

В.А. Дунаев

# ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Допущено  
Учебно-методическим объединением  
по образованию в области прикладной геологии  
в качестве учебника  
для студентов высших учебных заведений,  
обучающихся по геологическим и географическим специальностям*

Белгород

2008

УДК 551 (07)  
ББК 26.3я73  
Д 83

Печатается по решению  
редакционно-издательского совета  
Белгородского государственного университета

*Рецензенты:*

кафедра общей геологии и геологического картирования  
Московского государственного геологоразведочного университета  
(д-р геол.-минерал. наук, проф. А.К.Соколовский).

д-р техн. наук, проф. *В.А. Ермолов* (кафедра геологии  
Московского государственного горного университета)

**Дунаев В.А.**  
Д 83    Общая геология: Учебник для вузов / В.А. Дунаев. – Белгород: Изд-во БелГУ,  
2008. – 308 с.: ил., табл.

ISBN 978-5-9571-0292-2

Изложены основные сведения о строении и происхождении Солнечной системы, строении, вещественном составе и физических полях Земли, методах определения относительного и абсолютного возраста горных пород, систематике и эволюции органического мира на Земле, приведена геохронологическая и стратиграфическая шкала, описаны геологические процессы, происходящие в недрах Земли и на ее поверхности.

Охарактеризованы глобальные элементы структуры земной коры и главные типы развитых в ней разрывных и складчатых нарушений, содержание и основы методики геологической съемки. Рассмотрены геотектонические гипотезы, история развития земной коры, характер и степень влияния деятельности человека на нашу планету.

Учебник предназначен для студентов вузов, обучающихся по геологическим и географическим специальностям.

УДК 551(07)  
ББК 26.3

ISBN 978-5-9571-0292-2

© Дунаев В.А., 2008  
© Белгородский государственный  
университет, 2008

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Предисловие</b> .....	7
<b>Введение</b> .....	8

### Часть I. СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ЗЕМЛИ

<b>Глава 1. Земля – планета Солнечной системы. Геосферы и физические поля земли</b> .....	13
1.1. Строение и происхождение Солнечной системы .....	13
1.2. Характер движения, форма, размеры, внутреннее строение и химический состав Земли .....	19
1.3. Внешние оболочки Земли .....	28
1.4. Физические поля Земли .....	30
<b>Глава 2. Минералы</b> .....	36
2.1. Общие сведения о минералах, кристаллическая структура минералов .....	36
2.2. Кристаллографические особенности минералов, изоморфизм и псевдоморфозы, формы нахождения минералов в природе .....	38
2.3. Физические свойства и диагностические признаки, классификация минералов .....	43
2.4. Простые вещества (самородные элементы) .....	47
2.5. Сернистые и родственные им соединения .....	48
2.6. Галогенные соединения (галогениды) .....	50
2.7. Кислородные соединения .....	51
<b>Глава 3. Горные породы</b> .....	60
3.1. Вещественный состав, структура и текстура горных пород. Понятие о форме залегания, фациях и формациях горных пород .....	60
3.2. Магматические горные породы .....	65
3.3. Осадочные горные породы .....	72
3.4. Метаморфические горные породы .....	79
<b>Глава 4. Время в геологии</b> .....	84
4.1. Геохронология .....	84
4.2. Современная геохронологическая и стратиграфическая шкала .....	86
<b>Глава 5. Основы палеонтологии. Эволюция органического мира на Земле</b> .....	90
5.1. Систематика органического мира. Понятие об ископаемых органических остатках .....	90
5.2. Основы палеоботаники .....	92
5.3. Основы палеозоологии .....	95
5.4. Зарождение жизни и эволюция органического мира на Земле .....	100

### Часть II. ЭНДОГЕННЫЕ И ИМПАКТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

<b>Глава 6. Тектонические движения</b> .....	105
6.1. Классификация и причины тектонических движений .....	105

6.2. Методы изучения тектонических движений .....	106
<b>Глава 7. Землетрясения</b> .....	113
7.1. Типы, механизм, сопутствующие явления и регистрация землетрясений .....	113
7.2. Сила, энергия и магнитуда землетрясений .....	117
7.3. Географическая и геотектоническая приуроченность сейсмических областей .....	118
7.4. Прогноз землетрясений .....	120
<b>Глава 8. Магматизм</b> .....	122
8.1. Понятие о магме и лаве, формах проявления магматизма, магматических формациях .....	122
8.2. Интрузивный магматизм .....	122
8.3. Эффузивный магматизм .....	125
8.4. Флюидно-эксплозивный магматизм .....	134
<b>Глава 9. Метаморфизм</b> .....	137
9.1. Факторы, обуславливающие метаморфизм .....	137
9.2. Типы метаморфизма .....	138
9.3. Метаморфические фации .....	140
<b>Глава 10. Гидротермальные процессы</b> .....	142
10.1. Понятие о гидротермальных растворах .....	142
10.2. Условия и формы проявления гидротермальных процессов .....	143
10.3. Форма тел и основные типы гидротермалитов .....	145
<b>Глава 11. Импактные геологические процессы</b> .....	150
11.1. Метеоритно-ударные структуры (астроблемы), их происхождение и распространенность .....	150
11.2. Строение астроблем, основные типы импактитов .....	151
11.3. Импактный метаморфизм .....	154
11.4. Геологическая роль импактных процессов .....	156
<b>Часть III. ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ</b>	
<b>Глава 12. Общая характеристика экзогенных геологических процессов</b> .....	158
<b>Глава 13. Выветривание</b> .....	162
13.1. Физическое выветривание .....	162
13.2. Химическое выветривание .....	163
13.3. Кора выветривания .....	166
<b>Глава 14. Геологическая деятельность ветра</b> .....	172
14.1. Понятие о ветре и пустыне .....	172
14.2. Денудационная деятельность ветра .....	173
14.3. Аккумуляционная деятельность ветра .....	174
<b>Глава 15. Геологическая деятельность поверхностных текучих вод</b> .....	176
15.1. Геологическая деятельность временных водных потоков .....	176
15.2. Геологическая деятельность рек .....	177
<b>Глава 16. Геологическая деятельность подземных вод</b> .....	183
16.1. Происхождение, химическое и физическое состояние подземных вод, основные гидрогеологические свойства пород .....	183

16.2. Типы и динамика подземных вод .....	184
16.3. Температура и химический состав подземных вод .....	187
16.4. Геологическая работа подземных вод в обычных условиях .....	187
16.5. Карст, суффозия и гидровулканизм .....	188
<b>Глава 17. Гравитационные геологические процессы .....</b>	<b>195</b>
<b>Глава 18. Геологическая работа льда .....</b>	<b>198</b>
18.1. Условия образования и типы ледников .....	198
18.2. Экзарация .....	200
18.3. Морена, водно-ледниковые отложения, формы послеледникового рельефа .....	200
18.4. Геологические процессы в криолитозоне .....	202
18.5. Оледенения в истории Земли и причины их возникновения .....	204
<b>Глава 19. Геологическая деятельность озер и болот .....</b>	<b>206</b>
19.1. Геологическая деятельность озер .....	206
19.2. Геологическая деятельность болот .....	207
<b>Глава 20. Геологическая деятельность морей и океанов .....</b>	<b>209</b>
20.1. Особенности размещения на земном шаре океанов и континентов. Вековые колебания уровня моря .....	209
20.2. Рельеф дна океанов и морей .....	210
20.3. Физико-химические свойства морской воды .....	215
20.4. Гидродинамика Мирового океана .....	217
20.5. Органический мир морей и океанов .....	219
20.6. Денудационная деятельность морей и океанов .....	221
20.7. Осадконакопление в морях и океанах .....	222
<b>Глава 21. Диагенез осадков, катагенез и метагенез осадочных пород .....</b>	<b>232</b>

#### Часть IV. ОСНОВЫ ГЕОТЕКТОНИКИ.

#### ПОНЯТИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ. ЧЕЛОВЕК И ЗЕМЛЯ

<b>Глава 22. Глобальные элементы структуры земной коры и основные черты их строения .....</b>	<b>235</b>
22.1. Континенты .....	235
22.2. Океаны .....	240
22.3. Континентальные окраины .....	244
<b>Глава 23. Тектонические нарушения .....</b>	<b>247</b>
23.1. Складчатые нарушения .....	247
23.2. Разрывные нарушения .....	251
23.3. Элементы залегания горных пород и разрывных нарушений, их измерение горным компасом .....	256
<b>Глава 24. Геотектонические гипотезы .....</b>	<b>260</b>
24.1. Гипотезы фиксизма .....	260
24.2. Гипотезы мобилизма .....	265
24.3. Гипотезы, предполагающие изменения объема Земли .....	271
24.4. Плюм-тектоническая гипотеза .....	274
<b>Глава 25. Основные этапы развития земной коры .....</b>	<b>277</b>

Глава 26. Геологическая съемка .....	281
26.1. Геологическая карта .....	281
26.2. Содержание, масштабы и виды геологической съемки .....	285
26.3. Основы методики геологической съемки. Понятие о геологическом отчете .....	287
Глава 27. <b>Человек и геологическая среда</b> .....	290
27.1. Энергетические и минерально-сырьевые ресурсы земного шара .....	290
27.2. Воздействие человека на геологическую среду .....	292
27.3. Охрана и рациональное использование геологической среды .....	294
<b>Рекомендуемая дополнительная литература</b> .....	296
<b>Предметный указатель</b> .....	297

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий учебник по курсу «Общая геология» написан на основе конспекта лекций, читаемых автором в Белгородском государственном университете.

