, чашеобразное и прочие формы сечения. Форма и строение дна усложняются с увеличением попечника — днища крупных кратеров осложнены трещинами, рытвинами, буграми, центральными горками;
- *центральная горка (центральный пик)* — образуется в кратерах диаметром 5–50 км. Ее образование объясняется упругой отдачей пород поверхности после взрыва. В кратерах диаметром 50 км образуются *центральные кольцевые поднятия*;

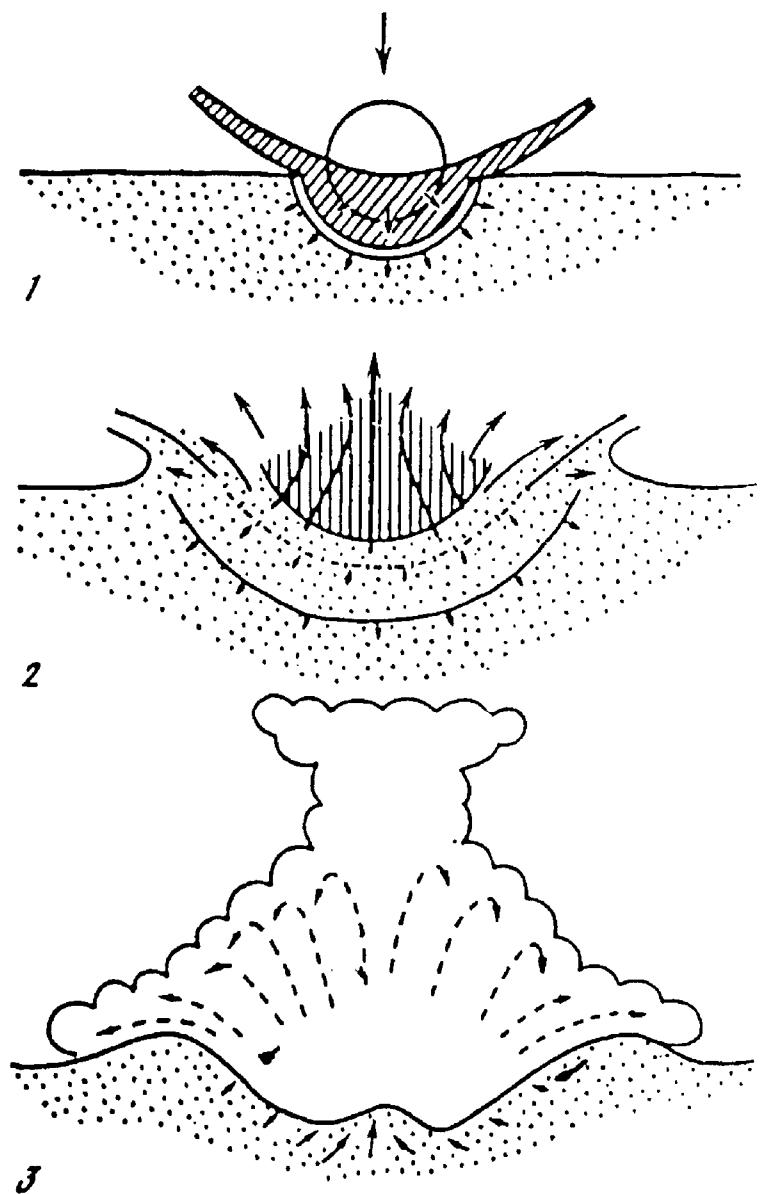


Рис. 11.1. Схема кратерообразования (Масайтис и др., 1980).
Фазы: 1 — сжатия; 2 — экскавации; 3 — ранней модификации и заполнения

- *кольцевой вал* — насыпная структура, обрамляющая кратер и, как правило, имеющая асимметричную форму (внутренний склон круче внешнего). Объем кольцевого вала составляет 20–40 % от объема выброшенного взрывом материала.

Взрывные импактные кратеры по морфологии подразделяются на простые и сложные (рис. 11.2). Сложные кратеры характеризуются наличием поднятий: центрального (диаметр кратера более 3–4 км) или кольцевого (диаметр более 15 км). Различия в строении простых и сложных кратеров обусловлены их глубинной структурой, а не различиями в рельфе *видимого дна* кратера, возникшего при частичном заполнении впадины различными осадками.

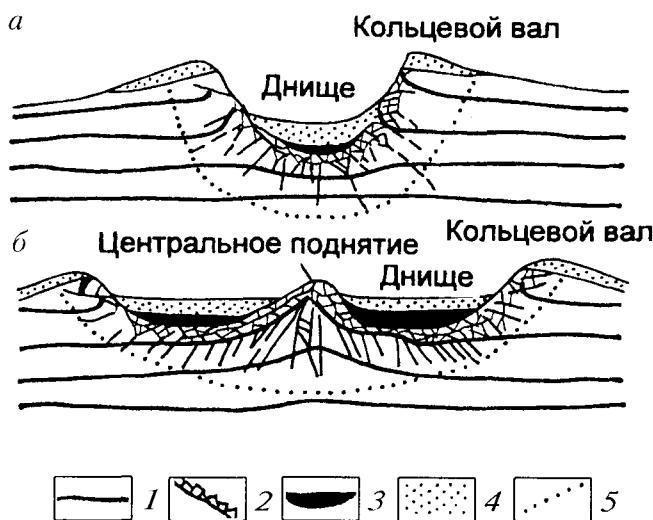


Рис. 11.2. Строение метеоритного кратера (Кац и др., 1989). *а* — простого; *б* — сложного; 1 — породы цоколя; 2, 3 — брекчия (2 — остающаяся на месте, 3 — перемещенная); 4 — переплавленные измененные породы; 5 — граница зоны деформации

Ударные и взрывные импактные структуры подразделяются на ряд групп, различающихся по морфологии и размерам (рис. 11.3).

Шок-метаморфизм

Импактные образования отличаются наличием признаков ударного метаморфизма, или *шок-метаморфизма*, который возникает только при мгновенном и резком изменении температуры и давления, обусловленном взрывом. В зависимости от ударной нагрузки и послеударного нагрева могут быть выделены ступени шок-метаморфизма (табл. 11.1).

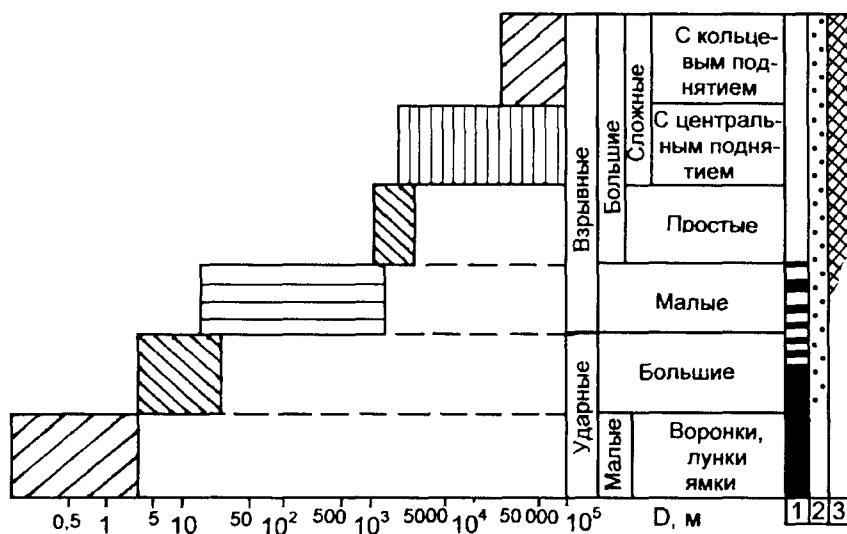


Рис. 11.3. Систематика импактных кратеров (Масайтис и др., 1980).

1 — остатки метеоритов; 2 — распыленное метеоритное вещество;
3 — ударнотеморфизированные породы

Таблица 11.1

Ступени ударного метаморфизма (по Д. Штоффлеру)

Ступень	Давление, ГПа	Температура, °C	Характеристика процесса
0	< 10	< 100	Развитие трещиноватости в кварце и полевых шпатах
1	10–35	100–300	Появление планарных элементов ¹
2	35–45	300–900	Минералы без плавления переходят в диаплектические стекла с сохранением первичной морфологии зерен. Образование коэсита, стишовита (модификация кремнезема)
3	45–(55–60)	900–(1300–1500)	Образование стекол плавления с пузырчатой текстурой по полевым шпатам
4	(55–60) – 90	(1300–1500) – 3000	Полное плавление пород и образование смешанных полиминеральных стекол
5	> 90	> 3000	Испарение силикатов

¹ Планарные элементы — тонкие параллельные нарушения, похожие на спайность, с расстоянием между ними около $20 \cdot 10^{-6}$ м.

² Минералы, характеризующиеся присутствием планарных элементов и других признаков пластических деформаций структуры, называются диаплектическими.

Взрывные брекчии и импактиты

В результате метеоритного взрыва возникают брекчии, разделяющиеся на *аллогенные* (перемещенные) и *аутогенные* (оставшиеся на месте). В аллогенных брекчиях отсутствует сортировка материала; обломки пород всегда угловаты, а их размеры варьируют в широких пределах. Породы аутогенных брекчий местами раздроблены до состояния горной муки, сильно нарушены трещинами и деформированы — разлинованы, осложнены конусами разрушения, интенсивно изогнуты и скручены.

Комплекс процессов, сопутствующих формированию импактных структур, приводит к образованию новых горных пород, к которым относятся *зювиты* и *тагамиты*.

Зювиты — импактные брекчии с несортированными по размерам и неокатанными обломками, содержащие более 10–15 % стекол плавления. По структуре они сходны с вулканическими туфами. Среди зювитов выделяются несколько типов в зависимости от количественных соотношений обломков стекол, пород и минералов; в свою очередь они делятся на разновидности в зависимости от преобладающего размера обломков.

Предполагают, что образующие обширные поля рассеяния мелкие (до 200–300 г) стеклянные тела, называемые *тектитами*, являются выбросами из крупных ударных кратеров и сходны с бомбами импактного стекла, находимыми в зювитах.

Тагамиты — остывшие ударные расплавы — *импактные лавы*. Образуют дайки, пластиообразные, неправильно изгибающиеся, складчато-линзообразные, трубообразные и исправильной формы тела в аллогенных брекчиях и зювитах. Их мощности колеблются от долей сантиметра до 100 м и более. В обнажениях тагамиты сходны с лавами или интрузивными породами, но отличаются от них неоднородностью растворенных обломков пород.

Роль ксеногенных процессов в истории Земли

Для Земли, по-видимому, метеоритные бомбардировки были важнейшими процессами в докарбоновую стадию развития. Следы этих бомбардировок стерты более поздними геологическими процессами (см. главу 3).

М. С. Марков и В. С. Федоровский (1986) предполагают, что ранняя Земля подверглась метеоритной бомбардировке, причем особенно интенсивно — до рубежа 3,9 млрд лет. В первые 600 млн лет существования Земли на ее поверхности должно было образоваться примерно 25 ударных кратеров диаметром около 1000 км и 2500–3000 кратеров диаметром 100 км. В импактных структурах диаметром более 500 км

происходил интенсивный выброс больших масс горных пород (экскавация). При этом имело место резкое утонение земной коры, а при мощности коры менее 15–20 км она могла быть полностью уничтожена.

Метеоритные бомбардировки должны были сопровождаться массовым магматизмом. С одной стороны, это были продукты плавления пород коры и мантии (так как около 1/3 энергии удара уходит на плавление вещества); с другой — происходит заполнение образовавшихся впадин продуктами инициированного вулканизма, вызванного повышенной трещиноватостью коры и подъемом мантийных диапиров.

Исследования М. С. Маркова и В. С. Федоровского показали, что метеоритные бомбардировки привели к ощутимым последствиям для развития ранней Земли:

- нарушению жесткости земной коры и созданию ее повышенной трещиноватости;
- возникновению тепловых аномалий и нарушению системы конвективных ячеек (если они существовали в этот период);
- появлению малоглубинных очагов плавления и заполнению импактных кратеров продуктами инициированного магматизма;
- перераспределению, перемешиванию вещества коры и мантии (если последняя в этот период залегала на небольших глубинах) и появлению смешанных пород типа лунного реголита.

С образованием астроблем связывают и астероидную гипотезу масовой гибели динозавров на рубеже мелового и палеогенового периодов. В последние годы эта теория, изложенная Л. Алваресом и объясняющая исчезновение рептилий с лица Земли падением крупных метеоритов, получила достаточно широкое признание. Основой ее разработки является обнаружение в 80 пунктах земного шара (в том числе и на дне океана) повышенных во много десятков раз содержаний иридия и осмия, приуроченных к слоям, образовавшимся 65 млн лет назад. Они могли возникнуть в результате падения каменных метеоритов — углистых хондритов, в которых содержание иридия близко к содержаниям в аномальных точках.

По мнению В. А. Бронштэна, причиной вымирания динозавров могло быть падение на Землю метеорита диаметром 10–15 км, что привело к резкому похолоданию из-за экранирования солнечного тепла слоями поднятой в результате взрыва пыли, разрушению озонового слоя и заражению атмосферы окислами азота.

Глава 12

ГЕОЛОГИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН «КОНТИНЕНТ – ОКЕАН»

Ниже приводится краткая информация о строении переходных зон с учетом того, что часть этого важного в теоретическом и практическом отношении материала изложена в главе 13 и параграфе 10.7.

Переходные зоны между континентами и океанами, или *континентальные окраины*, занимают около 20 % площади Мирового океана. Особенностью переходных зон является развитие в их пределах земной коры переходного типа, подразделяемой на *субокеанскую* и *субконтинентальную*.

Субокеанская кора отличается от океанской большей мощностью (до 15–20 км) за счет мощного осадочного слоя.

Субконтинентальная кора по сравнению с континентальной обладает меньшей (не более 25 км) мощностью и более низкой степенью консолидированности, что отражается в пониженных скоростях сейсмических волн в низах коры ($V_p = 5\text{--}5,5$ км/с).

В переходных зонах выделяют пассивные, активные и трансформные континентальные окраины.

Пассивные континентальные окраины

Типичны для большей части Атлантического и Индийского океанов, за исключением отдельных их участков (Карибского моря и моря Скотия в Западной Атлантике, Андаманского моря в Индийском океане). Они характерны также для Северного Ледовитого и антарктической части Тихого океанов. Отличительной особенностью пассивных окраин является низкая сейсмическая и вулканическая активность.

В строении пассивных окраин выделяют три главных структурных (и соответственно геоморфологических) элемента: *шельф*, *континентальный склон* и *континентальное подножие*.

Шельф — затопленная водой часть материка, непрерывной полосой окаймляющая берега. Рельеф поверхности дна обычно прост и характеризуется выровненностью, малым уклоном в сторону океана (в среднем, около $0^\circ 7\text{--}8'$). Со стороны океана шельф ограничен четко выраженной бровкой (перегибом рельефа), расположенной на глубине от 100 до 200 м. Ширина колеблется от нескольких десятков километров до 1200–1300 км (максимальной шириной обладают моря Северного

Ледовитого океана). Средняя ширина составляет 68 км, средняя глубина бровки — 132 м ниже уровня моря.

В пределах шельфа отлагаются самые разнообразные осадки, характеризующиеся лавинными скоростями осадконакопления. Под *лавинной седиментацией* (по А. П. Лисицыну) понимают быстрое (более 10 см/1000 лет) и сверхбыстрое (более 100 см/1000 лет) накопление осадка.

На бровке шельфа пассивных континентальных окраин с аридным климатом формируются *рифы*. Их росту способствуют относительно небольшая глубина, прозрачность и постоянная температура воды, приток питательных веществ, медленное тектоническое погружение внешнего края шельфа, компенсирующееся непрерывным ростом рифовых построек. Типичным примером является современный Большой Барьерный риф пассивной окраины Северо-Восточной Австралии.

Шельфы пассивных окраин обычно подстилаются той же корой, что и прилегающая часть материка, но эта кора утонена до 25–30 км, разбита разрывными нарушениями и пронизана дайками магматических пород основного состава.

Континентальный склон примыкает к шельфу. Его основание располагается на глубине от 1000 до 3500 м, иногда и глубже. Средний наклон поверхности составляет чуть более 3°, но может достигать 25°, а на отдельных участках 45°. Ширина варьирует от 8–10 до 250–270 км. Типичной особенностью континентального склона является система последовательно чередующихся уступов и субгоризонтальных ступеней и понижений, напоминающих подводные долины (прогибы) (рис. 12.1). Кроме того, часто от бровки шельфа вниз континентальный склон рассечен многочисленными подводными каньонами (более подробно см. в параграфе 10.7).

В сторону океана континентальный склон постепенно сменяется *континентальным подножием*. Переход склона в абиссальные океанские равнины характеризуется постепенным плавным уменьшением уклона океанского дна до почти горизонтального. Этот переход происходит на глубине от 3500 до 5000 м. Ширина континентального подножия достигает многих сотен и тысяч километров. Максимальная ширина наблюдается в Индийском океане.

На континентальном подножии формируются мощные (иногда более 15 км) толщи обломочных осадков, также образующиеся в результате лавинной седиментации. Для водных масс континентальный склон представляет собой препятствие в виде «экрана» высотой до 4 км. Океанские воды, находящиеся в непрерывном движении, упираются в эту естественную преграду, которая вызывает появление вертикальной составляющей подъема глубинных вод — *апвеллинга*. В сочетании с постоянными

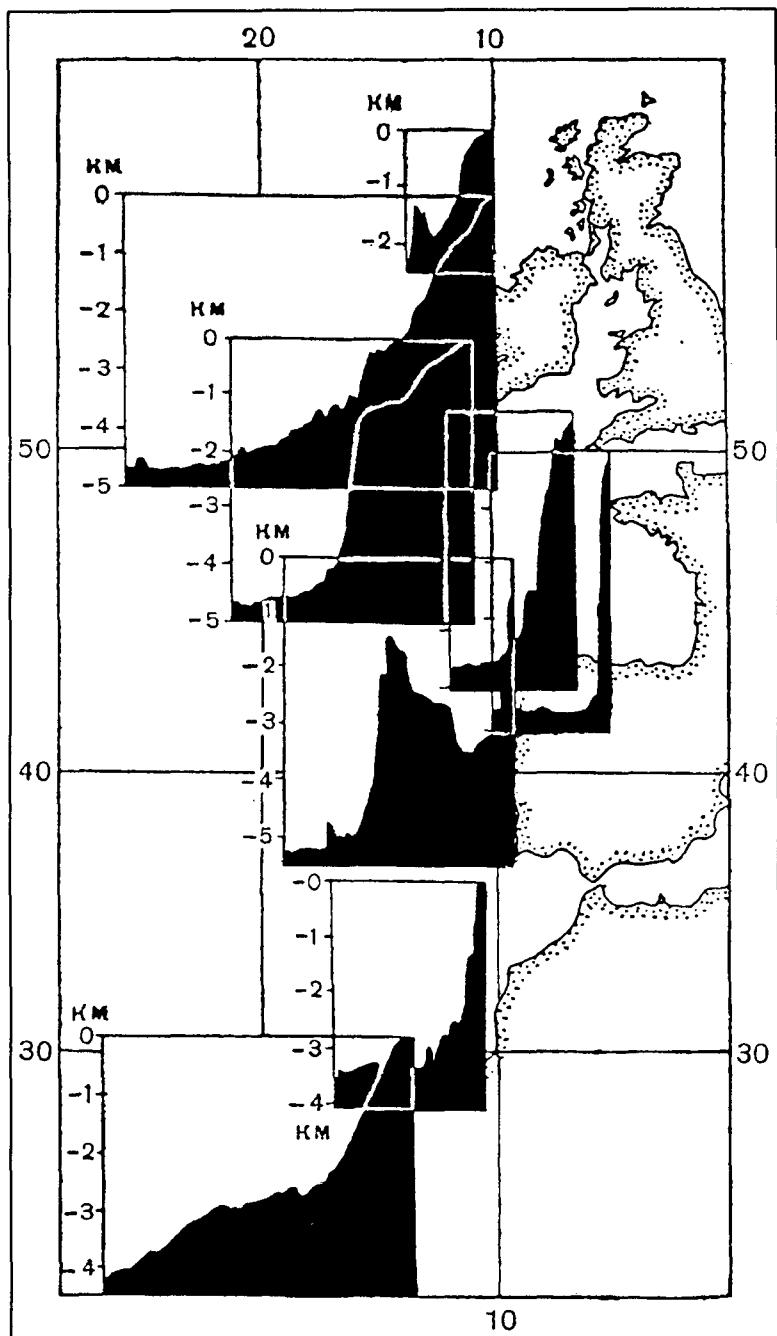


Рис. 12.1. Характерные профили континентального склона и континентального подножия на разных участках пассивной окраины европейского и африканского секторов Атлантического океана (Герасимов, Мещеряков, 1967)

и периодическими течениями апвеллинг приводят к возникновению внутренних волн, глубинных бурь и штормов. Последние нарушают устойчивость маломощных рыхлых осадков, покрывающих континентальный склон, вызывают их гравитационное перемещение вниз по склону и последующее отложение на континентальном подножии. Такие осадки называют *гравититами*.