Кроме традиционных тематических разделов, учебник содержит характеристику гидротермальных и импактных геологических процессов, изложение начал палеонтологии и существующих представлений о зарождении и эволюции органического мира на Земле. В нем также рассмотрены геотектонические гипотезы и история развития земной коры, дано представление о главном методе ее изучения – геологической съемке, об энергетических и минеральных ресурсах земного шара, техногенном воздействии на геологическую среду.

Книга включает весь необходимый для выполнения практических работ по курсу «Общая геология» справочный и методический материал. Этим объясняется несколько увеличенный по сравнению с другими учебниками по данной дисциплине объем глав, в которых описаны минералы и горные породы. Рисунки к указанным главам подготовлены с использованием фотографий минералов и горных пород, заимствованных из «Горной энциклопедии» в 5-ти томах (под ред. Е.А. Козловского – М.: Советская энциклопедия, 1984) и книги В.Шумана «Мир камня» в 2-х томах (Пер. с нем. – М.: Мир, 1986).

Автор благодарит профессора А.К. Соколовского (МГГРУ) и профессора В.А.Ермолова (МГГУ) за анализ рукописи учебника и замечания, способствующие его улучшению.

Большую помощь в подготовке учебника к изданию оказали декан геолого-географического факультета БелГУ профессор А.Н. Петин и заведующий кафедрой инженерной геологии и гидрогеологии профессор С.В. Сергеев, которым автор выражает свою благодарность.

Электронная верстка учебника выполнена Т.А.Полетаевой и И.Н. Пантелеевой, за что автор им глубоко признателен.

## ВВЕДЕНИЕ

**Геология** (греч. «гео» – земля, «логос» – знание, учение) – наука о строении, вещественном составе и истории развития планеты Земля, проходящих в ней и на ее поверхности процессах, а также о происхождении и закономерностях размещения полезных ископаемых и природных условиях их промышленного освоения.

**Цель курса «Общая геология»** – дать будущему специалисту геологу основы современного геологического мировоззрения, сформировать у него наиболее общие, фундаментальные представления о всех перечисленных выше составляющих геологии как науки в их неразрывной взаимосвязи.

**Что изучает геология?** Основной объект геологического изучения – **земная кора** (наружная твердокаменная оболочка нашей планеты). Поскольку земная кора непрерывно взаимодействует с внешними оболочками Земли (воздушной – **атмосферой**, водной – **гидросферой**, сферой обитания живых организмов – **биосферой**) и внутренними геосферами (**мантей** и **ядром**), геология доступными ей методами исследует также внешние и внутренние сферы Земли. При этом она широко использует данные других наук, для которых главным объектом изучения являются указанные сферы нашей планеты (гидрометеорологии, океанографии, геофизики и др.).

Непосредственному геологическому изучению подвергаются слагающие земную кору твердые образования (минералы, горные породы) и флюиды (текучие вещества), ископаемые органические остатки и геологические процессы.

**Минералы** – обладающие кристаллическим строением химические соединения, иногда элементы, образующиеся в результате природных физико-химических процессов.

**Горные породы** – естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел. Кроме минералов в составе горных пород могут быть аморфные неорганические и органические вещества. Некоторые породы (например, торф и уголь) состоят главным образом из твердого органического вещества.

По происхождению горные породы делятся на *магматические* (образованные из магмы – природного расплава), *осадочные* (образованные из осадков, накопленных в воздушной и водной среде) и *метаморфические*, представляющие собой продукты преобразования магматических и осадочных пород в недрах Земли под воздействием высокого давления и температуры.

**Флюиды земных недр** – вещества, способные при данных давлении и температуре к миграции и заполнению собой всех полостей в твердом теле Земли. Они обеспечивают энерго-массоперенос в земных недрах и в непосредственном окружении ее твердой оболочки, физико-химическое преобразование горных пород. Образно говоря, флюиды – это кровь Земли. Благодаря наличию флюидов в твердокаменном теле Земли и ее внешних оболочках наша планета «живет» – непрерывно меняет свой лик и внутреннее строение. С известной условностью флюиды можно разделить на жидкости, газы и флюидизированные системы. Жидкости включают тяжелые (расплавы) и легкие (вода, водные растворы, нефть) разновидности. Газы представлены главным образом парообразной водой, углекислым газом, азотом, водородом и углеводородами. Флюидизированные системы – это текучие смеси флюидов с твердыми частицами (минералами и горными породами).

**Ископаемые органические остатки** – сохранившиеся в осадочных горных породах части твердого скелета животных, отпечатки листьев растений и другие свидетельства наличия жизни во время накопления осадков, из которых возникла горная порода. Изучение этих остатков позволяет восстановить время и условия обитания погибших организмов, а, следовательно, возраст и условия образования вмещающих их осадочных пород.

**Геологические процессы** – это процессы, изменяющие состав и строение земной коры, а также рельеф земной поверхности. Одни из них идут крайне медленно в течение миллионов лет (например, горообразование или формирование океанических впадин, а

другие протекают бурно, нередко с катастрофическими последствиями (извержения вулканов, землетрясения и др.). По источнику энергии, месту и особенностям развития геологические процессы подразделяются на две основные группы: эндогенные и экзогенные.

*Эндогенные геологические процессы* (греч. «эндо» – внутри) развиваются главным образом в недрах Земли, поэтому их еще называют процессами внутренней динамики. Энергетическая основа эндогенных процессов – тепло земных недр, сила тяжести и силы, возникающие при вращении Земли. Определенное влияние на эндогенные процессы оказывают силы притяжения Луны и Солнца. К эндогенным процессам относятся вертикальные и горизонтальные перемещения отдельных частей земной коры, появление в ней разрывов и смятие осадочных горных пород в складки. Совокупность перечисленных процессов составляют **тектонические движения**. Кроме того, эндогенными являются **магматизм** (процесс образования и перемещения магматических расплавов в земных недрах, превращения их в магматические породы) и **метаморфизм** (преобразование осадочных и магматических горных пород в метаморфические). К эндогенным также относятся **гидротермальные процессы**, ответственные за изменение горных пород под воздействием горячих водных растворов (гидротерм) и отложение из этих растворов минерального вещества в трещинах и порах пород.

*Экзогенные геологические процессы* (греч. «экзо» – снаружи), или процессы внешней динамики, протекают в приповерхностной части земной коры. Они являются следствием взаимодействия ее с внешними оболочками Земли (атмосферой, гидросферой и биосферой). Основные источники энергии для этих процессов – солнечная радиация, сила тяжести и жизнедеятельность организмов. К экзогенным процессам относятся: **выветривание** – разрушение горных пород под воздействием атмосферных факторов, **денудация** – снос разрушенного материала ветром и водными потоками, **осаждение** – осаднение материала в понижениях рельефа земной поверхности (впадинах, руслах рек, озерах и морях), **диагенез** – превращение накопленных минеральных масс в осадочные горные породы.

В приповерхностной зоне земной коры, на ее границе с атмосферой и гидросферой, широко развиты геологические процессы, в которых участвуют эндогенные и экзогенные факторы (например, формирование лавовых покровов – застывших потоков магмы, излившейся на поверхность Земли, или осадконакопление на дне морей и океанов из горячих минерализованных вод эндогенного происхождения).

Кроме эндогенных и экзогенных процессов, обуславливающих геологическое саморазвитие Земли как планеты, необходимо также учитывать **импактные** (англ. «импакт» – удар) геологические процессы, связанные с падением на Землю крупных метеоритов. *Импактные процессы* оказывают заметное влияние на рельефообразование и осадконакопление, состояние атмосферы и органический мир Земли. Их воздействие нередко распространяется на большую глубину, вплоть до мантии, вызывая активизацию тектономагматических эндогенных процессов. Импактные геологические процессы – грозное напоминание об уязвимости саморазвивающегося природного объекта планета Земля со стороны внешних и во многом случайных факторов.

Геологические процессы всегда оставляют следы, запечатленные в особенностях строения земной коры и рельефа земной поверхности. Геология по этим следам воссоставляет геологическую историю Земли в целом, земной коры и отдельных ее блоков. **Историзм** – важнейший атрибут геологии как науки.

**Возникновение и становление геологии, ее разветвление на смежные дисциплины и связь с другими науками.** Истоки геологии лежат в глубокой древности. Многие тысячелетия назад люди научились находить и использовать полезные ископаемые для изготовления орудий труда, украшений и других нужд. Научные основы геологии заложены в 18-19 вв. Особенно бурно геологическая наука развивалась в 20 в. в связи с интенсивным ростом промышленности, требующим большого количества разнообразных полезных ископаемых (руд металлов, угля, нефти и др.), появлением эффективных техни-

ческих средств и методов исследования земных недр (глубокое бурение, сейсмическое зондирование Земли и др.).

Надо сказать, что долгое время геология была сугубо континентальной наукой. Положение резко изменилось с шестидесятых годов 20 в., когда начались широкомасштабные геологические исследования дна Мирового океана. Эти исследования проводятся с бортов научно-исследовательских судов, глубоководными обитаемыми аппаратами и со специально оборудованных платформ.

Развитие геологии шло как по пути усложнения и наращивания объема знаний, так и обособления внутри ее отдельных ветвей, имеющих свои задачи и объекты исследований. Современная геология представляет собой целый комплекс взаимосвязанных наук. Так, изучением химического и минерального состава Земли занимаются соответственно геохимия и минералогия. Внутреннее строение минералов изучает кристаллография, горные породы – петрография, а ископаемые органические остатки – палеонтология.

Строение земной коры изучает геотектоника, подземные воды – гидрогеология, последовательность залегания осадочных пород – стратиграфия, а общие закономерности формирования земной коры – историческая геология.