Большая роль в образовании осадков на континентальном подножии принадлежит *контурным течениям*, подобным рекам на дне океана. Эти течения своим происхождением обязаны перемещению холодных вод. Формируясь в высоких широтах, холодные воды опускаются на дно и далее движутся в общем направлении к экватору, прижимаясь в результате действия ротационных сил к основанию континентального склона.

Контурные течения захватывают обломочный материал, переносят его и отлагают на дне в виде гигантских кос, в которых мощность обломочных осадков, называемых *контуритами*, может достигать 2–3 км.

В отдельных случаях подножие представляет собой слившиеся конусы выноса мутьевых потоков, транспортными магистралями для которых служат подводные каньоны и долины, прорезающие континентальный склон и часто являющиеся продолжением речных долин суши. Подводные конусы выноса сложены *турбидитами* — продуктами отложения материала мутьевых потоков.

Континентальные склоны и внутренние части континентальных подножий подстилаются корой переходного (субокеанского) типа. Граница этой коры с собственно океанской проходит в средней части континентального подножия под мощной толщей контуритов и турбидитов.

Активные континентальные окраины

Характерны для обрамления Тихого океана и для отдельных участков Атлантического (Карибское море, море Скотия) и Индийского (Антарктическое море) океанов. От пассивных окраин их отличает наличие активных сейсмофокальных зон (зон субдукции) с повышенной концентрацией очагов землетрясений (рис. 12.2 и рис. 15 на цветной вклейке). С этими зонами, по которым происходит погружение одной плиты под другую, связаны также магматизм, складчато-надвиговые деформации и метаморфизм. Сейсмофокальные зоны ограничивают активные окраины от океана и под разными углами наклонены в сторону континента, прослеживаясь до глубины 600–700 км¹.

¹ Эти зоны также называют зонами Беньофа, Заварицкого – Беньофа, Беньофа – Вадати в честь исследователей, много сделавших для обнаружения и изучения этого феномена.

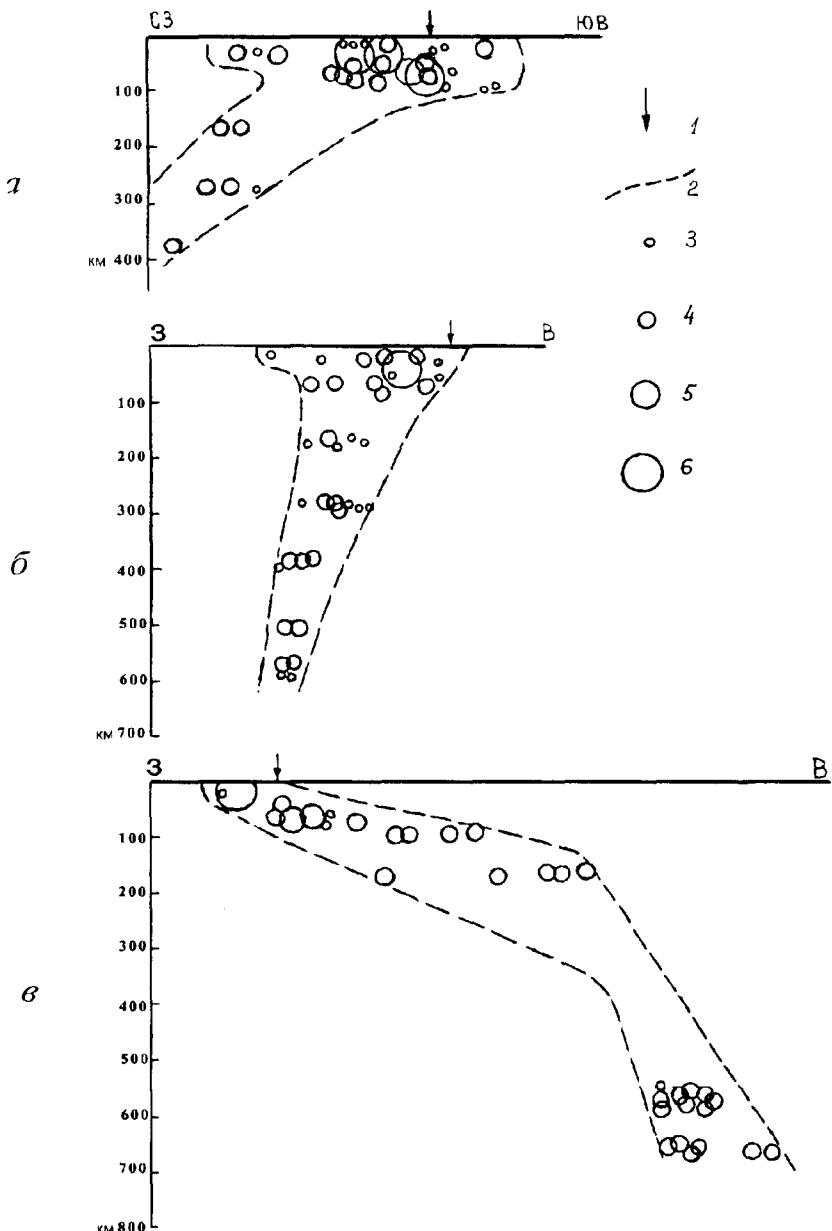


Рис. 12.2. Схематические поперечные разрезы сейсмофокальных зон:
 а — через Курило-Камчатский глубоководный желоб; б — через Марианский глубоководный желоб; в — через Перуано-Чилийский глубоководный желоб;
 1 — ось глубоководного желоба; 2 — контур сейсмофокальной зоны;
 3–6 — гипоцентры землетрясений с магнитудой: 3 — 5,5–6,4 M , 4 — 6,5–7,4 M ,
 5 — 7,5–7,9 M , 6 — свыше 8 M (карта сейсмичности Тихоокеанского
 подвижного пояса и Тихого океана, 1973)

С выходом на поверхность связаны глубоководные желоба — огромные по протяженности (в несколько тысяч миль: 2200 — Алеутский, 3400 — Перуанско-Чилийский, 1700 — Тонга-Кермадекский), узкие (до 10–12 миль по изобате 5,5–6 км) депрессии дугообразной, реже прямолинейной формы. В поперечном сечении желоба асимметричны с более крутым (10–25°) склоном, обращенным в сторону континента, и относительно пологим приокеаническим (3–8°) склоном. Дно желобов опущено на 2,5–5 км ниже уровня прилегающих участков дна океана (рис. 12.3). Их глубина зависит часто от того, насколько желоб заполнен осадками, среди которых преобладают гравититы.

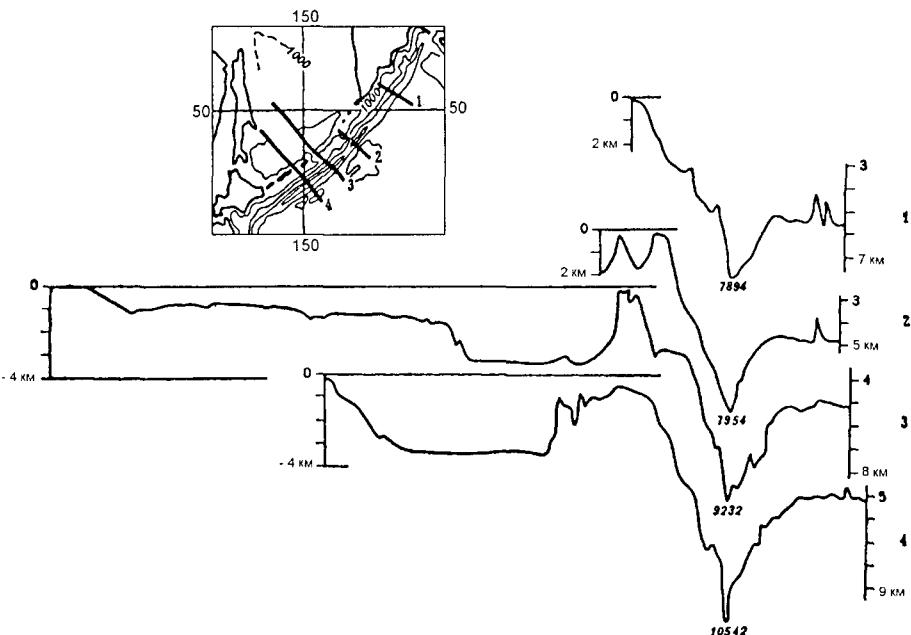


Рис. 12.3. Профили глубоководной впадины Охотского моря, Курило-Камчатской островной дуги и глубоководного желоба (Удинцев, 1972)

Активные континентальные окраины подразделяются на два типа: *восточно-тихоокеанский*, или андийский, и *западно-тихоокеанский*, или зондский.

Первый, *восточно-тихоокеанский*, тип, присущий тихоокеанской окраине Южной Америки, построен достаточно просто. Континент граничит непосредственно с глубоководным желобом, внутренний борт которого является одновременно континентальным склоном и узким шельфом. По краю континента над сейсмофокальной зоной идет образование горных сооружений, формируются очаги магматических расплавов, вдоль глубинных разломов возникают цепочки вулканов различного типа, поставляющие на поверхность лавы и пирокластический

материал базальт-андезит-риолитового состава. Внедрение значительных объемов гранитных магм на глубине приводит к становлению крупных интрузивных массивов — батолитов (см. параграф 9.3). Эффузивные и интрузивные образования в совокупности образуют *окраинно-материковые (краевые) вулканоплатонические пояса*.

Активные континентальные окраины *западно-тихоокеанского типа* имеют более сложное строение. Для них характерен следующий латеральный структурный ряд (от океана к континенту): глубоководный желоб — аккреционная призма — невулканическая дуга — преддуговой прогиб — вулканическая дуга — задуговой бассейн или окраинное море (рис. 12.4). Между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана часто располагается краевой вал — пологое поднятие океанического ложа высотой в сотни метров.



Рис. 12.4. Важнейшие элементы активной континентальной окраины
(по Павлинову, Соколовскому, 1990)

Аккреционные призмы — изоклинально-чешуйчатые — зоны интенсивно перемятых и раздробленных осадков, претерпевших мощную деформацию при подвиге океанской плиты под континентальную или переходную.

Островные дуги представляют собой линейно и дугообразно вытянутые параллельно глубоководным желобам архипелаги островов и подводных гор, расположенных над сейсмофокальными зонами.

Невулканические островные дуги имеют сглаженный рельеф или погружены под уровень моря. В их строении участвуют тектонизированные океанические комплексы (офиолиты), пелагические осадки, осадочные породы глубоководных желобов, а также комплексы пород океанических островов, образующие пакеты чешуйчатых надвигов.

Между невулканической и вулканической дугами располагается *преддуговой прогиб*, заполняемый осадками, сносимыми с островных дуг.

Вулканические дуги на 200–300 км удалены от оси глубоководных желобов. Это расстояние зависит от наклона сейсмофокальной зоны:

чем круче сейсмофокальная зона, тем ближе дуга к оси желоба. По мощности и строению земной коры вулканические дуги делятся на два типа. Первый — *энсиалический* (Курило-Камчатская, Японская, частично Филиппинская дуги и др.) — сформировался на мощной (25–30, реже 40 км) гетерогенной континентальной коре, состоящей из блоков метаморфических, осадочных и древних магматических образований. Второй тип — *энсиматический* (Тонга-Кермадекская, Марianneская, Южно-Сандвичева дуги и др.), возникающий на маломощной коре океанского типа.

Вулканы энсиалических дуг извергают на поверхность известково-щелочные лавы и пирокласты преимущественно *андезитового* состава. Среди них довольно часто встречаются и более кислые разности — дацитового и риолитового составов. Преобладают полигенные газово-взрывные и смешанные вулканы центрального типа. Интрузивный магматизм, протекающий в основании дуг, приводит к образованию массивов гранитов.

Вулканиты энсиматических дуг обычно представлены *базальтоидами*, слагающими крупные щитовые вулканы. Широко проявлены также трещинные лавовые извержения и вулканизм ареального типа. В ходе эволюции дуги на более поздних стадиях развития базальтоиды сменяются андезитами. Одновременно с вулканогенными породами на глубине формируются интрузивные массивы преимущественно диоритового и гранодиоритового составов.

Окрайинные моря располагаются между островными дугами и континентами. Большая их часть тяготеет к западной окраине Тихого океана, лишь моря Карибское и Скотия находятся в пределах западного побережья Атлантики.

Глубинное строение земной коры окрайинных морей неоднородно. Котловинам свойственен океанский или субоceanский тип земной коры, а поднятиям — континентальный или субконтинентальный. Мощность коры в котловинах колеблется от 5 до 10–14 км. При этом наиболее глубокие котловины имеют минимальную мощность коры. Мощность коры под поднятиями и хребтами меняется в их пределах от 13 до 30 км.

Осадки, накапливающиеся на дне окрайинных морей, имеют различное происхождение. На островодужном склоне отлагаются преимущественно продукты размыва островной дуги. На склоне, примыкающем к континенту, формируются подводные конусы выноса. В глубоководных котловинах накапливаются толщи глин, биогенных илов, эоловых осадков, принесенных с суши. Местами проявляется базальтовый вулканизм.

Трансформные континентальные окраины

Распространены менее по сравнению с пассивными и активными. К ним относятся сравнительно небольшие участки атлантической окраины Африки (северное побережье Гвинейского залива), Северной Америки (район острова Ньюфаундленд), Южной Америки (южное ограничение Фолклордского плато), а также тихоокеанской окраины Северной Америки (Калифорния) и Командорского сегмента Алеутской островной дуги. В этом типе окраин параллельно берегу континента или архипелагу островов (Командоры) протягиваются один или несколько сближенных разломов. По разломам фиксируются как вертикальные — сбросовые, так и горизонтальные — сдвиговые перемещения. Эти разломы являются тектонической границей между континентальной и океанской корой. Кора переходного типа между ними практически отсутствует. Тектонический характер окраины определяет и особенности рельефа океанского дна: узкий шельф, очень крутой континентальный или островодужный склон, практически неразвитое материковое подножие.

Глава 13

ОКЕАНЫ. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОКЕАНСКОГО ДНА

Учитывая то, что в параграфе 10.7 и главе 12 учебника достаточно подробно рассмотрены строение и геологическая деятельность морей и океанов и переходных зон «континент — океан», в настоящем кратком разделе охарактеризованы лишь самые крупные значимые структурные элементы океанского дна, представленные срединно-океанскими хребтами (СОХ), относительно стабильными, устойчивыми областями — океанскими платформами (плитами) и трансформными разломами.

Срединно-океанские хребты (СОХ)

Образуют планетарную систему общей протяженностью около 60 тыс. км, пересекающую все океаны и занимающую около 1/3 поверхности их дна (рис. 13.1). Океанская кора в пределах хребтов имеет минимальную мощность, а местами и вовсе отсутствует; мощность литосферы обычно не превышает 30 км.

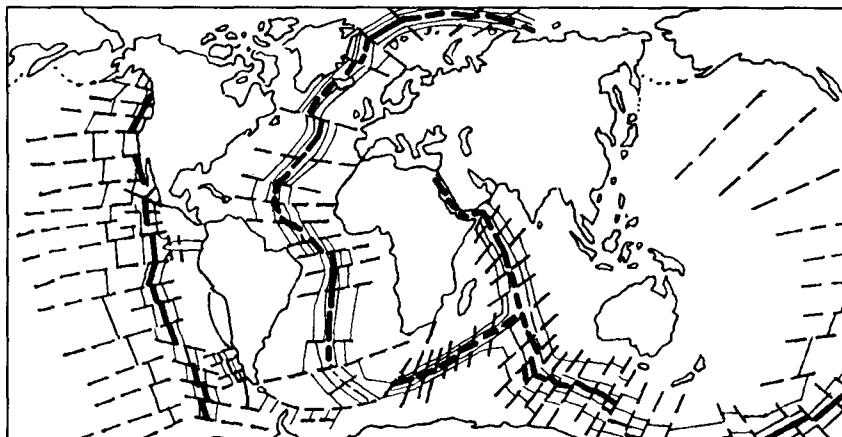


Рис. 13.1. Мировая система срединно-океанских хребтов (По В. Е. Хайнцу и А. Е. Михайлову, 1985). Оси хребтов показаны жирными черными линиями; параллельно им следуют тонкие линии, отвечающие линейным магнитным аномалиям; пунктир — трансформные разломы

Срединно-океанские хребты на всем протяжении тектонически и вулканически активны, являются современными зонами спрединга, то есть зонами расширения океанского дна и наращивания новообразованной океанской коры.

Следует заметить, что срединное положение эти структуры занимают в Атлантическом (где и были впервые установлены) и Индийском океанах, а в Тихом и Северном Ледовитом — сдвинуты к одной из границ этих океанов. Средняя глубина океана над СОХ около 2,5 км. Хребты возвышаются над ложем океана на 1–3 км, их ширина составляет от многих сотен до 2–3 тыс. км. Некоторые хребты или их отрезки, отличающиеся большой шириной (до 4 тыс. км) и пологими, относительно слабо расчлененными склонами, получили название срединно-океанских поднятий (Восточно-Тихоокеанское поднятие).

В строении СОХ выделяются осевые, гребневые и фланговые зоны.

Оевые зоны хребтов чаще выражены узкими, шириной 20–30 км и глубиной 1–2 км, центральными рифтовыми долинами (сложено построенным грабенами), которые отличаются сейсмичностью и высоким тепловым потоком, представляя оси активного раздвига с зияющими трещинами растяжения, многочисленными центрами вулканических извержений и застывшими лавовыми озерами.

В центральной части рифтовой долины обычно намечается невысокое продольное поднятие, образованное наиболее молодыми центрами базальтовых излияний. Ближе к бортам рифтов нередко расположены горячие источники (гидротермы), отлагающие сульфиды, сульфаты и оксиды тяжелых металлов (Fe, Mn, Pb, Zn, Cu и др.) (см. параграф 10.7). Осадочные отложения в рифтовых долинах практически отсутствуют, за исключением осыпей и обвалов у подножия уступов по краям этих долин.

На некоторых участках срединно-океанских хребтов, где магматическая деятельность наиболее активна, осевые зоны представлены горстами (рис. 13.2), возывающимися над гребневыми зонами (Восточно-Тихоокеанское поднятие, отрезок Срединно-Атлантического хребта южнее острова Исландия).

Оевые части хребтов служат основными зонами выделения внутреннего тепла Земли, являются современными поясами сейсмичности и отвечают непосредственным границам литосферных плит, где происходит новообразование океанской коры.

Гребневые зоны срединно-океанских хребтов располагаются по обе стороны рифтовых долин или осевых горстов, имеют ширину 50–100 км и отличаются сильно расчлененным рельефом и блоковой тектоникой. Они разбиты продольными разломами на узкие (от 1 до 10 км) блоки, приподнятые в виде гряд или опущенные относительно друг друга. Осадочные образования, по возрасту не древнее позднего миоцена, имеют

небольшую мощность (десятки метров), распространены неравномерно, выполняя «карманы» на более погруженных блоках.