Выделился ряд прикладных наук, связанных с полезными ископаемыми и условиями их промышленного освоения: минералогия, изучающая закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре; поиск, разведка и геолого-экономическая оценка месторождений, задачи которой сформулированы в самом названии этой геологической дисциплины; инженерная геология, изучающая физико-механические свойства горных пород и поведение породных массивов при строительных и горных работах; горнопромышленная и нефтегазопромышленная геология, призванная обеспечить рациональное использование и охрану земных недр.

Рост народонаселения нашей планеты, широкое вовлечение в промышленное освоение месторождений полезных ископаемых обусловили техногенные изменения природной геологической среды, часто сопровождающиеся ухудшением экологической обстановки. Вопросами изучения природно-техногенных эколого-геологических систем, охраны окружающей среды и земных недр занимается экологическая геология.

Упомянутые выше ветви геологической науки далеко не исчерпывают всего их числа. Тенденция к расщеплению геологии на отдельные дисциплины со все более узкой специализацией имеет и негативные последствия. Исчезает цельность восприятия геологической среды во всех ее аспектах и взаимосвязях, что нередко приводит к неоправданным упрощениям или недоучету отдельных геологических факторов при проведении научных исследований и решении инженерных задач. В свете сказанного уместно подчеркнуть важную роль курса «Общей геологии» как базового для специалистов любых ветвей геологической науки и производственной деятельности.

Геология связана с другими науками о Земле – геоморфологией, изучающей современное строение поверхности нашей планеты, геодезией – наукой о методах определения формы и размеров Земли, изображения земной поверхности на картах; геофизикой, изучающей физические поля и процессы, протекающие в ядре Земли и ее оболочках. Для углубленного изучения геологических процессов необходимо знание многих разделов математики, физики и химии.

Особенно тесно геология связана с геофизикой. Не без основания часто геофизику относят к одной из ветвей геологии. Геолог и геофизик в науке и на производстве активно и плодотворно сотрудничают друг с другом. Дело в том, что геологические методы исследований являются прямыми, требующими непосредственного наблюдения их объекта (горных пород и минералов в естественных обнажениях, горных выработках и буровых скважинах), отбора образцов и проб для лабораторного изучения. Если учесть, что глубина самой глубокой в мире скважины (Кольской в Мурманской области) составляет

12,26 км (примерно 0,002 радиуса Земли), то становится ясной недостаточность собственно геологических методов для изучения глубоких частей земной коры, а тем более мантии и ядра Земли.

Геофизические методы – косвенные. Они изучают лишь различные физические свойства недр Земли – скорость распространения упругих волн, электропроводность, магнитную восприимчивость и др. Путем сопоставления полученных при этом данных с результатами лабораторного изучения физических свойств горных пород в образцах можно опознать геологические объекты, залегающие на глубинах, не доступных для непосредственных наблюдений.

Трудно переоценить значение геофизических методов как в поиске и разведке месторождений полезных ископаемых, так и в изучении глубоких недр Земли. Вместе с тем надо помнить, что, будучи косвенными, геофизические методы часто дают результаты, не поддающиеся однозначной геологической интерпретации. Особенно это проявляется при геофизических исследованиях глубоких недр нашей планеты, для которых можно лишь только предполагать состав и структуру слагающего их вещества, а также температуру и давление, в которых оно пребывает.

**Методы геологических исследований.** Основным познавательным методом при геологических исследованиях является **наблюдение**. Эксперимент имеет в геологии ограниченное применение, что связано с трудностями воспроизведения в лаборатории широкомасштабных и долговременных (тысячи – миллионы лет) геологических процессов, а также термодинамических условий (огромных температур и давлений), в которых пребывает вещество мантии и ядра Земли. В целом надо признать, что из-за ограниченных возможностей применения экспериментальных исследований в геологии, многие ее проблемы не получили однозначного решения.

Тем не менее **экспериментальные исследования** успешно используются для изучения физико-химических условий образования минералов и горных пород, моделирования процессов формирования складчатых и разрывных дислокаций в земной коре. Экспериментальное моделирование достаточно эффективно для оценки изменения гидрогеологических условий в процессе гидротехнического строительства и проведения горных работ.

Трудности изучения геологических процессов, обусловленные ограниченными возможностями использования в геологии экспериментальных исследований, в какой-то мере компенсируются применением **принципа актуализма**, сущность которого «настоящее – есть ключ к познанию прошлого». Этот принцип научно обосновал в 1830-1833 гг. английский исследователь Ч.Лайель. Согласно принципу актуализма наблюдение и изучение современных геологических процессов позволяет судить об аналогичных процессах в прошлые геологические эпохи. При этом необходимо учитывать необратимые изменения во времени физико-химических условий в недрах Земли и на ее поверхности, климата, состава атмосферы и других факторов, влияющих на геологические процессы. Достоверность картины геологического прошлого, восстановленной на основе принципа актуализма, тем меньше, чем дальше от нас это прошлое.

Наблюдение как метод познания в практической геологии реализуется в виде **геологической съемки**. В упрощенном виде поэтапно ее можно представить как сбор первичной информации путем геологической документации (описания по установленным правилам) естественных обнажений горных пород, а также пройденных по определенной системе буровых скважин и горных выработок, отбор образцов и проб для лабораторных исследований вещественного состава и свойств горных пород, построение карт и разрезов, обобщение и анализ накопленного фактического материала, составление отчета о методике и результатах выполненных работ. Все шире в геологии используются дистанционные методы, основанные на дешифрировании аэро-и космоснимков поверхности Земли.

Для лабораторного изучения горных пород применяются микроскопы, микронзондовые анализаторы и другие приборы. Обработка геологических данных выполняется с использованием методов математической статистики и теории вероятностей. В последнее десятилетие интенсивно развивается компьютерное моделирование геологических объектов и процессов.

**Значение геологии.** Геология, вскрывая закономерности развития Земли, ее косной и живой материи, формирует у людей естественно-научное мировоззрение. Усилиями геологов создается минерально-сырьевая база – материальная основа существования человеческого общества. Геологи проводят поиск и разведку месторождений полезных ископаемых, обеспечивают геологическое сопровождение их промышленного освоения. На основе данных геологии осуществляется выбор мест строительства и типов фундаментов зданий и сооружений, решаются вопросы водоснабжения и мелиорации, экологической безопасности окружающей среды.

# Часть I

## СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ЗЕМЛИ

### Глава 1. ЗЕМЛЯ – ПЛАНЕТА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. ГЕОСФЕРЫ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ

#### 1.1. Строение и происхождение Солнечной системы

Земля является составной частью единого материального мира, называемого Вселенной – беспредельным пространством, заполненным звездами с вращающимися вокруг них планетами, облаками пыли, газа и другой еще недостаточно изученной межзвездной материей. Доступная для астрономических исследований часть Вселенной называется Метагалактикой. Главными объектами Метагалактики являются галактики (звездные системы), число которых составляет многие миллионы. Количество звезд в галактиках – от сотен миллионов до сотен миллиардов. Наша галактика носит имя Галактики Млечного Пути. По своему строению она относится к типу спиральных и имеет форму диска диаметром около 100 тыс. св. лет (1 св. год – расстояние, которое проходит свет за 1 год – равен  $9.6 \cdot 10^{12}$  км) и толщиной в центральной части до 20 св. лет. Преобладающая часть материи нашей Галактики сосредоточена в ее центре и в спиральных рукавах (рис.1.1). Все звезды вращаются вокруг центра масс Галактики.

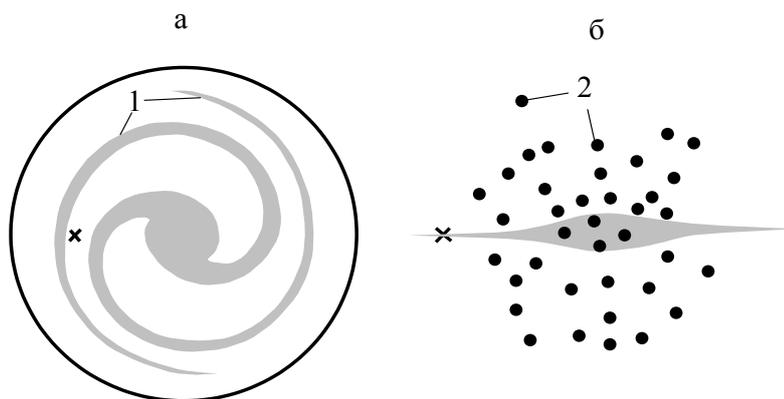


Рис. 1.1. Галактика Млечного Пути в плане (а) и разрезе (б)  
1 – спиральные рукава; 2 – шарообразные звездные скопления;  
положение Солнечной системы показано крестиком

**Строение Солнечной системы.** Солнечная система находится на периферии Галактики Млечного Пути (см. рис. 1.1). Кроме Солнца, расположенного в центре системы, в нее входят девять планет со спутниками, астероиды, метеориты и кометы.

**Солнце** – средняя по размерам звезда типа желтый карлик. В нем сосредоточено 99,86% всей массы Солнечной системы. В составе Солнца преобладают водород (73%) и гелий (25%). Параметры Солнца: диаметр примерно 1.4 млн. км, масса около  $2 \cdot 10^{30}$  кг, средняя плотность  $1.4 \text{ г/см}^3$ , период вращения от 25 земных суток на экваторе до 34 у полюсов. Период обращения Солнца вокруг центра масс нашей галактики (галактический год) составляет по разным оценкам от 200 до 250 млн. лет. В недрах Солнца под воздействием очень высокого давления из ядер водорода синтезируются ядра гелия с выделением огромного количества энергии. Температура в центре Солнца предположительно составляет 15 млн. °С. Внешняя излучающая оболочка Солнца толщиной 7-8 тыс. км называ-

ется хромосферой (греч. «хрома» – цвет). На ее яркой поверхности, разогретой до  $5800^{\circ}\text{C}$ , обнаружены более темные области (пятна), в пределах которых температура составляет около  $4300^{\circ}\text{C}$ . Кроме светового излучения Солнце непрерывно испускает в космическое пространство заряженные частицы (в основном протоны и электроны). Потоки таких частиц называются солнечным ветром.

**Планеты** расположены в следующем порядке по направлению от Солнца: Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон (рис.1.2). Между орбитами Марса и Юпитера расположен пояс астероидов, который является основным источником метеоритов. Если за границу Солнечной системы взять орбиту Плутона, то диаметр системы можно оценить в 12 млрд.км.

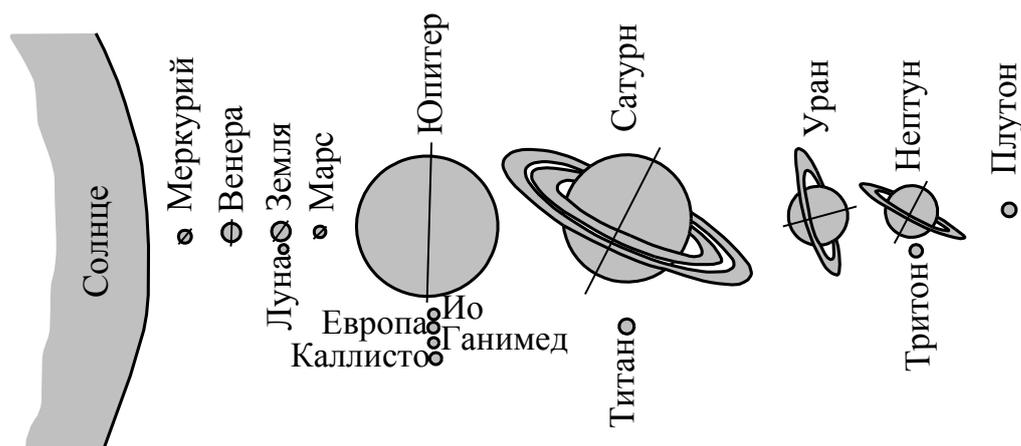


Рис. 1.2. Относительные размеры Солнца, планет и их самых крупных спутников. Расстояние между телами – не в масштабе

Все планеты обращаются вокруг Солнца в одном направлении, совпадающем с направлением вращения светила (с запада на восток), по почти круговым орбитам и практически в одной плоскости. Наибольшие отклонения от этой плоскости наблюдаются у крайних планет – Меркурия и Плутона, обладающих, кроме того, заметно более вытянутыми эллиптическими орбитами. С направлением вращения Солнца совпадает и направление вращения планет вокруг своей оси, за исключением Венеры и Урана. Венера вращается в противоположном направлении, а ось вращения Урана располагается почти в плоскости его орбиты. Оси вращения большинства планет составляют с плоскостями их орбиты угол, близкий к прямому. Спутники планет, за редким исключением, обращаются по орбитам в том же направлении, в каком их планеты вращаются вокруг своих осей.

По массе, плотности и другим параметрам планеты делят на две группы: внутреннюю (земную), включающую Меркурий, Венеру, Землю и Марс, и внешнюю (планет-гигантов), в которую входят Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Девятую планету, Плутон, обычно рассматривают обособленно. В отличие от планет-гигантов она небольшая и обладает сравнительно высокой плотностью (табл. 1.1). Возможно, Плутон входит в третью группу планет, расположенных на крайней, еще малоизученной, периферии Солнечной системы. Предполагают также, что Плутон со своим спутником Хароном является отошедшими в прошлом от Нептуна его спутниками.

**Планеты земной группы** характеризуются небольшими размерами, высокой плотностью, небольшой массой, незначительной скоростью осевого вращения, отсутствием или одним (у Земли), двумя (у Марса) спутниками (см. табл.1.1), наличием твердокаменной внешней оболочки и металлического ядра, между которыми расположена силикатная мантия. **Планеты-гиганты** обладают огромными размерами, низкой плотностью, большой массой и высокими скоростями вращения, большим числом спутников, мощными водородно-гелиевыми атмосферами, содержащими твердые частицы аммиака, метана, водяно-

го льда и гидросульфида аммония. На основании низкой плотности считают, что они преимущественно (на 60-70% объема) состоят из жидкого молекулярного водорода, образующего внешнюю оболочку планет, под которой расположен слой металлического водорода, окружающий твердокаменное ядро небольшого размера. Сатурн, Уран и Нептун имеют кольца, особенно ярко проявленные у Сатурна. Кольца состоят из множества глыб льда, средний размер которых определяется метрами.

Таблица 1.1

### Характеристика планет Солнечной системы

Планы- еты	Радиус (по отно- шению к зе- мому)	Плот- ность г/см <sup>3</sup>	Масса (по от- ношению к массе Земли)	Состав атмосфе- ры	Период враще- ния вокруг оси	Период об- ращения по орбите	Число спутни- ков: <u>всего</u> крупных диаметром > 1000 км	Расстоя- ние от Солнца, а.е.*
Мер- курий	0,38	5,42	0,05	Нет	59 сут.	88 сут.	нет	0,39
Венера	0,95	5,25	0,81	CO <sub>2</sub>	243 сут.	224,7 сут.	нет	0,72
Земля	1	5,52	1	N <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , Ar	24 ч 56 мин.	365,26 сут.	$\frac{1}{1}$	1,00
Марс	0,53	3,94	0,11	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , Ar	23 ч 37 мин.	1,9 года	$\frac{2}{0}$	1,52
Юпи- тер	11,2	1,33	317,83	H <sub>2</sub> , He	9 ч 55 мин	11,87 года	$\frac{16}{4}$	5,2
Сатурн	9,46	0,69	95,16	H <sub>2</sub> , He	10 ч 14 мин	29,45 года	$\frac{30}{5}$	9,54
Уран	4,06	1,29	14,50	H <sub>2</sub> , He	17 ч 14 мин	84 года	$\frac{15}{4}$	19,19
Нептун	3,92	1,64	17,20	H <sub>2</sub> , He	16 ч 07 мин	164,8 года	$\frac{6}{1}$	30,06
Плутон	0,18	2,1	0,002	CH <sub>4</sub>	6,4 сут.	248,54 года	$\frac{1}{1}$	39,52

*Примечание:* \*а.е. – астрономическая единица; равна расстоянию от Земли до Солнца (149,5 млн.км).

**Астероиды** – твердые тела преимущественно неправильной формы. Поверхность их обычно испещрена кратерами – следами столкновения с другими небольшими космическими телами. Размер астероидов колеблется от сотен метров до тысячи километров. Наиболее крупные астероиды шарообразные. Самые большие из них – Церера, Паллада и Веста – диаметром 933, 490 и 380 км соответственно. Такие астероиды, вероятно, на ранней стадии формирования испытали плавление и химическую дифференциацию. Астероиды образуют пояс между орбитами Марса и Юпитера. Орбиты многих астероидов под влиянием гравитационного притяжения планет меняют свое положение. Отдельные из астероидов пересекают орбиту Земли и могут с ней столкнуться.

**Метеориты** – мелкие (от пылевидных частиц до обломков поперечником в несколько метров) твердые тела, достигающие поверхности планет. Источником метеоритов является главным образом пояс астероидов.

**Кометы** состоят из каменно-пыле-ледяного ядра, комы – туманной оболочки, возникающей в результате испарения ледяной составляющей ядра при приближении кометы к Солнцу, и хвоста, направленного в сторону, противоположную Солнцу. Размер ядер комет 0.5-75 км. Диаметр комы достигает 10<sup>5</sup> км, а длина хвоста – до 10<sup>8</sup> км. Хвост кометы состоит из частиц комы, унесенных солнечным ветром. Плотность вещества в хвосте ко-

меты составляет всего  $10^2 - 10^3$  ионов/см<sup>3</sup>. Кометы движутся по сильно вытянутым эллиптическим орбитам с большим (до 200 лет и более) периодом обращения вокруг Солнца. Орбиты некоторых комет изменяются под влиянием планет.

**Происхождение Солнечной системы.** Родоначальниками космогонии (науки о происхождении небесных тел) И.Кантом и П.Лапласом в 18 в. впервые сформулирована идея об образовании Солнечной системы из вращающейся туманности (облака) путем обособления сгустков материи и дальнейшего сжатия и структурирования этих сгустков. Сама первичная туманность и образованные из нее планеты были представлены раскаленным веществом. Со временем планеты охлаждались и сжимались. В дальнейшем гипотеза И. Канта и П. Лапласа была уточнена и дополнена американцами Т. Чемберлином и Ф. Мультоном, англичанином Дж.Джинсом, нашими соотечественниками О.Ю. Шмидтом, В.Г. Фесенковым и другими учеными. При этом все они считали, что первичная туманность была представлена не раскаленной, а холодной газо-пылевой материей.

Согласованность движения Солнца, планет и их спутников свидетельствует об их общем происхождении и вероятнее всего из единого облака межзвездной материи. По современным представлениям планеты Солнечной системы, в том числе Земля, образовались около 4,6 млрд. лет назад примерно по такому сценарию.

Облако межзвездной материи (разреженного газа с примесью пыли – твердых частиц размером в несколько микрон) при уплотнении вещества под воздействием космических факторов, природа которых пока неясна, начало самопроизвольно сжиматься с ускорением своего вращения и расплющиваться в диск, образуя солнечную туманность.