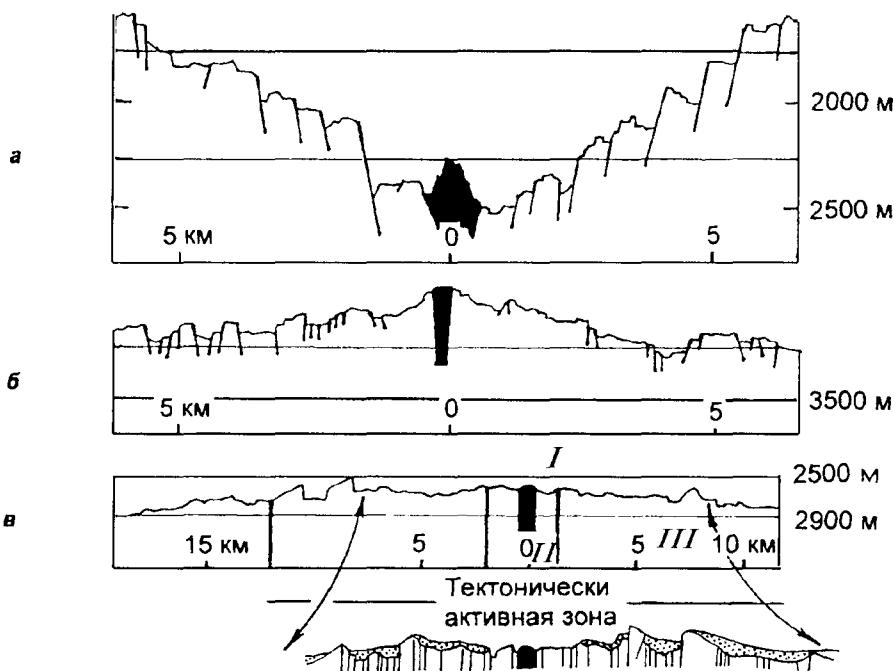


Рис. 13.2. Примеры срединно-океанических хребтов. По Ж. Деркуру и Ж. Паке (1982):
 а — Срединно-Атлантический хребет (широта Азорских островов); б и в — Восточно-Тихоокеанское поднятие на широте Мексики: срединная долина (рифт) отсутствует. На разрезе в показаны: посередине — тектонически активная зона (*I* — зона экструзии магмы и базальтовых изолиний); сбросы и трещины открыты и заполнены лавой (черная заливка); *II* — зона с очень многочисленными трещинами растяжения; *III* — более спокойная зона (где количество трещин уменьшается), по краям — тектонически более спокойные зоны, где погружения сопровождаются накоплением все более мощных осадков

Фланговые зоны (склоны хребтов) имеют наибольшую ширину (многие сотни и даже тысячи километров) и плавно поникаются в сторону абиссальных равнин. Практически асейсмичны. Осадочный слой здесь развит повсеместно, его возрастной диапазон увеличивается до олигоцена включительно, мощность постепенно возрастает к подножию хребтов.

Океанские плиты

Крупные площадные структуры, занимают пространство между подножиями срединно-океанических хребтов и подводными окраинами континентов. Они отличаются относительно спокойной тектонической

обстановкой, нормальным тепловым потоком и ограниченным проявлением вулканизма. Практически ассеймичны.

Кора платформ, в основном не древнее олигоцена, отвечает нормальному для океанов типу и в общем выдержана по мощности, за исключением некоторых внутриплитных поднятий и того, что осадочный слой в направлении континентальных подножий постепенно увеличивается в мощности за счет появления все более древних горизонтов, до верхов средней юры, а также за счет поступления обломочного и вулканического материала с континентов. В том же направлении плавно возрастает и мощность литосферы благодаря опусканию ее границы с астеносферой вследствие охлаждения.

Рельеф платформ представляет собой *абиссальные* равнины с осложнющими их поднятиями и хребтами. Некоторые абиссальные равнины, особенно в Атлантическом и Индийском океанах, обладают почти идеально плоским рельефом, когда все неровности слажены достаточно мощным слоем осадков, другие, преимущественно в Тихом океане, характеризуются холмистым рельефом, непосредственно отражающим неровности кровли базальтового слоя. Среди равнин, особенно в Тихом океане, отчасти и в других океанах, возвышаются подводные вулканические горы, иногда выступающие над поверхностью океана в виде островов, например Рионыон в Индийском океане, а их высота над ложем океана бывает сопоставима с высотой горных пиков на континентах (вулканы острова Гавайи).

Особой разновидностью подводных гор являются **гийоты** (гайоты) — потухшие вулканы с усечеными, плоскими вершинами, нередко увенчанными рифовыми известняками.

В качестве основных структурных элементов океанских платформ выступают котловины и разделяющие их внутриплитные поднятия.

Котловины обычно занимают более или менее изометричные участки абиссальных равнин до 1000 км в попечнике. Глубина океана над ними составляет 4000–6000 м. Эти структуры обладают типичной океанской корой мощностью 5–6 км. Осадочный слой, как правило, маломощный (сотни метров) и сложен бескарбонатными глубоководными осадками. Примерами котловин могут служить Гвианская, Бразильская, Иберийская в Атлантическом океане, Северо-Западная, Центральная, Южная, Северо-Восточная, Кокосовая, Наска в Тихом океане.

Внутриплитные океанские поднятия, разделяющие котловины, представлены крупными подводными возвышенностями и хребтами. Возвышенности имеют в общем изометричные, овально-округлые очертания (Бермудское поднятие в Атлантическом океане, поднятия Шатского и Хесса — в Тихом и др.). Некоторые из них за плоский рельеф, образованный осадочным слоем, получили название плато,

например плато Онтонг-Джава в Тихом океане. Внутриплитные хребты являются отчетливо линейными структурами, протягивающимися на тысячи километров при ширине порядка сотни километров (Мальдивский и Восточно-Индийский хребты в Индийском океане). Их, в отличие от спрединговых СОХ, иногда называют *асейсмичными*. Океанские поднятия воздымаются над смежными котловинами на 2–3 км и больше, а их наиболее возвышенные участки образуют подводные банки, острова или целые архипелаги (острова Зеленого Мыса, Бермудские и др.). Все эти поднятия имеют утолщенную океансскую кору, мощность которой в некоторых случаях достигает 25–30 км (поднятие Шатского, Хесса, Онтонг-Джава). Мощность осадочного слоя на поднятиях тоже бывает увеличена до 1–1,5 км, в основном за счет карбонатных пород, поскольку вершины поднятий находятся выше уровня растворения карбонатов. Большинство внутриплитных поднятий этого типа имеет вулканическое происхождение, связанное с действием мантийных струй¹, хотя нельзя исключить роль тектонических процессов, в частности блоковых движений.

Другой тип внутриплитных поднятий составляют **микроконтиненты** с утопией до 25–30 км континентальной корой. Они характеризуются плоской, выровненной поверхностью рельефа, лежащей на глубине 2–3 км, и морфологически выражены подводными плато с банками или даже островами в наиболее поднятиях частей (плато Рокколл и банка Орфан в Северной Атлантике, Фолклендское плато и плато Агульяс в Южной Атлантике, Сейшельский архипелаг в Индийском океане). В основании этих плато залегает континентальная кора с гранитогнейсовым слоем, имеющая возраст от раннедокембрийского до мезозойского. Осадочный чехол несколько утолщен по сравнению с абиссальными равнинами, и в нем могут присутствовать отложения, предшествовавшие раскрытию океана. Вулканические проявления наблюдаются локально и относятся к континентальному типу. Эти структуры представляют крупные блоки, отковавшиеся от континентов в процессе раскрытия океанов.

Срединно-океанские хребты и в меньшей степени абиссальные равнины рассечены многочисленными поперечными разломами (см. рис. 13.1.), названными Дж. Т. Уилсоном *трансформными* в связи с тем, что вдоль них происходит трансформация раздвиговых движений в сдвиговые.

¹ Мантийная струя — восходящая ветвь столообразного потока горячего вещества, движущегося из глубин мантии к поверхности Земли.

Трансформные разломы

Расчленяют СОХ и оси спрединга на отдельные сегменты, смешенные в плане относительно друг друга на сотни, иногда более чем на тысячу километров. Собственно сдвиговые движения имеют место лишь на центральном отрезке между пересечениями с рифтовыми зонами, где устанавливается и максимальная сейсмичность. За пределами этого отрезка смещения происходят в одном направлении, но с разной скоростью. В рельефе дна трансформные разломы выражены уступами, иногда высотой более 1 км, и вытянутыми вдоль них узкими ущельями глубиной до 1,5 км. Вдоль разломов наблюдаются проявления вулканической деятельности, гидротермы и протрузии серпентинизированных пород мантии.

Наиболее крупные из трансформных разломов (*магистральные*) пересекают не только СОХ и абиссальные равнины, но могут продолжаться и в пределах смежных континентов. Протяженность их нередко достигает нескольких тысяч километров (разломы Мендосино, Меррей, Клиппертон в Тихом океане), а глубина трассирующих их океанических впадин — 7–8 км. На пересечении срединно-океанских хребтов трансформными разломами возникают наиболее крупные вулканические постройки, нередко выступающие над поверхностью воды в виде островов (Исландия, Азорские острова, остров Пасхи и др.).

Глава 14

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА И ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ

Поверхность Земли преобразуется не только эндогенными и экзогенными процессами, но и в значительной мере человеком. Антропогенное воздействие на геологическую среду является геологическим процессом, масштабы проявления которого соизмеримы с естественными экзогенными процессами, а его воздействие на географическую оболочку планеты более разнообразно. Антропогенные геологические процессы стремительно и интенсивно развились в последний исторический период, создав многие экологические проблемы.

Геологическая деятельность человека и антропогенное воздействие на геологическую среду

Как любой процесс экзогенной геодинамики, антропогенная деятельность включает *техногенное разрушение и дезинтеграцию пород* (аналогичное выветриванию в естественных природных процессах), *их перемещение (денудацию) и накопление и создание новых горных пород* (аккумуляцию осадков, диагенез и катагенез).

Разработка и добыча полезных ископаемых сопровождаются бурением скважин, проходкой открытых и подземных горных выработок. С этим связано не только уничтожение почвенного слоя и плодородных земель, сокращение площади лесов, но при извлечении минерального сырья и *разрушение горных пород*, их дробление и образование наземных и подземных пустот.

Сверхглубокое бурение уже достигло глубины более 12 000 м (Кольская сверхглубокая — 12 261 м), а глубина многочисленных нефтедобывающих скважин в среднем составляет 5–6 км. Рудники углубились внутрь Земли на 1500 м и более. Коксующийся уголь в Донбассе добывается с глубины ~1000 м, а уголь в США — ~9000 м. Больших глубин достигли открытые разработки. Например, глубина карьеров на кимберлитовых трубках в Якутии 350–500 м (рис. 16 на цветной вклейке); Сарбайский железорудный карьер в Казахстане запроектирован до глубины 450 м.

В районах интенсивной горнодобывающей деятельности возникли грандиозные техногенные формы рельефа, созданные карьерами

и отвалами (например, на центральном руднике на плато Расвумчорр в Хибинах или на кимберлитовой трубке Мир в Якутии). Вблизи г. Мирного в отвалах сконцентрировано более 100 млн м³ вскрышных пород на площади более 0,5 км², а в пяти хвостохранилищах содержится от 6 до 15 млн м отходов обогащения.

Объем пород и руд, извлекаемый из недр Земли, сопоставим с годовым твердым стоком рек. Ежегодно извлекается более 20 млрд т горной массы. Только в Трансваале (ЮАР) объем извлекаемых алмазоносных пород составляет свыше 100 млн м³. Еще больше транспортируется из недр жидких и газообразных продуктов.

При антропогенной деятельности перемещение дезинтегрированного материала идет не только вверх, но также внутрь Земли. Человеком созданы подземные резервуары пресной воды, особенно в засушливых районах; искусственные и естественные нефте- и газохранилища, хранилища для складирования твердых промышленных отходов некоторых производств, а также радиоактивных веществ.

В процессе антропогенной деятельности создаются *новые горные породы*. При добыче угля, отработке карьеров строительных материалов или железных рудников образуются отвалы из рыхлых пород, состоящие из обломков пустой породы и новых минеральных соединений. Новые породы возникают и при засыпке карьеров, оврагов, создании хвостохранилищ, плотин, насыпей. В местах поселений человека, особенно в крупных городах, образуется так называемый *культурный слой*, состоящий из бытовых и промышленных отходов, смешанных с почвой и рыхлыми отложениями, который залегает в виде пластов или линз мощностью в десятки метров.

В результате антропогенной деятельности происходит изменение рельефа, который был образован природными геологическими процессами, и создание нового, получившего название *культурного ландшафта*. Антропогенный ландшафт очень разный в зависимости от деятельности человека и подразделяется на ряд типов: городской (селищный), горно-промышленный, ирригационно-техногенный, сельскохозяйственный и военный, каждый из которых имеет свои характерные черты.

Активизация геологических процессов под влиянием антропогенной деятельности

Проявление и активизацию геологических процессов, обусловленных техногенными факторами (строительная и техническая деятельность человека с применением различных видов техники), называют *техногенезом*.

Техногенез по общему влиянию на природу ставят в один ряд с переломными этапами в истории Земли, такими как зарождение жиз-

ни или образование наземной растительности. В современной истории техногенез выступает как геологический фактор, преобразующий земную кору, модифицирующий физические поля, формирующий новые структуры. Дальнейшее хозяйственное развитие связано с возрастанием риска возникновения природных, техногенных и технологических аварий и катастроф.

Техногенные воздействия на окружающую среду и, в частности, на геологическую обуславливают активизацию существующих геологических процессов и развитие новых. Имеется немало примеров активизации геологических процессов при различных техногенных воздействиях. Так, в результате осушения горных выработок в районе Миргалимсайского месторождения в Казахстане образовалась депрессионная воронка глубиной 500–600 м и площадью 1500 км²; активизировались карстово-суффозионные процессы и возникли провальные воронки.

Активизированные техногенной деятельностью геологические процессы, такие как оползневые, суффозионные, карстовые, абразионные, эрозионные и пр., нередко приводят к *неблагоприятным* и даже *катастрофическим* последствиям. Оползни, в том числе и антропогенные, приводят к уничтожению сельскохозяйственных угодий, мостов, дорог, построек. Так, в 1884 г. оползнем было уничтожено более 300 домов в городе Саратове на берегу Волги.

С карстовыми, суффозионными и криогенными процессами связаны просадки и провалы жилых и хозяйственных зданий, их деформации и даже разрушения, деформации железнодорожных и автомобильных трасс (рис. 14.1).

Нарушение антропогенной деятельностью природного процесса формирования морских берегов также часто имеет негативные экологические последствия. Например, сокращение количества рыбы в Азовском море и даже исчезновение ее отдельных видов обусловлены увеличением солености моря, которое связывается с частичным разрушением Арабатской стрелки из-за добычи гальки и песка для строительных нужд. Осушение залива Кара-Богаз-Гол, изменение процесса образования самосадочных солей, дефляция высыхающей рапы и разнос ветром на тысячи километров галоидных, сульфатных и других соединений и засоление орошаемых земель — все эти негативные явления возникли в результате строительства плотины через узкий пролив.

Результатом антропогенной деятельности могут явиться также интенсивный рост оврагов, активизация обвально-осыпных процессов, боковой или глубинной эрозии в реках и пр.

При проходке горных выработок, отработке месторождений, добыче подземных вод возникают медленные тектонические движения.

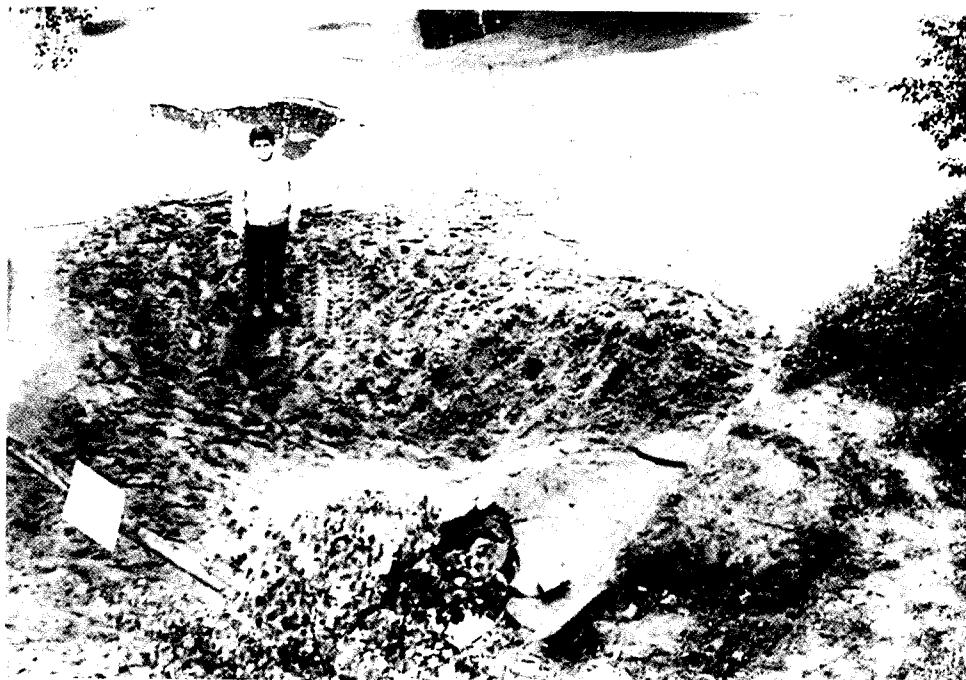


Рис. 14.1. Провальная воронка на ул. Маршала Тухачевского в Москве
(фото А. В. Анникова, июль 1987 г.)

Стационарные наблюдения показали, что амплитуды техногенных движений могут достигать больших значений и приводить к возникновению современных техногенных деформаций.

Установлено, что образование глубоких депрессионных воронок диаметром в десятки километров и глубиной в десятки и даже сотни метров под крупными городами связано с использованием подземных вод. Например, проседание земной поверхности под городом Мехико происходит со скоростью 24–50 см/год, а центральная часть Лондона опустилась в результате отбора воды из подземных горизонтов в период с 1865 по 1931 г. на 6–18 см, и этот процесс продолжается. На территории Токио скорость проседания земной поверхности составляет 15 см/год. Дополнительные нагрузки создают городские постройки.

Известно, что современные геодинамические процессы (такие как сейсмичность, вулканизм и газовые выбросы, которые с ним связаны) оказывают прямое влияние на изменение окружающей среды и нередко сопровождаются огромными жертвами и разрушениями. Но землетрясения могут быть спровоцированы и антропогенной деятельностью. При эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, закачке и откачке жидкости в скважинах, заполнении крупных водохранилищ были

зарегистрированы землетрясения магнитудой более 6. Такие землетрясения называют *наведенными, искусственными, вызванными, индуцированными*. В связи с интенсификацией инженерной деятельности человека увеличилось число таких искусственных землетрясений.

Наиболее изучена наведенная сейсмичность, обусловленная заполнением водохранилищ, закачкой жидкости в скважины и подземными ядерными взрывами. Впервые внимание на это явление обратили в США в 1936 г. после постройки плотины на реке Колорадо, образовавшей озеро. Через год после начала заполнения был зарегистрирован толчок. В настоящее время ежегодно происходят одно-два землетрясения, которые концентрируются вдоль разлома. Глубина очага составляет 5 км, магнитуда землетрясения — 5.

Уже к началу 1970-х гг. протяженность берегов искусственных водохранилищ достигла 35 тыс. км и было известно 35 случаев *усилений сейсмичности* при *заполнении водохранилищ*. Установлено, что возбужденные землетрясения усиливаются с увеличением высоты плотины и объема водохранилища. Причиной наведенной сейсмичности является изменение естественного напряженного состояния земной коры, вызванное давлением воды. Такое изменение поля напряжения приводит к кратковременным смещениям по разрывам, которые имеются на глубине, и определяет распространение упругих сейсмических волн, достигающих поверхности и вызывающих ее сотрясение.

Наведенную сейсмичность может спровоцировать закачка различных жидких веществ, в том числе загрязненных вод, в буровые скважины. Так, было установлено, что землетрясения в штате Колорадо США вызваны закачкой отработанных радиоактивных вод в скважину глубиной 3671 м. Доказательством этому является приуроченность эпицентров мелкофокусных землетрясений вдоль разрыва вблизи скважины.

Подземные ядерные взрывы могут сопровождаться наведенными афтершоками, которые иногда продолжаются до нескольких месяцев.

Мониторинг окружающей среды и задачи геоэкологии

Окружающая человека среда, в которой протекает его жизнь, представляет собой систему взаимосвязанных природных и антропогенных объектов. В результате развития индустриализации и урбанизации, истощения энергетических и сырьевых ресурсов значительно ухудшилось состояние окружающей среды. Под влиянием антропогенной деятельности нарушены естественные экологические балансы, уничтожены отдельные виды животных и растений, загрязнена окружающая среда. Для комплексного решения экологических проблем, связанных с эволюцией и ресурсами геосферных оболочек и влиянием на них антропогенной деятельности, требуется объединение наук о Земле. Важная роль среди них принадлежит геоэкологии.