При дальнейшей эволюции этой туманности преобладающая часть ее массы концентрировалась в небольшом горячем центральном теле (будущем Солнце), а остальная часть вещества туманности рассредоточивалась в виде колец по орбитам будущих планет. Вследствие высоких температуры и давления в центральном теле туманности возникла термоядерная реакция («зажглось» Солнце).

Образование планет из кольцевых газопылевых скоплений происходило в такой последовательности. Вначале в местах повышенной плотности вещества в результате аккреции (слипания, объединения) образовывались локальные агрегации – планетезимали – размером до 100 м в поперечнике, которые затем объединялись в более крупные планетезимали (до 5 км в поперечнике). Аккреция планетезималей обусловила образование планет.

От Солнца к периферии Солнечной системы температура закономерно уменьшалась, что определило дифференциацию в этом направлении вещества туманности и различия в составе планет земной группы и планет-гигантов. На орбитах планет земной группы накапливался главным образом относительно тугоплавкий материал – некоторые металлы и силикаты. Вещество планет-гигантов, расположенных на периферии Солнечной системы, состоит преимущественно из более легких элементов (H, He, C, N, O) и их соединений.

Между Марсом и Юпитером возник пояс астероидов относительно происхождения которого существуют две точки зрения. Согласно одной из них, впервые высказанной немецким астрономом Г.Ольберсом, пояс астероидов – результат разрушения десятой планеты Солнечной системы, условно названной Фазтоном. Альтернативная точка зрения, сформулированная О.Ю.Шмидтом, предполагает, что астероиды являются продуктом аккреции газо-пылевых частиц до стадии планетезималей, дальнейшее слипание которых не произошло из-за сильного гравитационного возмущения со стороны огромного Юпитера.

По В.Е. Хаину наиболее вероятным сценарием начальной стадии развития Земли был следующий: быстрая аккреция с тенденцией некоторого обогащения ранних порций аккрецирующего вещества более тяжелыми металлическими компонентами; разогрев в процессе аккреции вплоть до частичного плавления, приведшего к началу дифференциации Земли на ядро и мантию. Разогрев мог быть обусловлен выделением тепла в процессе радиоактивного распада короткоживущих изотопов (<sup>26</sup>Al, <sup>36</sup>Cl, <sup>60</sup>Fe и др.) и соударения

планетезималей с формирующимся телом Земли и между собой. Вследствие дегазации недр Земли образовалась атмосфера, а конденсация водяных паров, выделившихся в процессе дегазации, привела к образованию гидросферы. Снижение температуры поверхности Земли до величины, допускающей существование жидкой воды, произошло примерно 3,8 млрд. лет назад.

Возможно, Земля изначально имела зональное строение, которое только усложнилось в результате разогрева и расплавления слагающего ее материала. Первичная зональность Земли могла быть обусловлена гетерогенной аккрецией, в результате которой вначале образовалось железо-никелевое протоядро из тяжелых твердых частиц, а затем вокруг него возникла существенно силикатная оболочка (первичная мантия).

**Метеориты – «окаменевшие остатки» ранней Солнечной системы.** Представление о составе и строении космического твердого вещества, в том числе образованного на стадии аккреции газо-пылевой материи, дают результаты исследований упавших на Землю метеоритов. Эти результаты помогают ученым разобраться в строении и вещественном составе глубоких недр Земли, а также в истории формирования нашей планеты на ранних стадиях ее существования.

Все найденные метеориты покрыты тонкой (до 1мм) корочкой плавления черного, реже буроватого или синеватого цвета, хорошо видной на поверхности только что упавших метеоритов. Со временем эта корочка окисляется и разрушается. У большинства метеоритов на поверхности присутствуют многочисленные углубления или ямки, размер которых колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в прямой зависимости от размеров метеорита. По составу метеориты подразделяются на каменные, железокремниевые и железные.

**Каменные метеориты** наиболее распространены (92,7 % всех известных метеоритов). Они близки по составу некоторым земным магматическим ультраосновным породам, но, в отличие от них, почти всегда содержат мелкие включения никелистого железа. В метеоритах обнаружены также неизвестные на Земле минералы (например, карбиды кремния и кальция). Оплавленная корочка каменных метеоритов совершенно черная (рис.1.3,а). Цвет их вещества на сколе от буровато-желтого до темно-серого. Характерна повышенная пористость каменных метеоритов, вследствие чего по внешнему виду они напоминают туфы – горные породы, образованные из твердых продуктов вулканических извержений. Различают две разновидности каменных метеоритов: хондриты и ахондриты.

**Хондриты** составляют 82.4% всех находок каменных метеоритов. Они имеют зернистое строение и характеризуются присутствием хондр (греч. «хондрос» – крупинка) – сферических обособлений примерно такого же состава, что и основная масса, в которую они заключены. Чаще всего хондры состоят из одного или нескольких минералов (оливина, пироксена, плагиоклаза). Хондриты по содержанию металлического железа подразделяются на несколько групп. Из них наибольший интерес представляют углеродистые (углеродистые) хондриты, в которых почти нет свободного железа, но присутствуют углеродистые соединения (до 10%) и кристаллизационная (связанная) вода. В углеродистом веществе хондритов обнаружены парафиновые и ароматические углеводороды, аминокислоты и другие органические соединения. По своей структуре хондриты не похожи ни на какие земные породы.

**Ахондриты** не содержат хондр; включения никелистого железа в них более редкие, чем в хондритах, или отсутствуют совсем. Структура ахондритов кристаллическая и по этому признаку они напоминают земные магматические породы.

**Железосиликатные метеориты** состоят обычно из железо-никелевой массы с включениями оливина и небольшого количества других силикатов (рис. 1.3,б), либо из преобладающей силикатной массы с включениями никелистого железа.

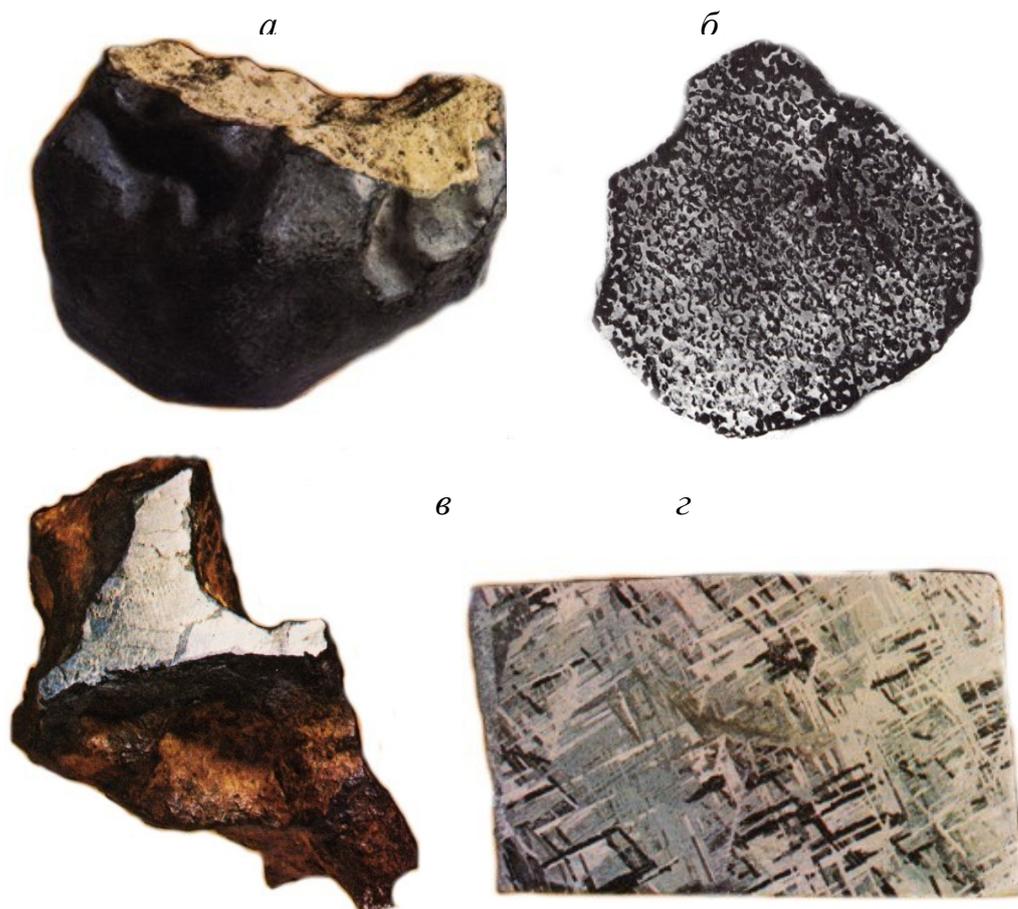


Рис. 1.3. Внешний вид (а, в) и приполированные срезы (б, г) метеоритов:  
 а – каменный метеорит (хондрит); б – железокаменный метеорит (в матрице никелистого железа заключены кристаллы оливина – темные); в – осколок железного метеорита;  
 г – видманштетовы фигуры на протравленной поверхности октаэдрита

**Железные метеориты** (рис. 1.3, в) сложены преимущественно железо-никелевым сплавом с небольшой примесью кобальта (0,7%) и фосфора (0,2%). Кроме металлического железа в составе железных метеоритов обнаружены сернистое железо (FeS) – троилит, фосфорное железо – шрейберзит, а также углеродистые соединения железа, микроскопические зерна алмаза и графит. По содержанию никеля и особенностям внутренней структуры железные метеориты подразделяются на три разновидности (гексаэдриты, октаэдриты и атакситы), среди которых явно преобладают октаэдриты. Внутренняя структура метеоритного вещества проявляется при травлении приполированного среза метеорита азотной кислотой.