Геоэкология, по определению В. И. Осинова, является междисциплинарной наукой, изучающей абиотические вещества геосферных оболочек Земли как компонента окружающей среды и минеральную основу биосфера. Предметом изучения этого нового научного направления являются неорганическое вещество биосфера, то есть твердая (литосферная) оболочка планеты вместе с полезными ископаемыми и водой, которые находятся в ней, а также процессы и происходящие в литосфере изменения, реакции под влиянием природных и антропогенных факторов.

Верхняя часть литосферы, находящаяся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека, называется геологической средой. Она включает почвы, горные породы, подземные воды, газы, органические вещества и живые организмы, которые находятся во взаимодействии. Геологическая среда характеризуется геологическими, геофизическими и геохимическими полями и находится под влиянием многообразных внешних, в том числе антропогенных, нагрузок. Эти нагрузки влияют на все компоненты и поля геологической среды, активизируя течение геологических процессов, загрязняют природные воды, почву, растительность, воздух.

Нарастающее антропогенное загрязнение природной среды угрожает здоровью и жизни людей. Все города ежегодно выбрасывают до 3 млрд т отходов, свыше 500 км³ жидких отходов и около 1 млрд т различных аэрозолей. При этом концентрация пыли и других загрязнителей в атмосфере среднего промышленного города в 150 раз, а в сельской местности – в 10 раз выше, чем над поверхностью океана. По данным ЮНЕСКО, общее количество разнообразных промышленных отходов, сбрасываемых заводами мира в водоемы и на поверхность Земли, оценивается в 32–34 млрд м³/год.

Интенсификация промышленности и сельского хозяйства в пределах водозабора приводит к опасности накопления токсикантов в водохранилищах и в почвах. Уже выявлена корреляция частоты некоторых заболеваний людей с загрязнением атмосферы и первого от поверхности водоносного горизонта.

Особая проблема связана с техногенным радиоактивным загрязнением. Например, шесть регионов Южной Сибири от границ Казахстана до озера Байкал пострадали от ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне, где с 1949 по 1962 г. было проведено 467 ядерных испытаний, в том числе 124 наземных и атмосферных, суммарной мощностью 16,5 млн т ТЭ.

Переход на использование атомной энергии и строительство все большего количества атомных станций создают экологические проблемы, связанные с захоронением радиоактивных отходов.

В настоящее время проводится регулярная плановая организация наблюдений состояния природной среды и факторов антропогенного воздействия на нее — *экологический мониторинг*. Он позволяет обеспечить оценку экологических условий среды обитания человека, установить причины негативного воздействия на природную среду, установить источники их возникновения для предотвращения возможного ущерба. Такое *следжение за химическим, физическим и биологическим состоянием окружающей среды* возможно с помощью измерений, которые проводятся для известных вредных веществ. Кроме того, используются живые организмы — биоиндикаторы, которые реагируют на присутствие вредных веществ изменением своих жизненных функций или аккумулируют вредные вещества.

Для измерения содержания загрязняющих веществ в воздушной среде применяются газоанализаторы разного типа. Контроль за состоянием теплосетей, выпусками в водоемы сбросовых вод (промышленных и коммунальных), в том числе малодебитных и малоконтрастных, осуществляется с помощью *тепловой инфракрасной аэросъемки*.

В настоящее время в России большинство районов добычи руд и алмазов из коренных месторождений и россыпей расположены в пределах северных территорий, экосистемы которых являются достаточно хрупкими и нарушение равновесия в них приводит к негативным, часто необратимым последствиям. Организация ретроспективного мониторинга для таких территорий и инвентаризация природных ресурсов и техногенных объектов осуществляются с помощью аэрокосмической информации.

Считается целесообразной системная организация союзенного *наземно-аэрокосмического мониторинга экзогенных процессов*, которая включает ретроспективный мониторинг, мониторинг в реальном масштабе времени и мониторинг чрезвычайных ситуаций.

Геоэкологические исследования предусматривают изучение геологической среды как многокомпонентного объекта с изменяющимися во времени и пространстве свойствами. Они сопровождаются составлением геоэкологических карт, карт оценки экологического состояния (рис. 17 на цветной вклейке), которые используются для обоснования предельно допустимых нагрузок на окружающую среду, организации геоэкологического мониторинга, прогнозирования геоэкологических ситуаций в связи с изменением природных условий и интенсификации инженерно-геологической деятельности человека. Геоэкологические карты важны для медико-биологических и социально-экономических оценок территорий; для оперативного прогноза и контроля за опасными процессами, для принятия управленческих решений.

Основными задачами исследований в геоэкологии в настоящее время являются:

- анализ изменения геосфер под влиянием природных и антропогенных факторов и разработка путей минимизации этих изменений;
- разработка мер и способов рационального использования водных, земельных, минеральных и энергетических ресурсов Земли;
- разработка системы мероприятий для снижения ущерба окружающей среде от природных и техногенных катастроф.

Эколого-экономический анализ оценки эффективности наращивания объемов ресурсопотребления обязан учитывать ущерб, связанный с загрязнением окружающей среды и нарушением земель. Это позволит установить истинную эффективность и экологическую целесообразность наращивания объемов потребления природных ресурсов.

Становится очевидным, что необходимы переход на принципиально новые технологии комплексной переработки минерального сырья и сокращение выбросов в литосферу, атмосферу и гидросферу, а также разработки систем предупреждения, прогноза стихийных природных и природно-техногенных катастроф, принятие экстренных мер по их предотвращению и снижению опасности.

Человечество приходит к пониманию необходимости бережного отношения к Земле. Важная роль в этом принадлежит экологической науке и ее разделу — геоэкологии.

Глава 15

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИИ

Рождение геологии как науки, вероятно, произошло в тот момент, когда первый человек подобрал обломок горной породы и использовал его как инструмент. Происшедшие спустя какое-то время колебания земной поверхности заставили человека задуматься о причинах проявления землетрясений. Вызывали недоумение и морские раковины, найденные высоко в горах, и т. п.

Интерес к тектоническим движениям земной поверхности проявляли древние греки, а затем и римляне. При этом, как правило, в одних случаях первостепенное значение придавалось *экзогенным* процессам (см. главу 10), а в других — *эндогенным* (см. главу 9). Сторонников первого направления причисляли к *нептунистам* (римский бог подводного царства Нептун), а второго — к *плутонистам* (греческий бог подземного царства Плутон). Уже в те времена широко обсуждались форма планеты, ее рельеф, изменение температуры с глубиной и т. п. На общем фоне обращали на себя внимание серьезные работы Аристотеля и Эмпедокла (Якушова, Хайн, Славин, 1988).

После бурного развития *античной науки* (VII в. до н. э. — V в. н. э.) наступил *мрачный период* протяженностью в десять веков, когда популяризация даже самых первых, еще очень упрощенных геологических разработок была запрещена церковной властью. Некоторое смягчение ситуации произошло в связи с началом *организации университетов*, и все же любые, самые незначительные демарши против канонов церкви фиксировались и передавались инквизиции.

Тем не менее продолжало развиваться горное дело, все большее применение находило книгопечатание. Человечество вступало в *эпоху Возрождения* (XV—XVIII вв.), эпоху великого **Леонардо да Винчи** (рис. 15.1), разработавшего к тому времени целый ряд



Рис. 15.1. Леонардо да Винчи
(1452–1519)

вопросов развития рельефа Земли, происхождения окаменелостей животных и растений и др.

В этот период со своими *основополагающими трудами* выступили Н. Коперник (гелиоцентрическая система), И. Кеплер (законы небесной механики), И. Ньютона (закон всемирного тяготения), И. Кант (научная космогоническая гипотеза), Г. Агрикола (рис. 15.2) (обобщение материалов порудным полезным ископаемым, классификация минералов и горных пород), Н. Стенон (разработка принципов стратиграфии, кристаллографии и тектоники).

В 60-х гг. XVIII в. геология занимает *достойное* положение среди естественных наук, и главная заслуга в этом принадлежит М. В. Ломоносову, А. Г. Вернеру, Дж. Хаттону (рис. 15.3) и Ж. Бюффону (Хайн, Рябухин, 2004).

М. В. Ломоносов (рис. 15.4) обращает внимание на то, что *поднятия* играют главную роль в движении земной коры. Активным сторонником этой тектонической гипотезы стал Дж. Хаттон.

Ж. Бюффон изложил стройную теорию образования минералов и горных

Рис. 15.3. Джеймс Хаттон (1726–1797)

пород из расплавленной материи Земли.

В отличие от трех упомянутых выдающихся ученых четвертый — А. Г. Вернер (рис. 15.5) оказался ярым *нептунистом*. Все горные породы, в том числе базальты и граниты, по его мнению, возникли из воды, из воды произошли и все минералы и руды.

Ожесточенная борьба между плутонистами и нептунистами на границе веков завершилась *победой плутонистов*.



Рис. 15.2. Георг Баэр (Агрикола) (1494–1555)



Рис. 15.4. Михаил Васильевич Ломоносов (1711–1765)



Рис. 15.5. Альфред Вегенер

Рис. 15.5. Альфред Вегенер
(1880–1930)

Самым ярким событием первой половины XIX в. было возникновение биостратиграфии. Было установлено, что каждая ичка слоев содержит свой набор ископаемых организмов, и заложены основы стратиграфической шкалы.

Дальнейшее изучение ископаемых организмов привело к возникновению палеонтологии, причем среди ученых этого направления выделились две группы: эволюционисты (Ж.-Б. Ламарк и др.) и креационисты — крайние катастрофисты (Ж. Кювье и др.).

Огромную роль в развитии теории геологии сыграл Ч. Ляйель (рис. 15.6), который в 30 гг. XIX в. предложил использовать в геологии принцип актуализма (униформизма) — «настоящее — это ключ к познанию прошлого».

С конца XVIII в. стали создаваться геологические карты — важнейшие документы геологических исследований. Инициатива этих работ принадлежала В. Смиту. Полученный при этом фактический материал позволил Л. Эли де Бомону выступить с идеей контракции («принцип усыхающего яблока»), которая была основой теоретической геологии всю вторую половину XIX в.



Рис. 15.6. Чарлз Ляйель

В конце XVIII — начале XIX в. существенное развитие претерпели науки о вещественном составе земной коры. Были заложены начала кристаллографии. Минералоги разработали классификацию минералов на химической основе. Были сформулированы основы изоморфизма и полиморфизма (см. параграф 5.2). Тогда же создавалась гидротермальная теория происхождения рудных жил (Д. И. Соколов, Л. Эли де Бомон).

Важнейшим событием второй половины XIX в. был выход в свет «Происхождения видов» Ч. Дарвина. В конце века была создана наука о рельефе Земли — геоморфология (У. Девис). Начинает свое становление геотектоника.

(К. Ф. Науман), разрабатывается учение о геосинклиналях (Дж. Холл, Дж. Дэна) и платформах (Э. Зюсс, А. П. Карпинский (рис. 15.7), А. П. Павлов).

Появление поляризационного микроскопа выдвинуло *петрографию* на передовые позиции. Появились понятие «магма». Вышли в свет первые работы о метаморфизме.

Е. С. Федоров (рис. 15.8) показал, что существует 230 совокупностей элементов симметрии, в соответствии с которыми могут располагаться элементарные частицы, слагающие кристаллические структуры.

Дальнейшее развитие получило учение о *рудных месторождениях* (Б. Котта, А. П. Карпинский, Ф. Пошепный).

В 60-х гг. XIX в. француз Дарси публикует работу по динамике *подземных вод*. Вслед за ней появляется серия работ Н. Е. Жуковского о движении грунтовых вод.

Вторая половина XIX в. была также важна тем, что в это время были заложены основы *гравиметрии* и *сейсмологии*. В этот период исследователи впервые столкнулись с явлением изостазии — уравновешиванием неровностей рельефа и изменений толщины и (или) плотности коры на глубине. Сейсмологами было показано, что по происхождению землетрясения могут быть вулканическими, тектоническими и провальными.

Происходит обособление *кристаллохимии* благодаря появлению рентгеноструктурного анализа, позволившего как бы заглянуть внутрь кристаллов.

В этот период на геологическом научном небосклоне появилась яркая звезда — *геохимия* (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман). Ф. В. Кларк подсчитывает содержание отдельных химических элементов в земной коре; полученные им цифры входят в науку под названием *кларков* (кларк Са в гранитах и т. п.).

Дальнейшее развитие получает *геофизика*. С помощью сейсмологии оказалось возможным выделить *ядро* и *мантию* (Э. Вихерт),

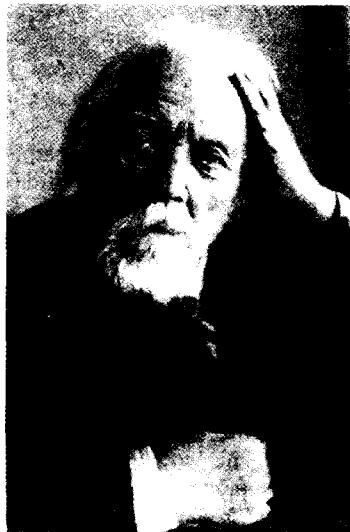


Рис. 15.7. Александр Петрович Карпинский (1847–1936)



Рис. 15.8. Евграф Степанович Федоров (1853–1919)



Рис. 15.9. Абраам Готлиб Вернер (1749–1817)

ограничить снизу земную кору (А. Мохорович) и др. Была создана новейшая модель строения Земли (К. Буллен) (см. параграф 4.1, рис. 4.1).

Самым важным событием начала века стали работы Ф. Тейлора и **А. Вернера** (рис. 15.9). Началась эпоха мобилизма, просуществовавшая 20–25 лет; затем все «вернулось на круги своя» — главное значение вновь приобрел фиксизм. Существенно продвинулось учение о платформах и геосинклиналях (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и др.).

Усилиями А. Холмса была создана геохронологическая шкала на основе использования распада радиоактивных изотопов (см. главу 7). Более глубокий смысл приобрели понятия *фация* и *формация*.

Из петрографии вычленилась новая дисциплина — *литология* (Н. М. Страхов, Л. В. Пустовалов), а учение о полезных ископаемых переросло в *металлогению* (С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, В. Эммонс, В. Линдгрен, Г. Шнейдерхен). Снова передовые позиции завоевал мобилизм.

Период характеризуется целым рядом *важнейших открытий*: *астеносфера* (Б. Гутенберг), *палеомагнетизма* (К. Ранкорн), *инверсий магнитного поля* (А. Кокс), системы *срединно-океанских хребтов* (Б. Хизен) и пр., что позволило в конечном итоге сформулировать основные положения *текtonики литосферных плит*.

Эта концепция в 60–70-х гг. нашего столетия была названа революцией в науках о Земле (**Дж. Т. Уилсон** (рис. 15.10)), однако уже сегодня она не может считаться глобальной моделью развития Земли. Ей на смену идет *новая теория*, которая учитывает последние данные сейсмической томографии (см. параграф 4.1), экспериментов при сверхвысоких давлениях, компьютерного моделирования, успехов сравнительной планетологии и пр., то есть она строится на огромном объеме новейших материалов, которыми не могла располагать и не располагала тектоника литосферных плит.



Рис. 15.10. Джон Тузо Уилсон (1908–1993)

Глава 16

НООГЕОЛОГИЯ

Впервые термин *ноогеология* (то есть *разумная геология*) появился в 1995 г. в книге **В. Е. Хайн**¹. И хотя он еще не нашел широкого применения в геологическом обиходе, мы сочли необходимым обратить на него внимание геологов (и в особенности студентов), поскольку — вслед за автором — считаем, что за этим направлением *будущее*.

Ноогеология предполагает разработку полезных ископаемых и строительство с сохранением ландшафта и соблюдением экологических норм. В отличие от геоэкологии (см. главу 14), которая указывает на *существующие сегодня* природные условия и очаги потенциальной опасности геоэкологических катастроф, ноогеология принимает участие (на первых ролях) в решении вопросов *планируемого* размещения объектов *будущей* человеческой деятельности с оптимальным учетом, использованием и сохранением природных геологических условий.

Хотелось бы обратить внимание на то, что человек за время своего существования успел заметно изменить лик Земли: гигантские каналы, туннели, карьеры и пр. По масштабам все это можно сравнить с преобразованиями поверхности Земли, совершаемыми реками, ледниками и другими *природными агентами*. Огромная масса горной породы извлекается из карьеров, шахт, штолен и других выработок, часть которой так или иначе попадает в моря и океаны, вступая в глобальный круговорот.

Между тем антропология (с помощью новейших методик) установила, что первым представителям рода *Номо* примерно 5 млн лет. Таким образом, эволюция гоминид происходила в течение всего плиоцена и квартера — периода, отмеченного многочисленными, включая

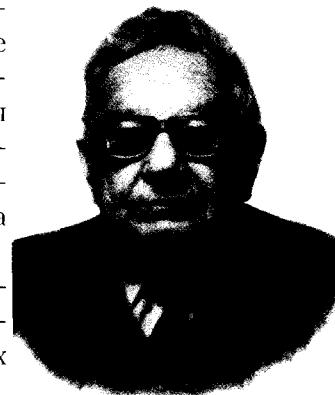


Рис. 16.1.
Виктор Ефимович Хайн

¹ В. Е. Хайн. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1995.

и планетарные, геологическими событиями. Достаточно назвать одно из них — возникновение Гималаев.

В. Е. Хайн полагает, что, если попытаться связать эволюцию гоминид с изменением природной среды, взяв в качестве примера территорию ее зарождения — Восточно-Африканскую рифтовую систему, окажется, что на рубеже примерно 2,6 млн лет в начале покровного оледенения северного полушария климат Африки стал суше, растительный покров поредел. Это вынудило наших предков стать более подвижными (двуногими) и разнообразить рацион. А для этого надо было уметь производить орудия и, следовательно, развивать мозг.

Природная среда, как известно, прямо зависит от геологических событий. И упомянутое изменение характера растительности привело к тому, что из множества видов обезьян, обитавших здесь, сохранились лишь немногие, причем один из них эволюционировал в прачеловека.

В послеледниковую эпоху (голоцен) зародилась цивилизация и стали появляться *колossalные* по размерам *произведения человеческих рук* — достаточно вспомнить египетские пирамиды.

В то же время ряд *катастроф*, произошедших на Земле, заставил человека задуматься и взяться за изучение геологии окружающей среды — возникла новая дисциплина — *геэкология*.

Если геэкология занимается вопросами геологических условий среды с особым вниманием к заключенным в них опасностям, *ноогеология планирует* их оптимальное использование. Ноогеологи стремятся не только к *сохранению*, но и к *благораживанию природной среды*¹.

Следует отметить, что ноогеология начинает свои исследования со специального крупномасштабного картирования. Главная часть таких карт — *планируемое размещение объектов будущей деятельности человека с обязательным учетом сохранения природных условий*.

И если на картах геэкологического назначения показываются существующие в *настоящее время* природные условия и очаги потенциальной опасности геэкологических катастроф, то на ноогеологических картах отражается *планируемое размещение* различных объектов будущей деятельности с учетом, использованием и сохранением природных геологических условий.

Эти *карты* могут различаться по своей специализации применительно к городским или сельским местностям, прибрежным или внутренним районам материков и островов и т. д.

Необходимо составлять почвенные карты, инженерно-геологические, грунтовых вод, полезных ископаемых, объектов, подлежащих ох-

¹ На Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле» в Москве уже седьмой год работает секция под названием «Геоэтика».

ране. Наряду с ними создаются синтетические карты — это уже собственно ноогеологические карты. Масштаб этих карт может быть различным — от 1 : 10 000 до обзорных для целых государств.

Важно отметить, что при планировании любого строительства следует изыскивать источники добычи строительных материалов и водоснабжения, расположенные максимально близко, но не портящие ландшафта и не наносящие ущерба качеству окружающей среды. При разумном планировании можно было бы избежать таких катастрофических просчетов, как сооружение Чернобыльской АЭС вблизи Киева, дамбы в устье Невы или у входа в залив Кара-Богаз-Гол и т. п.

Совершенно ясно, что планирование в условиях тундры с ее вечной мерзлотой должно существенно отличаться от такового в горных районах (лавины, сели и пр.).

Следует обратить особое внимание на то, что тщательному планированию подлежат не только города, крупные промышленные предприятия, но и площади, предназначенные для сельского хозяйства.

И, наконец, как отмечалось, следует оконтуривать *национальные парки* и особенно природные *заповедники*, а также геологические объекты. Сегодня совершенно ясно, что стихийное использование природных условий и ресурсов далее невозможно и на смену ему пора вводить *научное планирование* такого использования. В этом планировании геологу должна отводиться первостепенная роль, а для этого он должен представлять себе основы ноогеологии — одной из *приоритетных геологических дисциплин будущего*.

Особое внимание к этим проблемам должны проявлять геологи, которые разведают и отрабатывают полезные ископаемые, нанося этим труднопоправимый ущерб окружающей среде.

На смену стихийной неконтролируемой разработке минеральных ресурсов должно прийти научное планирование такого использования. В настоящее время уже ведется подготовка специалистов в области геоэкологии, поскольку ясно, что в будущем все большее их участие ожидается в планировании использования природной среды, развитии народного хозяйства, а это потребует подготовки новых специалистов — ноогеологов.

В деятельности геологов ближайших десятилетий одно из *главных мест* будет предоставлено *ноогеологии* — разумной геологии для решения проблем разработки полезных ископаемых и строительства с максимально бережным сохранением окружающей среды (Хайн, 1995).

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

СИМВОЛЫ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод 102

А

- Абиссальная зона 338
Абиссальные равнины 327, 407
Аблация 294
Абразионная терраса 342
Абразия 334, 375
Авгит 204
Адиабатический подъем 154
Айсберг 300
 куполообразный 300
 пирамидальный 300
 разрушающийся 300
 столовый 300
Айсберговый сток 299
Аквальный фактор 380
Аkkреция 20, 117
Аккумулятивные шлейфы 326
Аккумуляция 191, 215, 334
Актуализм 420
Аллювиальные россыпи 261
Аллювий 245, 256
 инстративный 257
 констративный 257
 перстративный 257
 пойменный 257
 русловой 257
 старинный 257
Амфиболит 183
Анатексис 184, 185
Андский тип перехода 327
Антеклиза 112
Антиклиналь 119
Антиклиниорий 119
Антипассаты 194
Антициклон 194
Апвеллинг 338
Апикальная поверхность 168
Апофиз 170

Асимметрия долин 254

Ассимиляция 156

Астеносфера 52, 422

Астроблема 188

Атмосфера 23, 24, 28–31, 34–42,
 44, 45, 192

Атоллоны 355

Атоллы 353, 355

Атрио 160

Афтершок 141

Аэрофотоснимок 10

Б

- Базис эрозии 243
Бактериальные маты 365
Бараньи лбы 304
Бархан 227
Барханные гряды 227
Барханные цепи 227
Бары 344
 береговой 345
Бассейн выпахивания 305, 306
Батолит 170
Бедленд 238
Белье курильщики 365
Бенталь 338
Бентос 338
Бенч 342
Бергшрунд 306
Берега
 абразионные 340
 аккумулятивные 340
 отмелые 343
 приглубые 340
Березиты 188
Биостратиграфия 420
Биосфера 205
Бластомилонит 187
Блуждающие русла 248
Боксит 203
Болота 373

- верховые 373
низинные 373
приморские 373
- Б**
Брекчии
аллогенные 189, 393
аутогенные 189, 393
- Бризы 194, 335
- Бугры выпирания 385
- Бугры пучения
инъекционные 287
миграционные 287
наледные 287
- Вал 113
береговой 344, 350
подводный 344, 345
- Век 90
- Верхний структурный этаж
платформ 105
- Верхняя мантия 46
- Верховодка 267
- Вестиментиферы 365
- Вечная мерзлота 284, 384
- Взрывные брекчии 388
- Влагоемкость 266
- Внешнее ядро 55
- Внешние (миogeосинклинальные)
зоны 118
- Внешние силы (экзогенные) 130
- Внутреннее ядро 55
- Внутренние (эвгеосинклинальные)
зоны 118
- Внутренние силы (эндогенные) 130
- Внутриплатформенный вторичный
ороген 121
- Внутринплитные океанские
поднятия 408
- Водоносный горизонт 268
- Водопроницаемость 266
- Водораздел 245
- Водосборный бассейн 245
- Волновые движения 333
- Волновые колебания 129
- Волноприбойная ниша 341
- Волны 333
поперечные 47
продольные 47
- Восстановление 204
- Вращение 24, 28, 30, 32, 36, 37, 40, 42
- Всемирное тяготение 12
- Вторичные кварциты 188
- Вторичный ороген 119
- Вулканизм 157
- Вулканические (экструзивные)
купола 162
- Вулканические дуги
энсиалический тип 402
энсиматический тип 402
- Вулканические плато 162
- Вулканогенные обломочные
отложения 358
- Вулканотерригенные осадки 347
- Вулканотерригенные отложения 358
- Вулканы**
газово-взрывные 165
лавовые 165
смешанные 166
щитовые 161
- Выветривание 191
морозное 198, 304, 377, 381
органическое 196
температурное 197
физическое 196
химическое 196
- Высота волны 333
- Г**
Газовый режим 330
- Гайоты (гийоты) 327, 407
- Галактика 12
асимметричная 12
спирально-линейная 12
эллиптическая 12
- Галактика Млечного Пути 12
- Гамма-излучение 14
- Гелиоцентрическая система 419
- Гелиоцентрическая теория 15
- География 8
- Геологическая среда 415
- Геологические карты 9, 420
- Геологические процессы
активизированные техногенной
деятельностью 412
экзогенные 9
эндогенные 9

- Геология
 динамическая 9
 историческая 9
 Геоморфологические (террасовые) ножницы 253
 Геоморфология 420
 Геосинклиналь 116, 421, 422
 Геосинклинальная концепция
 развития подвижных поясов 116
 Геотектоника 420
 Геотермическая ступень 58
 Геотермический градиент 57
 Геофизика 8, 421
 Геофизические методы 47
 гравиметрические 47
 Геохимический цикл 9
 Геохимия 8, 70, 421
 Геохронологическая шкала 422
 Геохронология
 абсолютная 87
 относительная 87
 Геоэкологическая катастрофа 423
 Геоэкологические исследования 416
 Геоэкология 415, 424
 Гибридные магмы 156
 Гидратация 201
 Гидролакколит 287
 Гидролиз 201
 Гидротермальная стадия 173
 Гидротермальная теория 420
 Гипоцентр землетрясения 144
 Гипсографическая кривая 323
 Глауконитовые песчаники 356
 Глаукофановый сланец 126
 Глинистые частицы 222
 Глины 349
 Глобулы 20
 Гломар Челленджер 10, 322
 Глубинный разлом 122
 Глубоководные «оазисы бентоса» 365
 Глубоководный желоб 117, 326,
 327, 360, 400
 Гляциальными-нивальные
 и субнивальные области 377
 Гляциоизостатические движения
 земной коры 320
 Гнейс 182
 Гнейсограниты 186
 Гниение 212
 Горные породы 80
 Горные цирки 295
 Горст 122
 Гравитационные процессы 375
 Гравитационный перенос 375
 Гравитационный фактор 380
 Гравитит 359, 398
 Градационная слоистость 359
 Гранит-зеленокаменная область 107
 Гранитизация 185, 186
 Гранитогнейсовые купола 107
 Гранулит 184
 Гранулито-гнейсовые пояса 108
 Граувакки 118
 Гребень 333
 Гребневые зоны хребтов 405
 Грейзены 188
 Грунтовые воды 267, 421
 Группа 89
 Гряды сжатия 385
 Грядово-ячеистые формы 227
 Грядовообразные валы 227
 Гряды срединных морей 308
 Грязевой вулканизм 287
 Грязевые потоки 386
 Гумификация 374
 Гумус 212
- Д**
- Давление 175
 литостатическое 175
 стрессовое 175
 Давление морской воды 332
 Дайки 170
 Двойной вулкан типа «Сомма-Везувий» 160
 Дебит 272
 Дегидратация 201
 Дезинтеграция 377
 Делли 235
 Дельта 259
 Дельты наземные («сухие») 238
 Делювиальный процесс 234, 236
 Делювий 235
 Деляпсивный (свободно скользящий) 132
 Денудация 105, 191

- Десквамация 197
Детрузивным (сталкивающий)
 оноплазень 132
Дефляция 215
 бороздовая 216
 плоскостная 215
Деятельность слоя 283
Деятельный слой 283, 331
ДЖОЙДЕС резолюшен 10, 322
Диагенез осадков 366
Диафторит 182
Динамика подземных вод 421
Динамические фазы накопления
 аллювия 257
Динамометаморфизм 124, 186
Дискордия 99
Дистанционное зондирование 10
Дифференциация 154
Длина волны 333
Долина
 антecedентная 255
 перехвата 255
 эпигенетическая 255
Древние платформы 105
Друмлин 310
Друмлинное поле 310
Друмлиноид 307
Дюна 227
Дюнные цепи 227
- Ж**
Желваки фосфорита 358
Железомарганцевые конкреции 356, 363
- З**
Зандры 315
Зеленокаменные пояса 107
Землетрясения 140, 375, 421
 вулканические 141, 421
 карстовые 141
 наведенные 414
 провальные 421
 тектонические 141, 421
 техногенные 141
Земля 46
Земная кора 46, 49, 51
Зеркало складчатости 119
Зона выветривания 196
Зона гипергенеза 196
- Зона субдукции 398
Зональность
 вертикальная 347, 348
 климатическая 347
 циркумконтинентальная 347, 348
Зоны спрединга 405
Зоопланктон 338
Зювиты 189, 393
- И**
Известковый дегрит 350, 355
Излучина 246
Изоклин 349
Изоморфизм 76, 420
 гетеровалентный 77
 изовалентный 76
 неполный 76
 полный 76
Изосейста 144
Изостазия 421
Изотерма 331
Изохрона 99
Илы 351
 биогенные, или органогенные 358
 глобигериновые 361
 диатомово-радиоляриевые 361
 диатомовые 360, 361
 зеленые 357
 кокколитовые 358
 красные и желтые 357
 кремнистые
 (кремнисто-диатомовые) 348
 кремнистые диатомовые 358
 pteropодовые 358
 радиоляриевые 358, 361
 синие 357
 фораминиферовые карбонатные
 348, 360
 этмодискусовые 361
Импактиты 189, 388
Импактные структуры 388
Инверсии магнитного поля 422
Интенсивность гравитационных
 процессов 377
Интрузивные тела 169
 дискордантные 169
 конкордантные 169
 расслоенные 171

- Интрузивы 168
абиссальные 168
полуглубинные
(или гипабиссальные) 168
Инфракрасное излучение 14
Ионосфера 195
Исполинский подводный поток 335
Исток 241
- К**
- Калий-аргоновый метод 102
Каменная река 381
Каменные истуканы 218
Каменный глетчер 381
Камипады 379, 381
Камы 315
Каналы
кули 313
маргинальные 313
подледниковые 313
сброса (спиллвеи) 313
Каолинит 203
Капролитовая структура 340
Карбонатизация 204
Карбонатные сланцы 183
Каровые лестницы 306
Карст 202
Кары 295
Катализиты 186
Квазары 13
Кварцит 183
Кварцитосланец 183
Кекуры 342
Кларк 71, 421
Класс 12
Классификации гравитационных процессов 379
Кливаж 177
Климат 377
Клиф 341
Кокколитофориды 360, 361
Колебательные движения 128
Коллизия 117
Коллювий 199, 379
Конвергенция 118
Конкордия 98
Конкреции 366
Конседиментационный процесс 138
- Контактовый ореол роговиков и скарнов 171
Континентальная земная кора 84
Континентальное (материковое) подножие 324, 326, 395
Континентальные платформы 104
Континентальный (материковый склон) 324, 325, 395
Континентальный рифт 121
Контракция 420
Контуриты 398
Конус выноса 238, 326
Кора выветривания 208
древние (ископаемые или погребенные) 211
латеритная 208
линейная 211
площадная 210
современные 211
Коралл 348
Коралловый известняк 353
Корразия 215
Космическая катастрофа 45
Космическая пыль 22, 28
Космическая скорость 44
Космический аппарат 40, 43
Космический камень 44
Космическое вещество 43
Космическое происхождение 44
Космическое пространство 43, 44
Космогенные частицы 362
Космоснимок 10
Котловина 407
Котловина окраинных морей 326, 360
Коэффициент теплопроводности 59
Коэффициент фильтрации 266
Краевой ледниковый комплекс 311
Краевой шов 116
Красные глины 362
Кратер 388
ударный 389
Кратон 104
Крип 132, 378, 379
антропогенный 380
глубинный 380
коренных пород 379
криогенный 380
почвы 379

- Криптозой 90
Кристаллизационная дифференциация 154
Кристаллическая решетка 74
Кристаллический массив 112
Кристаллобластез 178
Кристаллохимия 421
Кровля 168
Крутизна склона 377
Ксеногенные процессы 388
Ксенолит 46
Культурный ландшафт 411
«Культурный» слой 411
Курум 289, 381
Курумообразование 288
Курчавые скалы 304
Кучевые пески 227
- Л**
- Лёсс 224
Лавинная седиментация 359, 396
Лавинный конус 384
Лавы 152
глыбовые (аа-лавы) 164
подушечные (пиллоу-лавы) 164
текущие, или волнистые (пахухы) 164
Лагуна 345, 354, 355
Лакколиты 171
Лахары 379, 387
горячие 387
холодные 387
Лед
инъекционный 286
конституционный 286
погребенный 285
Ледники
выводные 299
горные 296
покровные 296
приливные (или фиордовые) 298
теплые 302
холодные 302
шельфовые 299
Ледниковая система 319
Ледниковая транспортировка и аккумуляция 308
Ледниковая эра 318
- Ледниково-межледниковый цикл 318
Ледниково-озерные (лимногляциальные) отложения 317
Ледниковое выпахивание 304
Ледниковый валун 309
Ледниковый период 318
Ледниковый покров 299
Ледниковый щит 298
Ледогранник 309
Ленточные глины 371
Ленточные структуры 75
Лессовидная порода 224
Летучие компоненты 152
Ликвационная дифференциация 156
Ликвация 154
Лиман 261
Линеамент 123
Линия налегания 298
Листвениты 188
Литификация (окаменение) 367
Литология 422
Литосфера 52
Литосферная мантия 52
Ложбина волны 333
Ложе Мирового океана 327
Локальный U-Pb 99
Лополиты 171
Лунный реголит 32
- М**
- Маары 162
Магистральные разломы 328
Мagma 152, 421
Магматизм 152
Магматическая жила 171
Магматические горные породы 83
интрузивные 83
эффузивные 83
Магнитная аномалия 67
Магнитное наклонение 66
Магнитное поле 24, 28–30, 37, 40, 41
Магнитное склонение 66
Магнитный экватор 66
Магнитопауза 64
Магнитосфера 63
Магнитуда 143
Мангровый лес (мангровые берега) 351

- Мантия Земли 49, 51, 421
 верхняя 52
 деплетированная 53
 неистощенная 53
 нижняя 53
 Маргинальный поток 312
 Марш 350
 Масштаб бедствия 140
 Мегантиклинали 120
 Мегасинклинали 120
 Межледниковые 318
 Межпластовые безнапорные воды 269
 Межпластовые напорные
 (артезианские) воды 269
 Меланж 126
 Металлогенения 8, 422
 Метаморфизм 173, 421
 аллохимический 179
 изохимический 179
 импактный (ударный) 188
 контактовый (контактово-
 термальный) 187
 метасоматический 188
 прогрессивный 181
 регressiveвный 182
 ударный 388
 шок 388
 Метаморфизованные породы 174
 Метаморфические горные породы 83
 Метаморфические породы 174
 Метаморфические фации 180
 Метасоматиты 188
 Метатектиты 186
 Методы изучения современных
 движений
 исторический метод 133
 метод водомерных
 наблюдений 133
 метод повторных наблюдений 133
 Методы определения относительного
 возраста
 литолого-петрографический 88
 иалеонтологический 88
 стратиграфический 87
 Мигматизация 185
 Мигматит 184, 186
 Микроконтинент 118
 Милонит 176, 187
 Минерал 73
 Мировой океан 321
 Многолетнемерзлые горные
 породы 283
 Многофазовые плутоны 171
 Мобилизм 117
 Морена
 абляционная 310
 внутренняя 308
 отложенная 309
 поверхностная 308
 придонная 308
 Моренная равнина 310
 Моренный плащ 308
 Морская вода 330
 Морские отложения 346
 биогенные, или органогенные 347
 вулканогенные 347
 полигенные 347
 терригенные 346
 хемогенные 347
 Мощность 379
 Мрамор 183
 Муры 386
 Муссоны 194, 335
 Мутьевой поток 325, 387
 Мутьевые, или турбидные, потоки 359
- Н**
- Наземно-аэрокосмический мониторинг
 экзогенных пород 416
 Накопление новых горных пород 410
 Напорный градиент 271
 Натечные формы рельефа 384
 Национальные парки 425
 Небулярное содержание 20
 Нейтральная линия 344
 Нейтральная точка 344
 Нектонные организмы 338
 Нептунисты 418
 Неритовая зона 338
 Нижний этаж, или фундамент 105
 Нижняя мантия 46
 Новейшая модель строения Земли 422
 Новейшее межледниковые 318
 Ноогеолог 425
 Ноогеология 423

0

- Обвалы 378, 379, 382
подводные 387
Облагораживание природной среды 424
Область питания 294
Обломочная лавина 382
Объемное геологическое картирование 10
Овраги 237
Овражный проливий 237
Ограничение снизу земной коры 422
Озера 367
вулканические 368
карстовые 368
ледниковые 368
обвальные 368
пойменные и дельтовые 368
смешанного генезиса 367
тектонические 368
техногенные 369
экзогенные 367
эндогенные 367
Озоносфера 194
Озы 315
Океанография 321
Океанские плиты 406
Океанские троги 328
Океанский тип земной коры 85
Окисление 200
Окраинное глубоководное море 117
Окраинные перикратонные прогибы 112
Окружающая среда 414
Оксисфера 71
Оливин 204
Оолитовые известняки 356
Опал 203
Оплывины 385
Оползень 280, 379, 387
блоковый 384
глыбовый 384
ложкообразный 385
террасовидный 385
цирковидный 385
Оползневое тело 385
Оползневые процессы
абразионный тип 386
антропогенный 386
делянсивный тип 386
детрузивный тип 386
сейсмический тип 386
эрзационный тип 386
Оползни-обвалы 379
Орбита 23
Ороген 116
Орогенез 114
Орогенические движения 129
Ортоигейс 183
Ортомагматическая стадия 171
Ортосланец 183
Осадки
алевритовые 349
биогенные 348
диатомовые кремнистые 361
зернистые (фосфоритовые)
оолиты 356
известковые 358, 361
известковые фораминиферовые 358
континентального (материкового)
подножия 349, 356, 359
континентального склона,
или батиальные 349
кремнистые 361
металлоносные 366
океанского ложа (абиссальные) 360
органогенные 352, 360
песчаные 349
полигенные 361, 362
прибрежные, или литоральные 349
терригенные 349, 351, 357
фораминиферовые известковые 361
фосфориты желваковые
(конкремионные) 356
хемогенные 349, 355
шельфа, или сублиторальные
(неритовая область) 349, 351
Осадочные горные породы 83
глинистые 83
обломочные 83
химико-органогенные 83
Оевые зоны хребтов 405
Осередок 248
Остаточная намагниченность 67
Островная дуга 117, 326, 360
Осушки (ватты) 350