*Гексаэдриты* отличаются низким (до 6%) содержанием никеля и состоят по существу из одного минерала – камасита. При травлении их на приполированной поверхности появляются пересекающиеся системы параллельных линий, называемых неймановыми линиями.

*Октаэдриты* (6-13% никеля) названы так потому, что слагающее их вещество кристаллизуется в виде октаэдров. На протравленной поверхности октаэдритов обнаруживаются так называемые видманштетовы фигуры – две системы тонких пластинок (полосок), пересекающихся почти под прямым углом (рис. 1.3, г). При этом четко различаются три самостоятельные фазы никелистого железа: камасит (6-7% никеля) в виде темно-серых полосок; тэнит (30-50% никеля) – блестящий как серебро, окаймляет полоски камасита; плессит (тонкая смесь камасита и тэнита) – серовато-черная масса, заполняющая промежутки между пластинками.

*Атакситы* состоят из однородной мелкозернистой массы с высоким (15-60%) содержанием никеля. При травлении атакситы не дают никакого рисунка на приполированной поверхности.

По мнению ряда геологов, хондриты сложены веществом, образованным на ранней стадии аккреции газо-пылевого материала Солнечной туманности – стадии формирования планетезималей. Оно не подвергалось плавлению. Исходя из этого, предложена хондритовая модель Земли, согласно которой Земля, как и другие планеты земной группы, образовалась из протовещества, соответствующего по составу хондритам.

Ахондриты, железоканниты и железные метеориты, несут в себе явные признаки посленаккреционного плавления вещества и сегрегации элементов. Материал, из которого состоят указанные метеориты, вероятно, возник в недрах малых планет и астероидов, нагретых достаточно для того, чтобы произошло плавление и расслоение слагающего их вещества с образованием железного ядра, силикатной оболочки и переходной зоны между ними. Упомянутые выше три разновидности метеоритов являются осколками разрушенных при взаимном столкновении малых планет и астероидов.

Таким образом, большинство метеоритов представляет собой либо первичное вещество планетезималей, либо вещество различных частей малых планет и астероидов, прошедших стадию плавления и дифференциации слагающего их материала.

## 1.2. Характер движения, форма, размеры, внутреннее строение и химический состав Земли

**Характер движения Земли.** От особенностей орбитального движения и осевого вращения Земли зависит положение нашей планеты и отдельных участков ее поверхности относительно Солнца, а это в свою очередь определяет температурный режим на поверхности Земли, а, следовательно, физико-географическую обстановку, характер и интенсивность многих геологических процессов.

Полный оборот вокруг Солнца Земля совершает в течение 365,26 сут. по слабо вытянутой эллиптической орбите, близкой к окружности радиусом 149,5 млн.км. Эта величина получила название астрономической единицы. Она используется для измерения расстояний в пределах Солнечной системы. Расстояние от Солнца до Земли в перигелии 147 млн. км, а в афелии 152 млн. км. Небольшое сжатие орбиты Земли выражается э к с - центриситетом – отношением половины фокального расстояния «с» к длине большой полуоси «а» (рис. 1.4), равным в настоящее время 0,017. Эксцентриситет обуславливает сезонные колебания температуры на поверхности планеты.

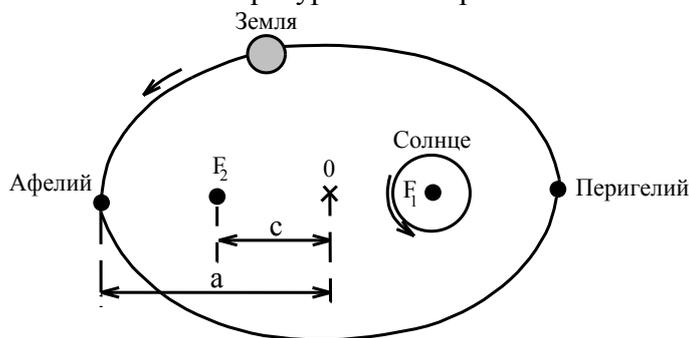


Рис. 1.4. Схема обращения Земли вокруг Солнца (эллиптичность орбиты сильно преувеличена)

Один полный оборот вокруг своей оси Земля совершает за 23 ч. 56 мин. Вращение Земли вокруг своей оси вызывает смену дня и ночи. Ось вращения образует с плоскостью земной орбиты угол около  $66^{\circ}33'$  (рис. 1.5). Наклон земной оси вращения обуславливает

смену времен года. При этом, когда в северном полушарии бывает лето, то в южном – зима (рис. 1.6). Гравитационное влияние Луны, Солнца и планет приводит к длительным периодическим изменениям эксцентриситета орбиты и наклона оси Земли, что является одной из причин многовековых изменений климата. С периодом в 26 тыс. лет ось вращения Земли совершает *прецессию* – движение по конической поверхности относительно перпендикуляра к плоскости орбиты.

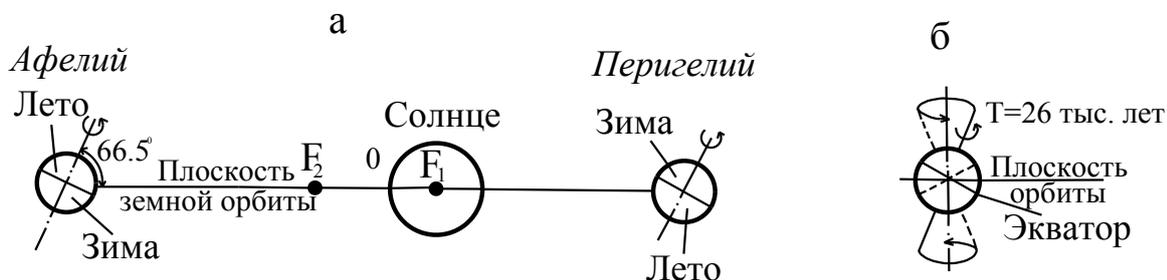


Рис. 1.5. Положение оси вращения Земли в афелии и перигелии (а) и прецессия оси (б)

**Форма и размеры Земли.** Земля не является идеальным шаром. Благодаря вращению планеты и неравномерному распределению в ее недрах масс с различной плотностью, она несколько сплюснута у полюсов (разность длин полярного и экваториального радиусов составляет почти 21,5 км) и в меньшей степени у экватора (разность длин большой и малой полуосей экваториального эллипса равна около 200 м), имеет углубления и выпуклости на поверхности. Таким образом, Земля может быть представлена *трехосным эллипсоидом* – геометрическим телом с двойным (полярным и экваториальным) сжатием. Однако наиболее точно форма Земли описывается *геоидом* – поверхностью невозмущенного Мирового океана, продолженной под континенты (рис. 1.6). Сила тяжести в каждой точке поверхности геоида направлена перпендикулярно к этой поверхности.

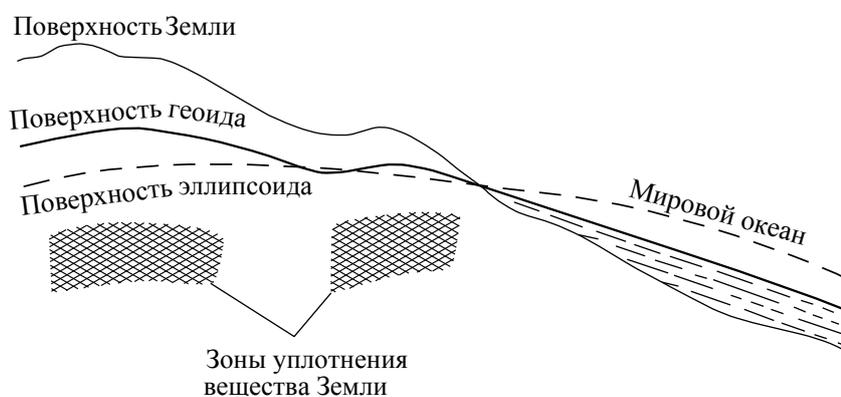


Рис. 1.6. Относительное положение поверхности земного эллипсоида и геоида

Радиус Земли – 6 371 км, объем –  $1.083 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$ , площадь поверхности – около 510,2 млн. км<sup>2</sup>. Масса Земли составляет  $5,98 \cdot 10^{24}$  кг, а ее плотность  $5.517 \text{ г/см}^3$ .

**Строение Земли.** Прямыми наблюдениями строение Земли исследовано на глубину 15-20 км. Некоторую информацию о материале, слагающем более глубокие части Земли (до 100-200 км) дает изучение обломков этого материала, вынесенных с указанных глубин к поверхности Земли магматическими расплавами через жерла вулканов. Главный метод исследования глубоких недр Земли – сейсмологический. Он основан на регистрации скорости сейсмических волн, генерированных землетрясениями или мощными взрывами. Существующие представления о строении Земли базируются на ее сейсмологической модели, созданной усилиями главным образом Х. Джеффриса, Б. Гутенберга и К. Буллена еще в первой половине 20в. Рассмотрим кратко разрешающие возможности этой модели.

Сейсмические волны, проходящие внутри Земли, делятся на продольные, или Р-волны, и поперечные, или S-волны. При прохождении Р-волн частицы вещества колеблются взад и вперед в направлении движения волны, а при прохождении S-волн колебание частиц происходит перпендикулярно этому направлению. Волна представляет собой распространение некоторой деформации (изменения формы или объема) в том или ином веществе. При деформации вещества в каком-то небольшом его объеме возникает напряжение (сила), стремящееся вернуть вещество к невозмущенному состоянию, т.е. восстановить прежние объем и форму. Отношение величины этого напряжения к величине деформации называется модулем упругости материала.