- Отдел 90
 Отдельность 169, 198, 377
 Отливы 335
 Отложения селей 387
 Отрицательные формы рельефа 383
 Офиолит 118
 Очаг землетрясения 144
- П**
 Падение 378, 379
 Палеомагнетизм 422
 Палеомагнитология 68
 Палеонтология 420
 Палингенез 185, 186
 Палинспастическая реконструкция 69
 Парагенезис 79
 Парагенезис минералов 180
 Парагнейс 183
 Парасланец 183
 Пассатная циркуляция 340
 Пассаты 194, 334
 Пассивная окраина 117
 Пегматитовая стадия 172
 Пелагиаль 338
 Пелиты 349
 Первичный ороген 118
 Перегнивание 212
 Перекат 248
 Перекристаллизация 367
 Перемещение (денудация) новых горных пород 410
 Перенос 215
 Переходная оболочка 55
 Переходный слой 55
 Перигеосинклинальный вторичный ороген 120
 Период 90
 Периокеанский ороген 121
 Несок 222
 Песчаная отмель 246
 Петрография 421
 Пиролит 53
 Плёс 246
 Плавни 374
 Плагиогнейс 182
 Плакинг 304
 Планета 22, 23, 28–32, 34, 36, 37, 39–41, 44
- Планетезимали 19
 Планктонные организмы 338
 Пластическая деформация 385
 Пластично-вязкое течение почв 384
 Платформа 422
 Плечи трогов 306
 Плита 112
 Плоскости напластования 377
 Плоскостной склоновый смыг 234
 Плоскостной смыг 235
 Плотность 332
 Плотность теплового потока 59
 Плутонисты 418
 Плюм 54
 Пляж 342, 344
 Пневматолитовая стадия 172
 Побочень 246
 Побочень переката 248
 Поверхностные воды 378
 Поверхность Вихерта–Гутенберга 49
 Поверхность Мохоровичича 48
 Поверхность скольжения 384
 Подводно-склоновые процессы 379
 Подводные горы 327
 Подводные окраины материков 323
 активные 323, 326
 пассивные 323, 324
 трансформные 323, 327
 Подводные холмы 327
 Подводный каньон 325, 359
 Подземные воды 262
 вадозные 265
 инфилтратационные 264
 конденсационные 264
 магматогенные (ювенильные) 265
 метаморфогенные 265
 седиментогенные 264
 Поднятия 419
 Подошва волн 333
 Пойма 248
 Покровы 384
 Ползучесть 131
 Полиметаморфизм 182
 Полиморфизм 75, 179, 420
 Полиморфные модификации 75
 Порфиробласт 178
 Поташ 203
 Почва 211

- Почвообразование 211
Пояс постоянных температур 56
Прачеловек 424
Предвестники землетрясений
 геофизические 153
 гидрогеологические 154
 сейсмологические 151
Предгорная впадина 120
Предгорные шлейфы 238
Пределная эрозионная кривая 244
Приливы 335
 квадратурные 335
 полусуточные 335
 сизигийные 335
 суточные 335
Природа магнитного поля Земли 63
Природные заповедники 425
Прирусловой вал 249, 326
Причины формирования террас 253
Провалы 382
Продольное перемещение 345
Продукты разрушения 381
Пропилиты 188
Просадки 380
Протолит 174
Протосолнице 15
Профиль равновесия. 344
Псевдоморфное замещение 180
Псевдоморфоза 188
Пульсация 303
Пустыни
 аккумулятивные 227
 глинистые 231
 дефляционные 226
 каменистые 226
 лессовые 232
 песчаные 227
 солончаковые 232
Пыль 222
Пыльные вихри 214
Пьезометрический уровень 270
- Р**
Радиологические методы 89
Радиоуглеродный метод 102
Раздвиг 127
Размеры оползней 385
Ракушечник 350, 352
- Растворение 201
Расширение 11
Регматическая сеть 123
Регрессия 129, 138
Резургентные обломки 162
Реки эпигенетические (наложенные) 256
Релаксация 131
Рентгеновское излучение 14
Ригели 305
Рифтогенез 117
Рифы 396
 барьерные 353, 354
 береговые или окаймляющие 353
 внутрилагунные 355
 кольцевые 355
 коралловые 352
Роговая обманка 204
Роговики 187
Рубидий-стронциевый метод 100
Русло 245
- С**
Сёрджи 303
Самарий-неодимовый метод 101
Сапронель 371
Сброс 127
Сверхскопление 11
Свободное падение 381
Свод 113
Сдвиг 127
Седиментогенез 346
Сейсмическая томография 48, 422
Сейсмограмма 144
Сейсмограф 140
Сейсмофокальная зона 146
Селевой коллювий 387
Сели 238, 379
 альпийского типа 386
 гляциальные 386
Серповидные уступы 380
Сила трения 376
Сила тяжести 376
Силикат 152
Силикатные мраморы 183
Силлы 171
Силы реакции опоры 376
Синеклиза 113
Синклинали 119

- Синклиниорий 119
 Система 90
 Система срединно-океанских хребтов 422
 Скарны 188
 Скатывание обломков 378
 Скважность пород 265
 Складчатая область 118
 Складчатая система 118
 Складчато-орогенное сооружение 118
 Складчатый пояс 114
 Скольжение 379
 Скольжение обломков 378
 Скопление 11
 Скорость крипа 381
 Скорость процессов 378
 Сланцеватость 377
 Сланцы
 зеленые 182
 кристаллические 182
 Слоистость 223
 Слой Гутенберга 52
 Смерчи 214
 Снеговая линия 294, 386
 Снежник 294
 Снежные лавины 383
 Современная теория покровных оледенений 319
 Создание новых горных пород 410
 Соленость 330
 Солидус 153
 Солифлюкционные террасы 384
 Солифлюкционные языки 384
 Солифлюкция 288, 379
 Солнечная система 22, 24, 28, 32–34, 36–39, 41, 42
 Соляные диапиры 114
 Сомма 160
 Сортировка материала 379
 Соскальзывание обломков 379
 Сплывы 385
 Сползание осипей 381
 Спрединг 117
 Спутник 22, 24, 28–32, 36, 38–40, 42
 Срединно-океанские поднятия 405
 Срединно-океанский хребет
 (COX) 118, 328, 404
 Восточно-Тихоокеанский 328
 Срединно-Атлантический 328
 Южно-Тихоокеанский 328
 Срединный массив 118
 Старица 250
 Старичная 256
 Стишовит 53
 Стратиграфическая шкала 420
 Стратовулкан 160
 Стратосфера 194
 Структурные единицы
 кристаллических решеток 74
 Структурный мотив 74, 75
 каркасный 75
 кольцевой 74
 координационный 74
 островной 74
 слоевой 75
 цепочечный 75
 Структуры 81
 брекчиивидные 178
 гетеробластовые 178
 гомеобластовые 178
 гранобластовые 178
 катахлазические 178
 кристаллобластовые 178
 лепидобластовые 178
 лепидогранобластовые 178
 милонитовые 178
 нематобластовые 178
 нематогранобластовые 178
 порфиробластовые 178
 реликтовые 178
 роговиковые 187
 цементные 178
 Субдукция 117
 Субконтинентальный подтип земной коры 86
 Субокеанский подтип земной коры 86
 Сутура 126
- Т**
- Тагамиты 189, 393
 Таляя вода 302
 Талики 284
 Текстуры 82, 177
 гнейсовые 177
 плойчатые 177
 полосчатые 177

- сингенетические 177
сланцеватые (сланцевость) 177
унаследованные 177
Тектиты 393
Тектоника литосферных плит 117, 422
Тектоническая активизация платформ 119
Тектонические брекчии 186
Тектонические движения 128
вертикальные 129
внутрикоровые 129
глубинные 130
горизонтальные 129
коровьи 130
новейшие 133
общекоровые 129
прошлых геологических эпох 133
сверхглубинные 130
современные 133
Тектоносфера 52
Теневые граниты 186
Тепловая инфракрасная аэросъемка 416
Тепловой баланс 331
Тепловые аномалии 60
Термоионный Pb-Pb метод 100
Термокарст 289
Термоклин 332
Термоабразия 289
Террасы
аккумулятивные 137, 252, 253, 343
локальные 254
погребенные 252
речные 250
смешанные 253
циклические 251
цокольные 137, 253
эрзационно-аккумулятивные 252
эрзационные 137, 253
Тефра 162, 347, 358
Техногенез 411
Течения
компенсационные 334
морские 334
пластиическое (течение полужидкой массы) 378
циркумполлярное 334
Тление 212
Торф 374
Трансгрессия 129, 138
Трансформный разлом 127, 328, 408, 409
Трециноватость 198, 377
Троговые долины (троги) 306
Тропопауза 193
Тропосфера 193
Турбидит 360, 398
Туф 162
- У**
- Угленосные бассейны
лимнические 375
паралические 375
Угол естественного откоса 377
Ультраметаморфизм 185
Униформизм 420
Уплотнение осадка 367
Уран-свинцовский метод 97
Устье 241
Учение о рудных месторождениях 421
- Ф**
- Фазы образования взрывного кратера
фаза сжатия 389
фаза трансформации 389
фаза экскавации 389
Фанерозой 89, 90
Фации аллювия 256
Фация 422
амфибол-роговиковая 187
амфиболитовая 183, 184
высоких давлений 183
глаукофан-альмандиновая 185
гранулитовая 183, 184
дистеновых гнейсов
и амфиболитов 185
жадеит-лавсонит-глаукофановая 185
зеленых сланцев 183
мусковит-роговиковая 187
пироксен-роговиковая 187
умеренных давлений 183
эклогитовая 185
эпидот-амфиболитовая 183, 184
Фен 359

- Ф**
- Фиксизм 117, 422
 - Филлит 183
 - Фильтрационная миграция 188
 - Фирн 293
 - Фирновые бассейны 294
 - Фитопланктон 338
 - Фланговые зоны 406
 - Флини 360
 - Флишевые толщи 359
 - Флювиальный процесс 236, 242
 - Флювиогляциальные каналы 313
 - Фораминиферовые и водорослевые пески 352
 - Формация 422
 - Форшок 141
 - Фронтальная дамба 386
 - Фумароллы 164, 165
 - галоидные 165
 - нашатырные 165
 - нароводяные 165
 - сернистые-сольфатары 165
 - углекисльные-мофеты 165
 - Фундаментальные свойства Вселенной 11
 - Фуркация 246
- Х**
- Химический состав 330
 - Хрупкая деформация 385
- Ц**
- Центральные кольцевые поднятия 389
 - Циклон 194
 - Цунами 214, 333, 337
- Ч**
- «Черные курильщики» 365
 - Чехол 105
- Ш**
- Шельф 324, 395
 - Шлаковые конусы 162
 - Шток 170
- Щ**
- Щиты 111
- Э**
- Эвстатические колебательные движения 132
 - Экваториальные противотечения 334
 - Экзарация 304
 - Экзогенные процессы 191, 418
 - Экзосфера 195
 - Эклогит 185
 - Экологический мониторинг 416
 - Эксплозивное извержение 387
 - Элементы симметрии 421
 - Элювий 196
 - Эндогенные процессы 418
 - Энергетические ресурсы 61
 - Энергия реки 242
 - Эоловая рябь 227
 - Эоловые отложения 223
 - Эоловые пески 224
 - Эоловые процессы 215
 - Эоловый рельеф 227
 - Эпейрогенические движения 129
 - Эпиплатформенный ороген 119
 - Эпицентр землетрясения 144
 - Эпоха 90
 - Эпоха мобилизма 422
 - Эра 89
 - Эрозионно-аккумулятивный цикл 251
 - Эрозионные борозды 237
 - Эрозионные процессы 134
 - Эрозия 243, 375
 - боковая 243, 248
 - ветровая 216
 - глубинная (донная) 243
 - овражная 238
 - плоскостная 235
 - ретрессивная 237
 - Эскарпы 385
 - Эстуарии 260
 - Этмолит 170
 - Эффективные радиусы 74
- Я**
- Ядро Земли 46, 49, 54, 421
 - Ярус 90

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Глава 1. Галактика и положение в ней Солнечной системы

1. Астрономия с Патриком Муром. М.: Гранд, 1999.
2. Гуревич Л. Э., Чернин А. Д. Происхождение галактик и звезд. М.: Наука, 1987.
3. Зигель Ф. Ю. Астрономическая мозаика. М.: Наука, 1987.
4. Маров М. Я. Планеты Солнечной системы. М.: Наука, 1986.
5. Мухин Л. М. В нашей Галактике. М.: Молодая гвардия, 1983.
6. Уиппл Ф. Семья Солнца. М.: Мир, 1984.
7. Филиппов Б. П. Зримые магнитные поля Солнца // Природа, 1996. № 6. С. 3–12.
8. Шкловский И. С. Звезды: их рождение, жизнь и смерть. М.: Наука, 1984.

Глава 2. Краткий обзор космогонических гипотез

1. Вернадский В. И. Земля как одна из планет Солнечной системы. М.: Наука, 1986.
2. Войтекевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., 1963.
3. Гуревич Л. Э., Чернин А. Д. Происхождение галактик и звезд. М.: Наука, 1983.
4. Камерон А. Д. Солнечная система. М.: Мир, 1978. С. 2–27.
5. Михайлов А. А. Земля и ее вращение. М.: Наука, 1984.
6. Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1949.

Глава 3. Планеты Солнечной системы

1. Армстронг Н. Исследование лунной поверхности. 1970.
2. Барсуков В. Л., Сурков Ю. А. Поверхность и кора Венеры. 1986.
3. Богданов М. Б., Труниковский Е. М., Черепашук А. М. Система Земля – Луна как телескоп сверхвысокого разрешения. 1992.
4. Витязев А. В., Печерникова Г. В., Сафонов В. С. Планеты земной группы: происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990.
5. Емельянов Н. В. Необычные явления в системах спутников планет. 1997.
6. Ксанфомалити Л. В. Планета Венера. М.: Наука, 1985.
7. Маров М. Я. Планеты Солнечной системы. М.: Наука, 1986.
8. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982.
9. Сафонов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969.
10. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991.
11. Симоненко А. Н. Астероиды. М.: Наука, 1985.
12. Чурюмов К. И. Кометы и их наблюдение. М.: Наука, 1980.

Глава 4. Основные сведения о Земле**Параграф 4.1. Глубинное строение Земли**

1. Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
2. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
3. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: 1979.
4. Короновский Н. В. Сейсмическая томография // Соросовский образовательный журнал. 2000. № 11. С. 63–68.
5. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965.
6. Павлинов В. Н., Соколовский А. К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. II. М.: Недра, 1985.
7. Пущаровский Д. Ю., Пущаровский Ю. М. Состав и строение мантии Земли // Науки о Земле. 1998.
8. Соколовский А. К., Федчук В. Я., Корсаков А. К. Геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов. М.: ГЕОС, 2003.
9. Тектоносфера Земли. М., 1978.
10. Хайн В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М., 1985.

Параграф 4.2. Тепловое поле Земли

1. Любимова Е. А. Тепловой поток из недр Земли и его происхождение // Природа. 1980. № 4. С. 70–76.
2. Стогний В. В., Стогний Г. А. Физика Земли. Якутск, 2000.
3. Хуторской М. Д. Введение в геотермию. М.: РУДН, 1996.
4. Якушова А. Ф., Хайн В. Е., Славин В. И. Общая геология. М.: МГУ, 1988.

Глава 5. Вещественный состав и строение земной коры

1. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
2. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965.
3. Павлинов В. Н., Соколовский А. К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. 2. М.: Недра, 1985.
4. Соколовский А. К., Федчук В. Я., Корсаков А. К. Геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов. М.: ГЕОС, 2003.
5. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
6. Oliver J. et. al. COCORP and the continental crust // JGR, 1983. V. 88. P. 3340.
7. Taylor S. R. et. al. Geochemistry of loess, continental crystal composition and crystal model ages // GCA, 1983. V. 47. P. 1897.

Глава 6. Возраст Земли и геохронологическая шкала

1. Войткевич Г. В. Геологическая хронология Земли. М., 1984.
2. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. М.: ВСЕГЕИ, 2000.

3. Жамойда И. А. (МСК), Мазарович О. А. (МГУ), Соколов Р. М. (ВСЕГЕИ). Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала. М.: ВСЕГЕИ, 1993.
4. Караплов В. Б., Никитина М. И. Геология. Основные понятия и термины. М.: УРСС, 2003.
5. Стратиграфический кодекс. 2-е изд., доп. М., 1992.

Глава 7. Методы радиологического определения возраста

1. Бибикова Е. В. Циркон как изотопный геохронометр // Геохимия. 1977. № 3. С. 382–393.
2. Гамильтон Е. И. Вопросы прикладной геохронологии / Пер. с англ. М.: Недра, 1968.
3. Изотопная геология / Под. ред. Э. Йегера и И. Хунцикера. Пер. с англ. М.: Недра, 1984.
4. Левитан С. Ю., Романов С. Ю., Сумин Л. В. Применение кинетического метода изотопных исследований свинца в природном цирконе при Pb-Pb датировании // Известия вузов. Геология и разведка, 1990. № 2.
5. Левченков О. А., Макеев А. Ф., Яковлева С. З. и др. Датировка по кристаллическому веществу цирконов // Доклады АН СССР. 1982. Т. 263. № 5. С. 1190–1193.

Глава 8. Континенты. Основные структурные элементы континентов

1. Изотопная геология / Под. ред. Э. Иегера и И. Хунцикера. М.: Недра, 1984.
2. Мильничук В. С., Арабаджи И. С. Общая геология. М.: Недра, 1989.
3. Павлинов В. Н., Соколовский А. К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Основы общей геотектоники и методы геологического картирования. М.: Недра, 1985.
4. Соколовский А. К., Федчук В. Я., Корсаков А. К. Геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов. М.: ГЕОС, 2003.
5. Хапп В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985.
6. Хапп В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995.

Глава 9. Процессы внутренней динамики (эндогенные)

Параграф 9.1. Тектонические движения

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
2. Геотектоника, 1978. № 6. С. 110–119.
3. Маккой Л. Мир Ренессанса. Будапешт: Корвина, 1980.
4. Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1988.
5. Павлинов В. Н., Соколовский А. К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. 2. М.: Недра, 1985.
6. Солов Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. М.: Недра, 1973.
7. Справочник по тектонической терминологии. М.: Недра, 1970.
8. Хапп В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985.

Параграф 9.2. Землетрясения

1. *Болт Б.* В глубинах Земли: о чем рассказывают землетрясения. М., 1984.
2. *Короновский Н. В., Абрамов В. А.* Землетрясения: причины, последствия, прогноз // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 12. С. 71–79.
3. *Моги К.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988.
4. *Никонов А. А.* Ашхабадская катастрофа: известная и неизвестная // Природа. 1998. № 10. С. 11–20.
5. *Соболев Г. А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993.
6. *Шебалин Н. В.* Сейсмология – наука об очагах землетрясений // Знание – сила. 1985. С. 20–22.
7. *Юнга С. Л.* Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990.

Параграф 9.3. Магматизм

1. *Абрамов А. В., Ряжовский Ю. В., Миронов Ю. В.* Петрохимические типы магматических пород ложа океана и закономерности их размещения // Бюлл. МОИП отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 1.
2. *Апродов В. А.* Вулканы. М., 1982.
3. *Богатиков О. А., Цветков А. А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988.
4. *Гущенко И. И.* Извержение вулканов мира. М.: Наука, 1979. С. 215–216.
5. *Золотарев Б. П.* Сравнительная геолого-петрохимическая характеристика базальтоидов второго слоя океанической коры (опыт выделения вулканических формаций в Тихом и Атлантическом океанах) / Труды ГИН АН СССР. Вып. 44. М.: Наука, 1987.
6. Классификация и номенклатура магматических пород. М.: Недра, 1981.
7. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов / Под ред. С. В. Ефремовой. М.: Недра, 1997.
8. *Маракушев А. А.* Вулканизм Земли // Природа. 1984. № 9. С. 64–74.
9. *Мирлин Е. Г., Пшенина И. А.* Опыт количественной оценки интенсивности вулканизма и структурообразования в зонах спрединга // Геотектоника. 1989. № 3. С. 26–36.
10. *Пэк А. А., Сафонов Ю. Г.* О причинах и закономерностях движения гидротермальных растворов // Зап. ВМО, 1987. Вып. 2.
11. *Старицын Г. И., Томановская Ю. И., Табунов С. М.* Магматические формации базальтового фундамента Тихого океана. Л.: Недра, 1986.
12. *Файф У., Прейс Н., Томсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981.
13. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм. М.: МГУ, 1977.
14. *Фролова Т. И., Нерчук Л. Л., Бурикова И. А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989.
15. *Шараськин А. Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992.

Параграф 9.4. Метаморфизм

1. Афанасьева М. А., Бардина И. Ю., Богатиков О. А. и др. Пётрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник / Под ред. В. С. Попова и О. А. Богатикова. — М.: Логос, 2001.
2. Белоусова О. Н., Михина В. В. Общий курс пётрографии. М.: Недра, 1972.
3. Бородина Н. Ю., Нопов В. С. Систематика метасоматических горных пород и фации метасоматизма малых глубин // Советская геология. 1991. № 6.
4. Верпил Р. Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980.
5. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1980.
6. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Ушакова Е. И. Теоретические основы метаморфизма. Новосибирск: НГУ, 1974.
7. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород. Справочное пособие. Новосибирск: ОИГМ СО РАН, 1992.
8. Миасиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.
9. Мэйсон Р. Пётрология метаморфических пород. М.: Мир, 1981.
10. Саранчина Г. М., Шипкарев Н. Ф. Пётрология магматических и метаморфических пород. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1973.
11. Соколовский А. К., Федчук В. Я., Корсаков А. К. Геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов. М.: ГЕОС, 2003.