Скорость распространения упругой волны есть корень квадратный из отношения модуля упругости к плотности вещества. Выражения скоростей Р- и S-волн имеют следующий вид:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho}}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

где  $\rho$  – плотность вещества,  $K$  – объемный модуль упругости (величина напряжения, т.е. силы, действующей на единичную площадь, необходимого для сжатия вещества до меньшего объема);  $\mu$  – модуль упругости второго рода, или модуль сдвига, определяющий величину напряжения, необходимого для изменения формы тела, состоящего из данного вещества.

Итак, продольные волны в элементарном объеме вещества сжимают его и изменяют форму, а поперечные волны изменяют только форму. Из анализа приведенных формул следует три вывода.

Во-первых,  $V_p$  всегда больше  $V_s$ , поэтому Р-волны регистрируются сейсмографами раньше, чем S-волны. Отсюда обозначение волн: Р – первичная (от англ. primary), S – вторичная (от англ. secondary). Во-вторых, поперечные волны не могут распространяться в веществе, которое не сопротивляется изменению формы, т.е. его  $\mu = 0$  (например, в жидкости).

И, наконец, самое главное – сейсмические скорости зависят от трех параметров (плотности и двух модулей упругости), между которыми не существует закономерной связи, поэтому для их определения используют различные допущения, эмпирические соотношения или их комбинации. В настоящее время более или менее удовлетворительно решена задача определения по сейсмическим данным плотности вещества в теле Земли. С учетом принятой модели распределения плотности вещества от поверхности к центру Земли установлен характер изменения в этом направлении давления – веса вертикального столба вещества земных недр, приходящегося на единицу площади его основания.

Исходя из теоретических соображений о вертикальной дифференциации вещества в процессе образования нашей планеты, исследователи по значению плотности вещества и величине давления пытаются определить минеральный и химический состав, физическое состояние материала земных недр. При этом используются также результаты исследования метеоритов и экспериментальные данные, полученные в условиях сверхвысоких давлений.

Таким образом, сейсмологическая модель Земли дает возможность сравнительно точно установить границы резких изменений скорости сейсмических волн и указанными границами разделить земной шар на ряд оболочек, а также с той или иной вероятностью определить плотность вещества в этих оболочках. Вместе с тем наши знания о составе и состоянии вещества в глубоких недрах Земли пока носят характер предположений.

Сейсмологическая модель Земли имеет концентрически-зональное строение. В основе ее лежит разработанная еще в 40-х годах 20 в. австралийским сейсмологом К. Булленом схема деления Земли по сейсмическим данным на зоны (слои), обозначенные буквами. По направлению от поверхности к центру планеты выделяется внешняя оболочка

(земная кора – «А»), промежуточная оболочка (мантия) и центральное ядро (рис. 1.7,а). Указанные оболочки (земная кора и мантия) называются внутренними геосферами (в отличие от внешних – гидросферы и атмосферы). Мантия в свою очередь делится на верхнюю в составе слоев «В» и «С» и нижнюю (слой «D<sup>I</sup>»), а ядро – на внешнее («Е») и внутреннее («G»). Кроме того, имеются два переходных слоя: один («D<sup>II</sup>») между мантией и ядром, а другой (F) – между внешним и внутренним ядром (рис. 1.7, б).

Основные параметры выделенных зон (слоев) приведены в табл. 1.2, а характер изменения их с глубиной показан на рис. 1.8.

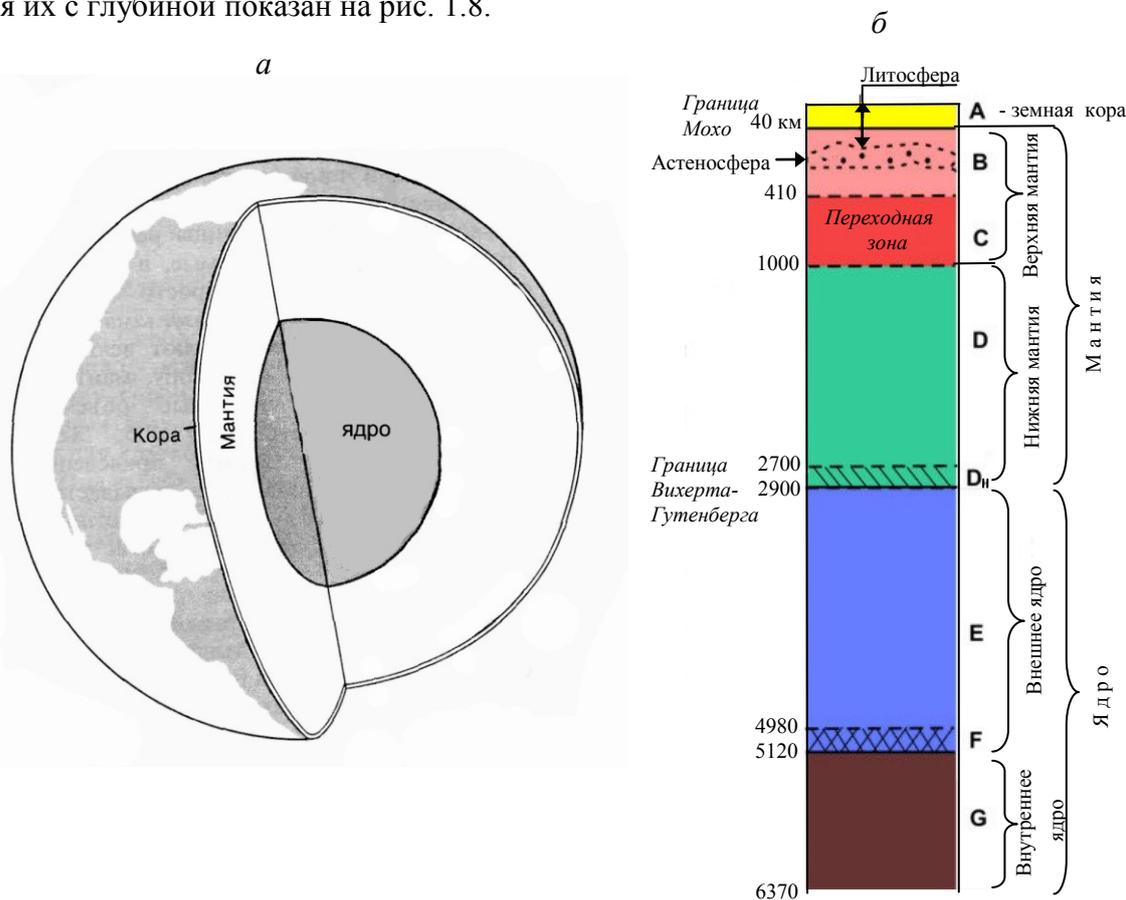


Рис. 1.7. Концентрически-зональное строение Земли

а – земная кора, мантия и ядро; б – колонка, показывающая последовательность смены зон (слоев) от поверхности к центру Земли

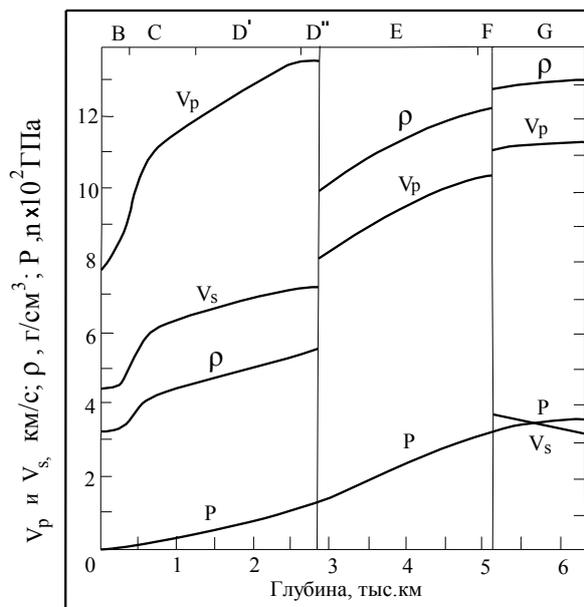
Таблица 1.2

**Характеристика зон (слоев) Земли**

Геосферы	Зоны (слои)	Глубина залегания (от-до), км	Скорость распространения волн, км/с		Плотность, г/см <sup>3</sup>	Давление, ГПа
			Vp	Vs		
Земная кора	A	0-33	2,0-7,4	3,2-4,3	2,5-3,0	1,0
Граница Мохоровичича						
Мантия	B	33-410	7,8-9,0	4,4-5,0	3,3-3,5	14,0
	C	400-1000	9,0-11,4	5,0-6,4	3,5-4,6	39,0
	D <sup>I</sup>	1000-2700	11,4-13,6	6,4-7,3	4,6-5,7	-
	D <sup>II</sup>	2700-2900	13,6	7,3	5,7	137
Граница Вихерта-Гутенберга						
Ядро	E	2900-4980	8,1-10,4	не наблюдались	9,4-11,5	317
	F	4980-5120	10,4-9,5		11,5-12,1	-
	G	5120-6370	11,2-11,3		12,7-13,0	364

Примечание: приведенная величина давления относится к нижней границе зоны (слоя); 1 ГПа (гигапаскаль)=10<sup>3</sup>МПа(мегапаскалей)=10<sup>9</sup>Па=1,02 x10<sup>4</sup>кГ/см<sup>2</sup> (техн.атм.)=10 Кбар (килобар).

Рис. 1.8. Графики изменения с глубиной скорости сейсмических волн ( $V_p$  – продольных,  $V_s$  – поперечных), плотности вещества ( $\rho$ ) и давления ( $P$ ) в недрах Земли.