Глава 10. Процессы внешней динамики (экзогенные)

Параграф 10.1. Атмосфера Земли. Выветривание

1. Бушинский Г. И., Теников В. А. Выветривание — процессы, породы и руды // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 5.
2. Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М., 1977.
3. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., 1976.
4. Почвоведение. М., 1975.
5. Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения / Под ред. В. И. Смирнова. М., 1980.
6. Процессы континентального литогенеза. М., 1980.
7. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., 1960.

Параграф 10.2. Геологическая деятельность ветра

1. Лессовые породы СССР. Т. I, II. М., 1986.
2. Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л., 1979.
3. Сватченко И. Д. Чёрные бури в Приазовье // Природа. 1955. № 5.
4. Фёдорович Б. Л. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М., 1983.

Параграф 10.3. Геологическая деятельность текущих поверхностных вод

1. Аллисон А., Налмер Д. Геология. М.: Мир, 1984. С. 246–292.
2. Вода — кровь Земли / В кн.: Энциклопедия для детей. Т. 3. География. М.: Аванта+, 1999. С. 261–276.

3. Короновский Н. В. Общая геология. М.: Изд. Московского университета, 2002.
4. Макарова Н. В. О формировании речных террас и аллювия // Известия вузов. Геология и разведка. 2000. № 3. С. 35–41.
5. Михайлов В. Н. Речные дельты: строение, образование, эволюция // Соровский образовательный журнал. 2001. № 3. С. 59–66.
6. Неспокойный ландшафт / Пер. с англ. М.: Мир, 1981. С. 56–68; 76–82.
7. Реки — разрушители и созидатели / В кн.: Энциклопедия для детей. Т. 4. Геология. М.: Аванта+, 2000. С. 139–149.
8. Чернов А. В. Речные поймы: их происхождение, развитие и оптимальное использование // Соровский образовательный журнал. 1999. № 12. С. 47–54.
9. Якушова А. Ф., Хайн В. Е., Славин В. И. Общая геология. М.: МГУ, 1988.

Параграф 10.4. Геологическая деятельность подземных вод

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. М.: Мир, 1984.
2. Бредшоу М. Дж. Современная геология. М.: Недра, 1977.
3. Гвоздецкий Н. Н. Карст. М., 1981.
4. Ершов В. В., Попова Г. Б., Новиков А. А. Основы геологии. М.: Недра, 1994.
5. Климентов П. И., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. М., 1979.
6. Короновский Н. В., Якушова А. Ф. Основы геологии. М., 1991.
7. Мильничук В. С., Арабаджи В. С. Общая геология. М.: Недра, 1989.
8. Павлинов В. Н., Кизевальтер Д. С., Лин Н. Г. Основы геологии. М.: Недра, 1991.
9. Якушова А. Ф., Хайн В. Е., Славин В. И. Общая геология. М.: МГУ, 1988.

Параграф 10.5. Геологические процессы в многолетнемерзлых горных породах

1. Данилов И. Д. Подземные льды. М.: Недра, 1990.
2. Ершов Э. Д. Криолитогенез. М., 1982.
3. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987.
4. Павлов А. В. Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата // Известия РАН, сер. геогр. № 4. С. 61–73.
5. Попов А. И. Криогенные формы рельефа. М., 1983.
6. Романовский П. Н. Подземные воды криолитозоны. М., 1983.

Параграф 10.6. Геологическая работа ледников

1. Гляциологический словарь. Л.: Гидрометиздат, 1984.
2. Гросвальд М. Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999.
3. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СИб.: Недра, 1993.
4. Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976.
5. Райс Р. Дж. Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 1980.
6. Flint R. F., Skinner B. J. Glaciers and Glaciation / In: Physikal Geology. New-York, London, Sydney, Toronto: John Wiley & Sons, Inc., 1974. P. 195–222.

7. Skinner B.J., Porter S. C. Glaciers and Glaciation / In: The Dynamic Earth: an introduction to physical geology. New-York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons, Inc., 1992. P. 297–325.

Параграф 10.7. Геологическая деятельность морей и океанов

1. Батурина Г. Н. Руды океана. М.: Наука, 1993.
2. Виноградова Н. В. Фауна шельфа, материкового склона и абиссали / Биология океана: Биологическая структура океана. Т. 1. М.: Наука, 1977. С. 178–197.
3. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд. АН СССР, 1962.
4. Кеннет Д. П. Морская геология. Т. 1, 2. М.: Мир, 1987.
5. Короновский Н. В. Гидротермальные образования в океанах // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 10. С. 55–62.
6. Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988.
7. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.
8. Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987.
9. Соколовский А. К., Рыжкова А. А. и др. Проблемы и методы изучения геологического строения и полезных ископаемых шельфа. М.: Недра, 2004.
10. Страхов И. М. Образование осадков в современных водоемах. М., 1954.
11. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987.
12. Фролов В. Г. Генетическая типизация морских отложений. М., 1984.

Параграф 10.8. Геологическая деятельность озер и болот

1. Богословский Б. Б. Общая гидрогеология. М., 1979.
2. Ниценко А. А. Краткий курс болотоведения. М., 1967.
3. Мильничук В. С., Арабаджи В. С. Общая геология. М.: Недра, 1989.
4. Якушова А. Ф. Динамическая геология. М., 1970.
5. Якушова А. Ф., Хайн В. Е., Славин В. И. Общая геология. М.: МГУ, 1988.

Параграф 10.9. Гравитационные процессы

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. М.: Мир, 1984.
2. Горшков С. П. Экзодинамические процессы освоенных территорий. М.: Недра, 1982.
3. Интернет-источник. Мир катастроф, www.mirkat.ru.
4. Кизевальтер Д. С., Раскатов Г. Л., Рыжкова А. А. Геоморфология и четвертичная геология. М.: Недра, 1981.
5. Костенко И. И. Геоморфология. Учебник. М.: МГУ, 1999.
6. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1984.
7. Якушова А. Ф., Хайн В. Е., Славин В. И. Общая геология. М.: МГУ, 1988.

Глава 11. Ксеногенные процессы

1. Брюханов В. Н., Буш В. А., Глуховский М. З. и др. Кольцевые структуры континентов Земли. М.: Недра, 1987.

2. Кац Я. Г., Козлов В. В., Полетаев А. И., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. М.: Наука, 1989.
3. Кольцевые структуры линка планеты. М.: Знание, 1989 (Новое в жизни, науке, технике. Сер. «Науки о Земле»; № 5).
4. Марков М. С., Федоровский В. С. К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембра // Геотехника. 1986. № 6. С. 21–39.
5. Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Мащак М. С. и др. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980.

Глава 12. Геология переходных зон «континент – океан»

1. Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Волынец О. М. и др. Подводный вулканализм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992.
2. Берсенев И. И., Леликов Е. П., Безверхий В. Л. и др. Геология дна Японского моря. — Владивосток: ДВИЦ АН СССР, 1987.
3. Васильев Б. И. Основы региональной геологии Тихого океана. Ч. 1, 2. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992.
4. Злобин Т. К., Злобина Л. М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 6.
5. Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988.
6. Пискунов Б. Н. Геолого-петрографическая специфика вулканализма островных дуг. М.: Наука, 1987.
7. Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура) / Отв. ред. И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков. М.: Наука, 1967.
8. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.
9. Фролова Т. И., Нерчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989.
10. Хайн В. Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995.

Глава 13. Океаны. Основные структурные элементы океанского дна

1. Васильев Б. И. Основы региональной геологии Тихого океана. Ч. 1, 2. Владивосток: ДВИЦ АН СССР, 1992.
2. Зейболд Е., Бергер В. Дно океана (введение в морскую геологию). М., 1984.
3. Кеннет Д. П. Морская геология. Т. 1, 2. М.: Мир, 1987.
4. Леонтьев О. К. Морская геология. М., 1982.
5. Мильничук В. С., Арабаджи И. С. Общая геология. М.: Недра, 1989.
6. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987.
7. Хайн В. Е. Силы, создавшие неповторимый облик нашей планеты // Науки о Земле. 1998.

Глава 14. Геологическая деятельность человека и проблемы экологии

1. Москва: геология и город / Гл. ред. В. И. Осипов, О. П. Медведев. М.: Московские учебники и картолитография, 1997.
2. Недра России. Т. 2. Экология геологической среды. СПб.; М., 2002.
3. Опасные экзогенные процессы / Под ред. В. И. Осипова. М.: ГЕОС, 1999.
4. Осипов В. И. Геоэкология — междисциплинарная наука о экологических проблемах геосфер // Геоэкология. 1993. № 1. С. 4–18.
5. Трофимов В. Т., Зилинг Д. Г. Теоретико-методологические основы экологической геологии: Учебное пособие. СПб., 2000.

Глава 15. Основные этапы развития геологии

1. Короновский Н. В. Общая геология. М.: МГУ, 2002.
2. Павлинов В. Н., Соколовский А. К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. М.: Недра, 1985.
3. Хайн В. Е. Основные проблемы современной геологии. М.: МГУ.
4. Хайн В. Е., Рябухин А. Г. История и методология геологических наук. М.: МГУ, 2004.
5. Якушова А. Ф., Хайн В. Е., Славин В. И. Общая геология. М.: МГУ, 1988.

Глава 16. Ноогеология

1. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991.
2. Хайн В. Е. Ноогеология — геология будущего / В кн.: Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003.
3. Goodwin A. M. Precambrian Geology. L. etc.: Academic press, 1991.

Учебное издание

**Анатолий Константинович Соколовский,
Анатолий Константинович Корсаков,
Валентин Яковлевич Федчук и др.**

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 1

Под редакцией А. А. Соколовского

Выпускающий редактор *Игнатова Е. С.*

Редактор *Никитина А. А.*

Технический редактор *Клименко К. А.*

Корректоры *Матвеева В. К., Юрьева В. И.*

Художник *Новикова В. М.*

Компьютерная верстка *Луценко Н. Ю.*

Директор издательства *Чепыжсов В. В.*

Сдано в набор 01.04.05. Подписано в печать 25.09.06.

Формат 70x100/16. Бумага офсетная.

Гарнитура «PetersburgC». Печать офсетная.

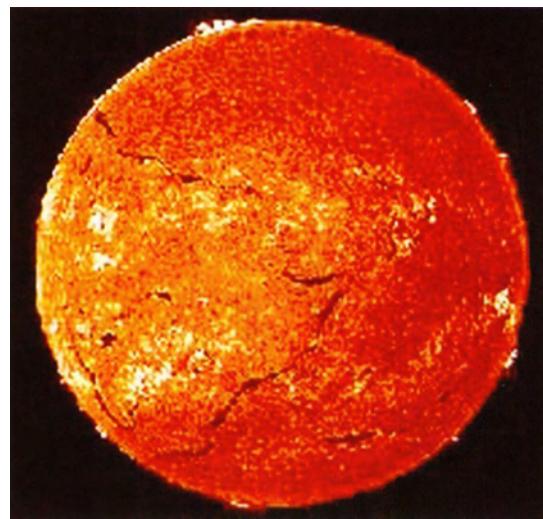
Усл. печ. л. 37,7. Тираж 3000 экз. Заказ № 1504.

ООО «Издательство «КДУ», 119234, Москва, а/я 587

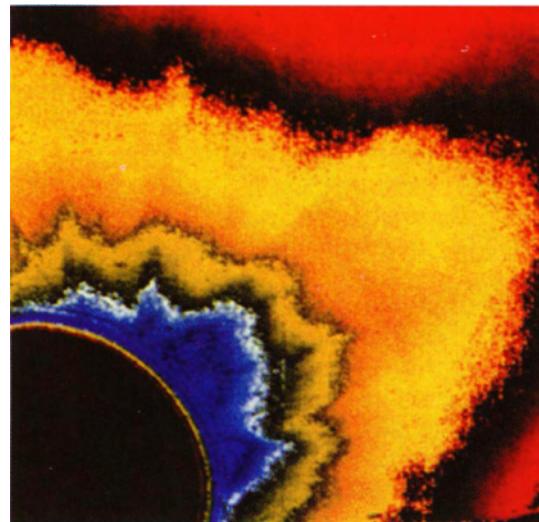
Тел./факс: (495) 939-40-51, 939-57-32

E-mail: kdu@kdu.ru [Http://www.kdu.ru](http://www.kdu.ru)

Отпечатано в полном соответствии с качеством
предоставленных диапозитивов в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.

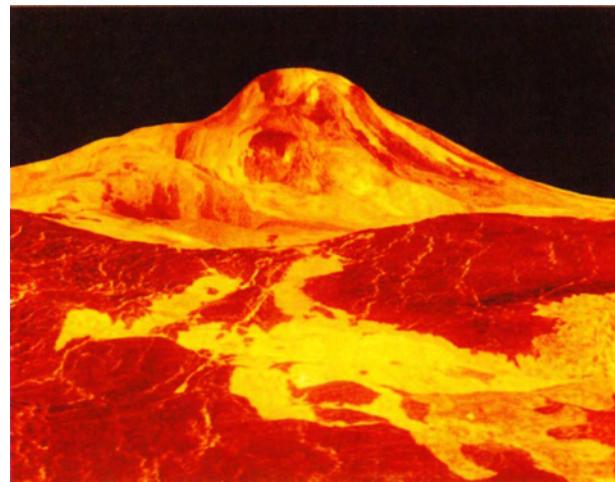


1. , 15
(« »)



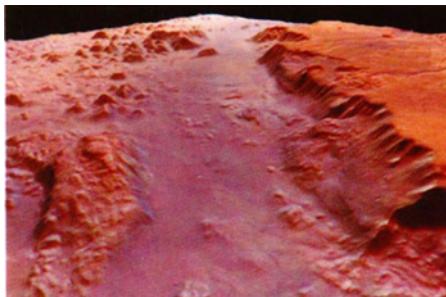
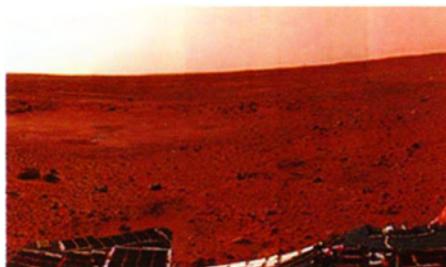
2. ,
(1-2)

[\(http://www.space.vsi.ru/korona4.gif\)](http://www.space.vsi.ru/korona4.gif)



3.

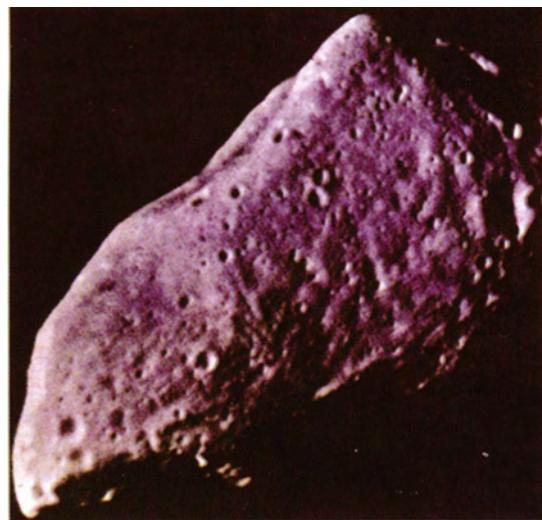
(<http://www.zvezdi-oriona.ru/pictures/37805/picture.jpg>)



4. —

Spirit.

« — » .
1500 , 200 , 6) (



. 5.

951

« » (

16

) 29

1991



6

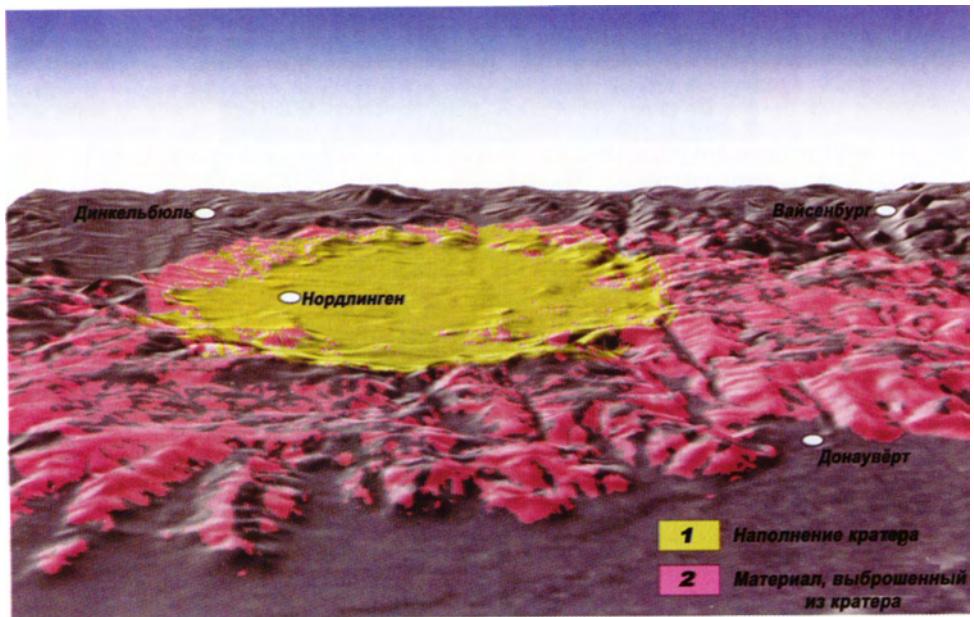


. 6.

16 x 8 x 8 ;
0,03,

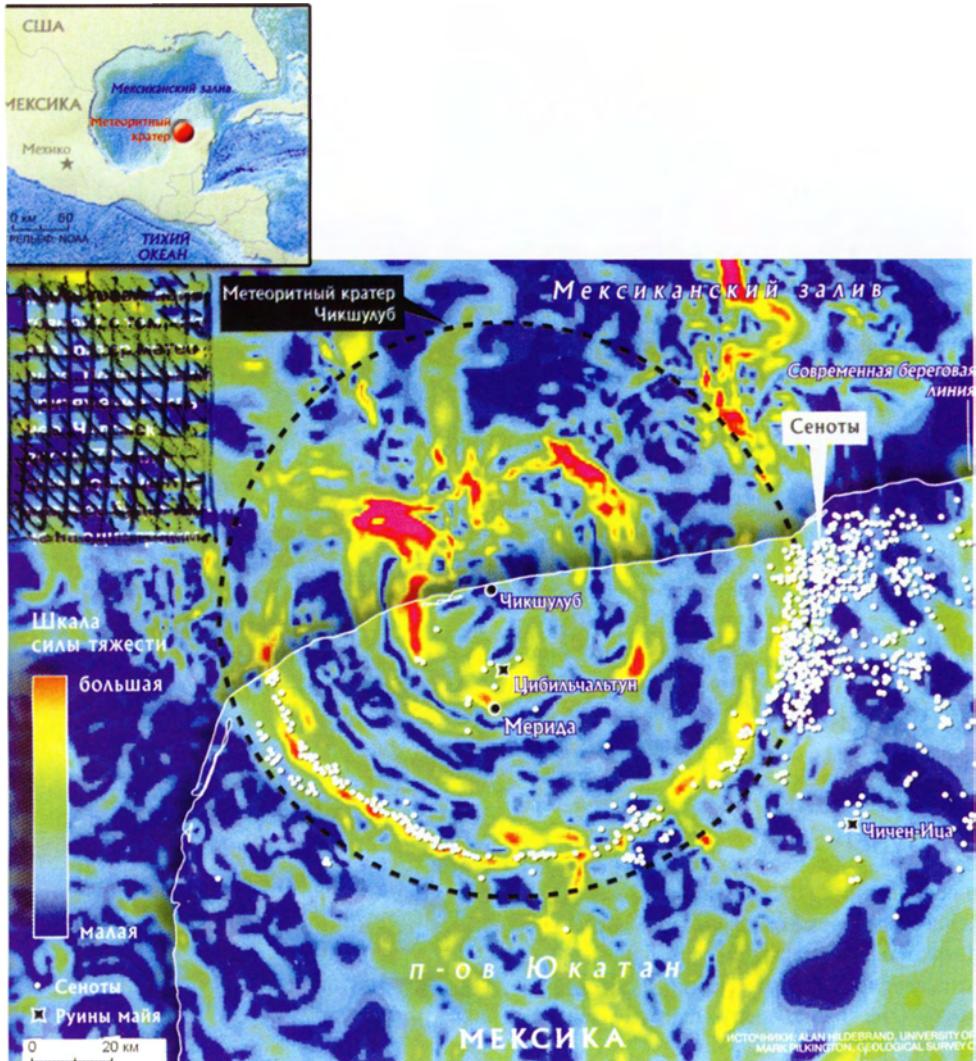
— — — —

; ; ; ;



. 7.

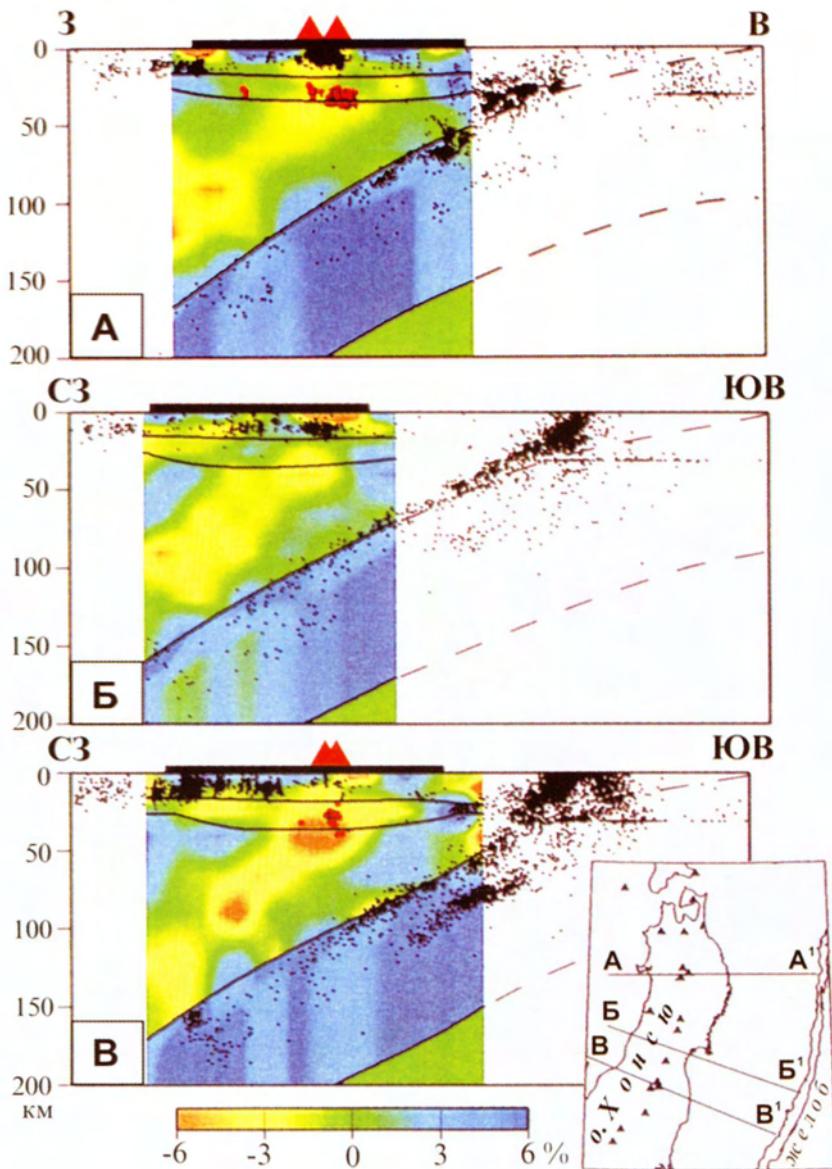
() (Geo Bavaria, 2004)



. 8.

().

— («National Geographic», 2004 .)



9.

(..., 2001).

«

»



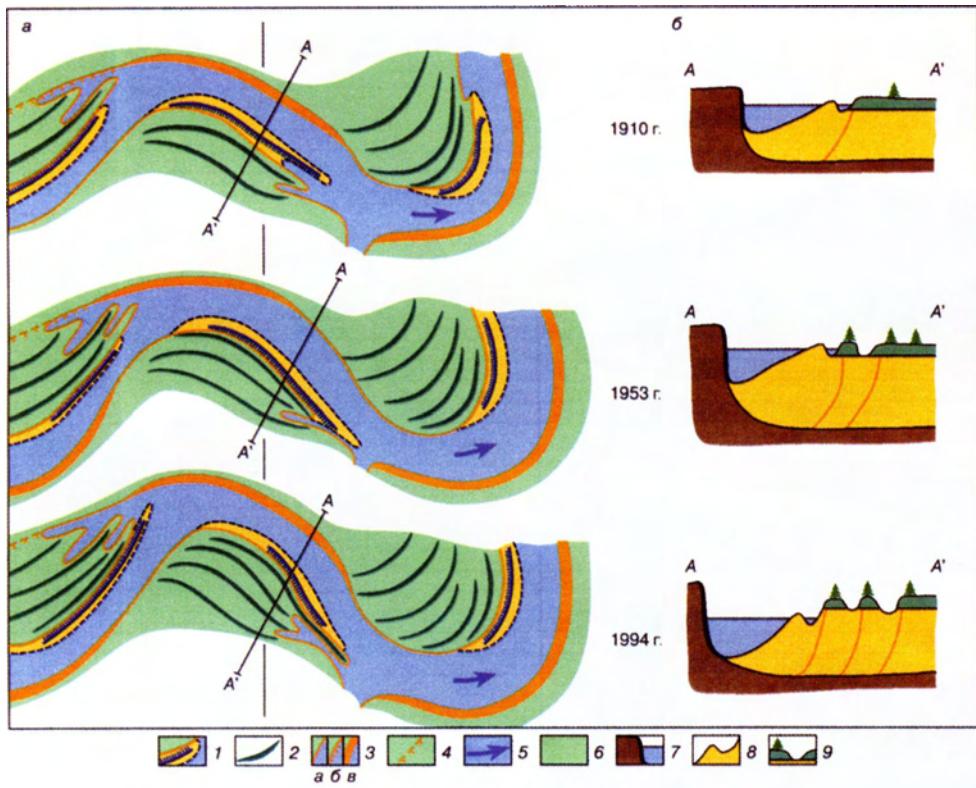
• 10.

(

).

10
792 ,

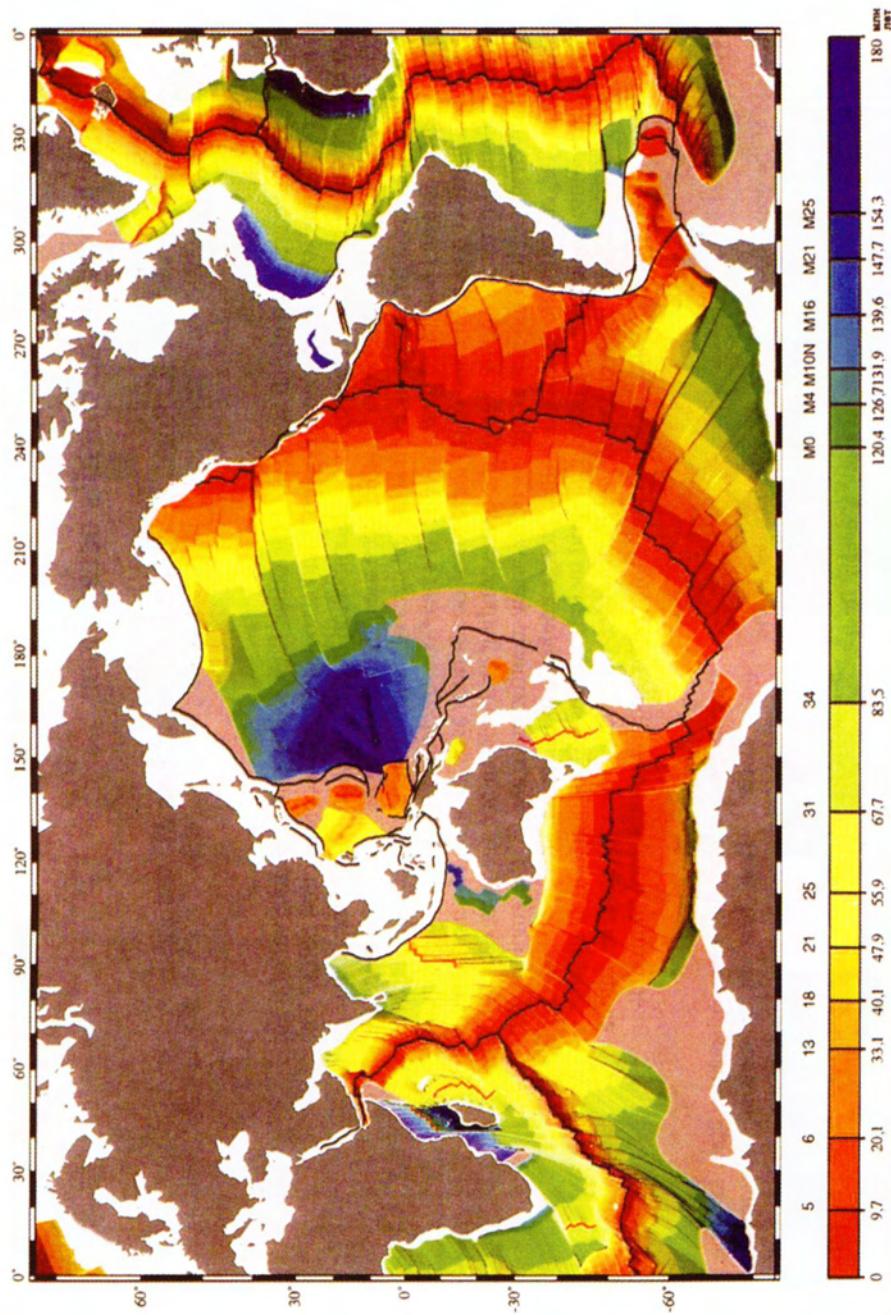
~50

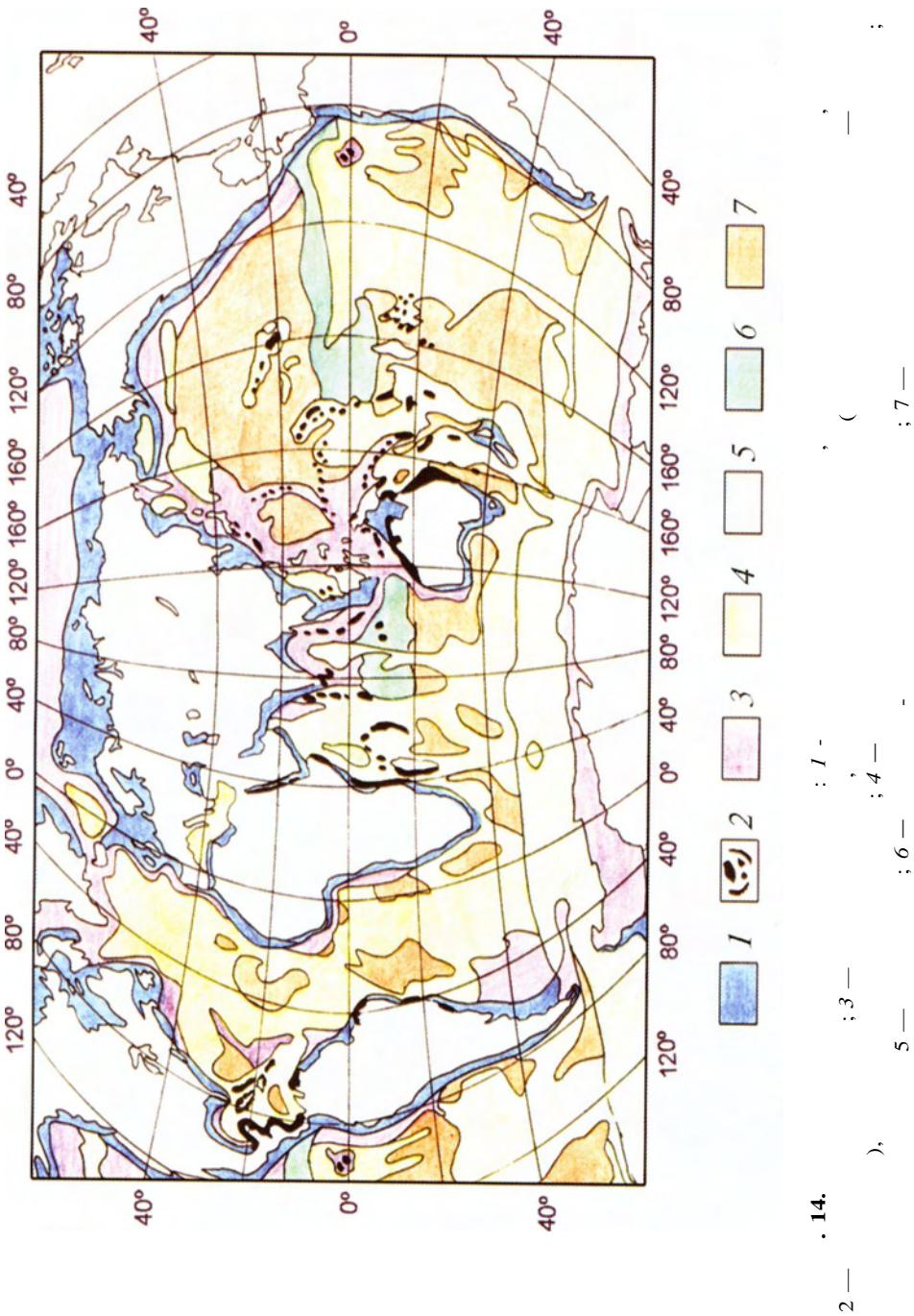


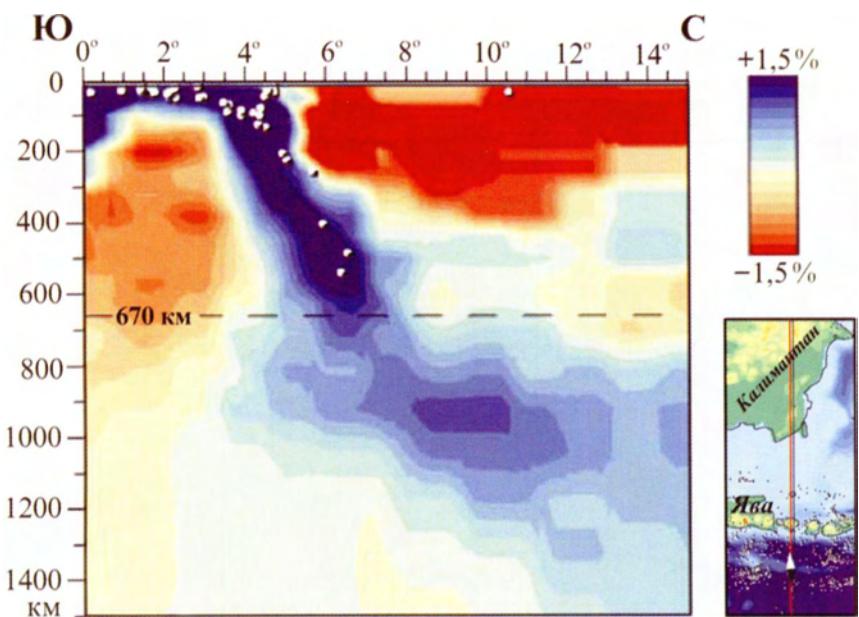
11.

- () (): — ,
; — ().
; I — ;
2 — ; 3 — (— ;
5 — , — , — (— ; 4 — ;
: 7 — ; 6" — ; 8 — ;
; 9 — , — .









15.

(*Горнодобывающая промышленность Казахстана в 2001 г.*, 2001).

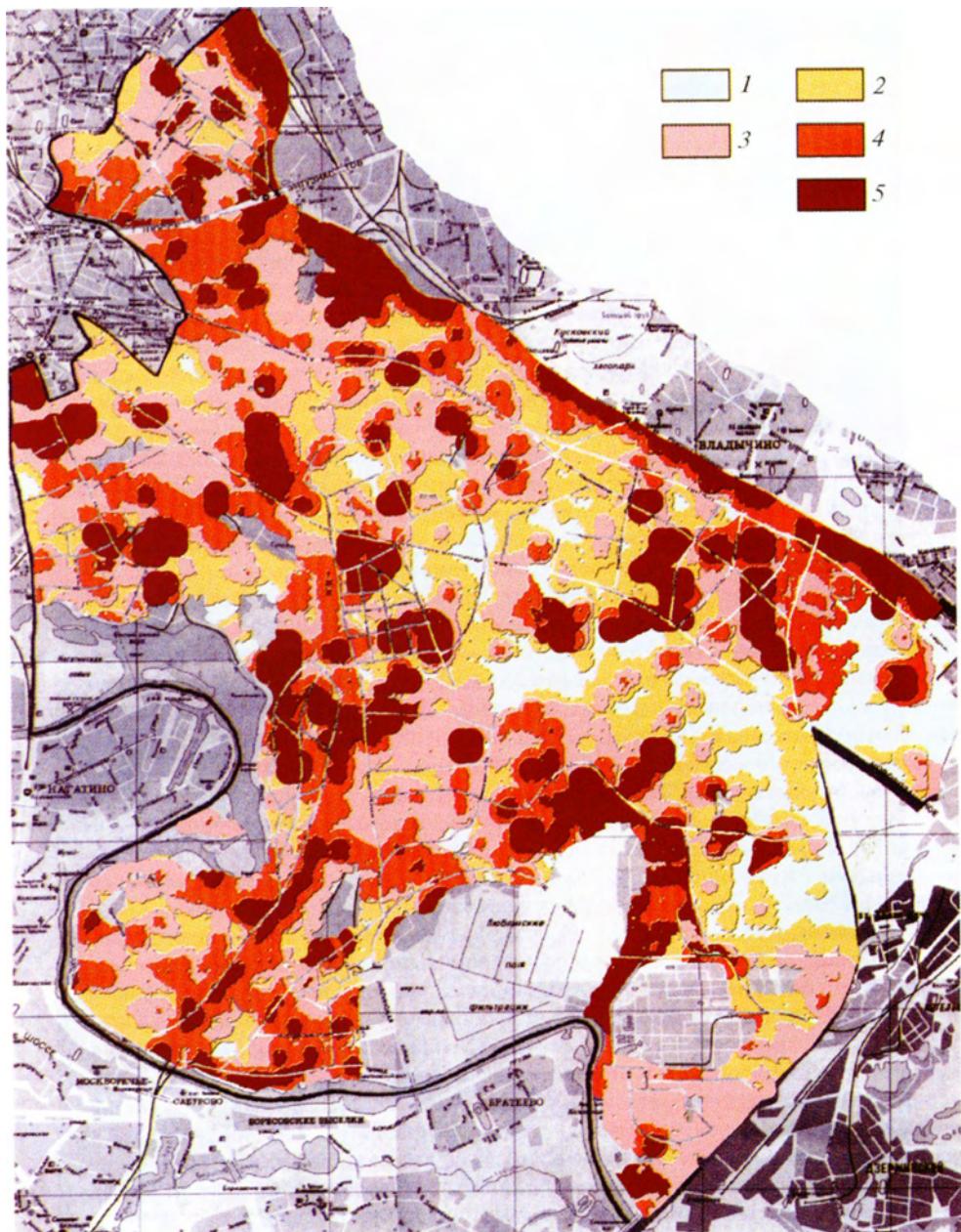
(*Медея*). —



16.



. 20. : 1 — (); 2 — (); 3 — ; 4 — (); 5 — ; 6 — ;



17. (: ; , 1997): 1 - ; 2 - ; 3 - ; 4 - ; 5 -



. 18. : 1 —
2 — ; 3 — :



ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Под редакцией А.К. СОКОЛОВСКОГО

ТОМ 1

Учебник составлен на базе новейших материалов, полученных в результате обработки данных по глубокому и сверхглубокому бурению на континентах, глубоководному бурению в океанах, новой геофизической информации, комплексной интерпретации космических материалов и изотопных исследований, сформировавших новые представления о Земле как планете Солнечной Системы, ее внутреннему строению, важнейших процессах, обусловленных как эндогенными, так и экзогенными источниками энергии.

Учебник состоит из двух томов: первый том представляет собой теоретический курс, второй — пособие к лабораторным занятиям.

Для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

ISBN 5-98227-142-X



9 785982 271426