Прежде чем приступить к описанию составляющих нашу планету зон (слоев), необходимо сказать следующее. При характеристике материала земных недр невозможно обойтись без использования названия некоторых минералов и горных пород. Это существенно затрудняет понимание текста, так как указанные геологические образования рассматриваются во второй и третьей главах книги. С учетом сказанного для лучшего усвоения изложенного ниже материала необходимо вернуться к нему после изучения упомянутых глав.

**Земная кора** составляет небольшую часть объема (1,6%) и общей массы (0,8%) Земли. Поскольку континенты и дно океанов принципиально отличаются друг от друга строением и толщиной (мощностью) земной коры, выделяют два основных ее типа: континентальную и океаническую (рис.1.9).

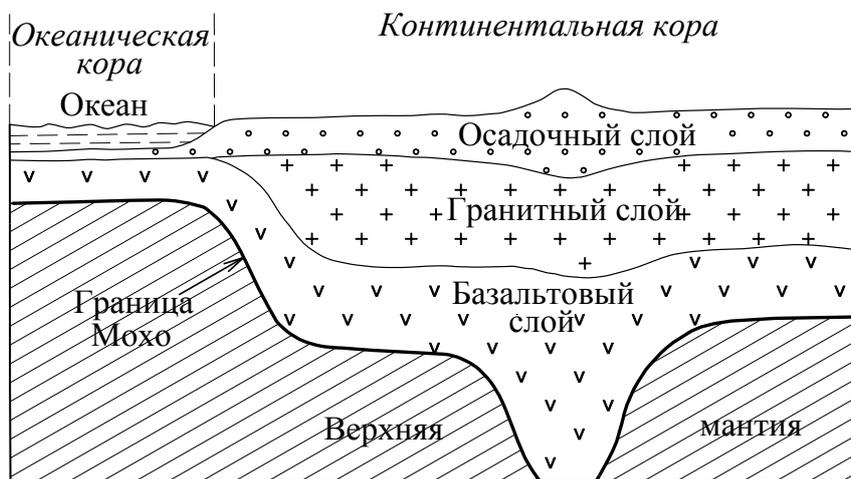


Рис. 1.9. Строение земной коры

**Континентальная кора** имеет мощность 25-40 км на равнинах и до 50-60 км в горных областях. Она состоит из трех слоев (сверху-вниз): осадочного, гранитного и базальтового. Названия двух последних слоев условные и не означают, что эти слои представлены соответственно гранитами и базальтами. Верхний слой сложен осадочными породами. Мощность его при среднем значении около 3 км колеблется от нуля до 15-20 км. Скорость распространения сейсмических волн в осадочном слое 2,0-5,0 км/с (здесь и далее приводится скорость продольных волн).

«Гранитный» слой имеет мощность 10-20 км. Он представлен метаморфическими и магматическими породами преимущественно кислого и среднего состава с явным преобладанием гнейсов и гранитов в верхней части слоя, а диоритов – в нижней. Скорость распространения сейсмических волн в гранитном слое достигает 5,5-6, 0 км/с, а плотность вещества 2,5-2,7 г/см<sup>3</sup>.

«Базальтовый» слой мощностью 15-35 км сложен главным образом магматическими породами основного состава (габбро). Некоторые ученые полагают, что в рассматриваемом слое наряду с габбро широко распространены гранулиты, а в основании слоя – эклогиты. Гранулиты (кварц-полевошпатовые породы с гранатом и пироксеном) и эклогиты (гранат-пироксеновые породы) являются продуктами наиболее высоких ступеней метаморфизма магматических пород. Существует также мнение о том, что базальтовый слой представлен серпентинитами и серпентинизированными ультрабазитами. Скорость распространения волн в этом слое 6,0-7,4 км/с, а плотность слагающих его пород 2,8-3,0 г/см<sup>3</sup>. Сейсмической границей раздела «гранитного» и «базальтового» слоев является граница (поверхность) Конрада, прослеживающаяся на глубине 10-30 км. Она названа так в честь австрийского сейсмолога Ф.Конрада, впервые выделившего ее в 1925 г.

*Океаническая кора* относительно маломощная (5-12 , в среднем 6-7 км) и состоит из двух слоев (осадочного и базальтового). Осадочный слой океанической коры имеет небольшую мощность (в среднем 0,5 км). Для него характерна изменчивая скорость распространения сейсмических волн (1,6-5,4 км/с). Базальтовый слой по скорости распространения сейсмических волн разделяется на два подслоя. Верхний подслой (5,1-5,5 км/с) сложен застывшими потоками базальтовых лав с прослоями осадочных карбонатных и кремнистых пород. Мощность верхнего подслоя 1,2-1,8 км. Нижний подслой (6,5-7,7 км/с) мощностью 2-5 км предположительно состоит из основных и ультраосновных магматических пород (габбро, перидотитов, пироксенитов).

Кроме основных типов земной коры (континентальной и океанической) по строению, мощности, плотности пород и скорости распространения сейсмических волн выделяется еще кора переходных областей (отдельных участков по периферии континентов, котловин окраинных и внутриконтинентальных морей), занимающая промежуточное положение между континентальной и океанической. Если по указанным выше признакам она ближе к первой, то ее называют субконтинентальной, а если ко второй, то субокеанической.

Нижняя граница земной коры четко фиксируется резким скачком скорости сейсмических волн (до 7,9-8,3 км/с) и плотности пород (до 3,1-3,5 г/см<sup>3</sup>). Она получила название границы (поверхности) Мохоровичича, или Мохо, по имени югославского сейсмолога А. Мохоровичича, впервые установившего ее в 1909 г. Граница Мохо фиксируется повсеместно, но глубина ее залегания изменчива. Под океанами она составляет 5-10 км, а под континентами 20-60 км (средняя – 35 км). Давление у границы Мохо составляет около 1 ГПа.

По мнению большинства ученых на границе Мохо происходят физико-химические процессы, приводящие к накоплению менее плотных горных пород выше ее и более плотных под ней. Однако суть этих процессов остается не ясной. Одна из точек зрения на природу границы Мохо изложена ниже при описании слоя «В» верхней мантии.

**Мантия Земли** – самый крупный элемент ее внутреннего строения. Эта геосфера занимает 83% объема планеты и около 67% ее массы. Мантия распространяется от границы Мохо до ядра Земли. В этом интервале скорость сейсмических волн возрастает с 7,8 – 8,2 до 13,6 км/с, а плотность вещества с 3,3 до 5,7 г/см<sup>3</sup>. Давление в основании мантии достигает 137 ГПа. Граница между мантией и ядром расположена на глубине 2900 м. Она называется границей Вихерта - Гутенберга в честь немецкого сейсмолога Э. Вихерта, установившего в 1897 г. наличие ядра Земли, и американского сейсмолога Б. Гутенберга, который определил глубину залегания ядра.

Предполагается, что химический состав мантии довольно однороден и соответствует химическому составу ультраосновной магматической породы (перидотита) при-

мерно с таким соотношением главных минералов: оливина 60%, пироксена 30% и плагиоклаза 10%. Скачки скорости сейсмических волн и плотности вещества, по которым мантия разделена на слои, связаны с фазовыми переходами (преобразованием минералов с ростом давления в модификации иной структуры, обеспечивающей более плотную упаковку атомов без изменения химического состава).

Изложенная версия на природу скачков скорости распространения сейсмических волн в мантии и плотности слагающего его вещества не единственная. Основная альтернативная ей версия связывает указанные скачки с изменением химического состава вещества мантии (увеличением в нем с глубиной доли более тяжелых элементов).

*Верхняя мантия* прослеживается до глубины 1000 км. По резкому скачку скорости сейсмических волн на глубине 400 км она разделяется на два слоя: верхний (В) и нижний (С). Скорость сейсмических волн в указанных слоях составляет соответственно 7,8-9,0 и 9,0-11,4 км/с.

С л о й «В» сложен перидотитом, в котором наряду с указанными выше минералами присутствуют гранат и шпинель. Плотность горных пород в этом слое 3,3-3,5 г/см<sup>3</sup>. Верхняя часть слоя «В» мощностью 20-30 км под океанами и до 100 км и более под континентами представлена так называемым истощенным перидотитом, обогащенным оливином (наиболее тугоплавким минералом ультраосновных пород) вплоть до образования дунита, практически полностью состоящего из оливина. Истощенный перидотит – остаточный продукт выплавления из первичного перидотита базальтовой магмы, за счет которой формировался нижний слой земной коры. Таким образом выше границы Мохо залегает базальт, а под ней более плотный истощенный перидотит.

Земная кора вместе с верхней твердой частью слоя «В», представленной истощенным перидотитом, образует л и т о с ф е р у – жесткую каменную оболочку Земли. Ниже литосферы в диапазоне глубин примерно 50-250 км расположена астеносфера, в которой температура мантии близка к точке плавления перидотита. Верхняя граница астеносферы находится на глубине 50-70 км под океанами и 80-100 км под континентами.

А с т е н о с ф е р а – полупластичный слой с пониженной вязкостью вещества. Она обеспечивает вертикальное перемещение литосферных блоков. Астеносфера обычно выделяется по некоторому уменьшению (на 3-6%) скорости сейсмических волн в виде «з о н ы н и з к и х с к о р о с т е й», представляющей собой область частичного (0,1-6%) плавления перидотита (рис.1.10). Эта зона прослеживается не повсеместно. Она отсутствует (или выражена настолько слабо, что не фиксируется сейсмометрией) под щитами древних платформ континентов. Тем не менее, астеносфера здесь есть, о чем свидетельствуют достоверно установленные вертикальные перемещения литосферных блоков в указанной позиции. В целом верхняя (с литосферой) и нижняя границы астеносферы нечеткие, а внутреннее ее строение неоднородно.

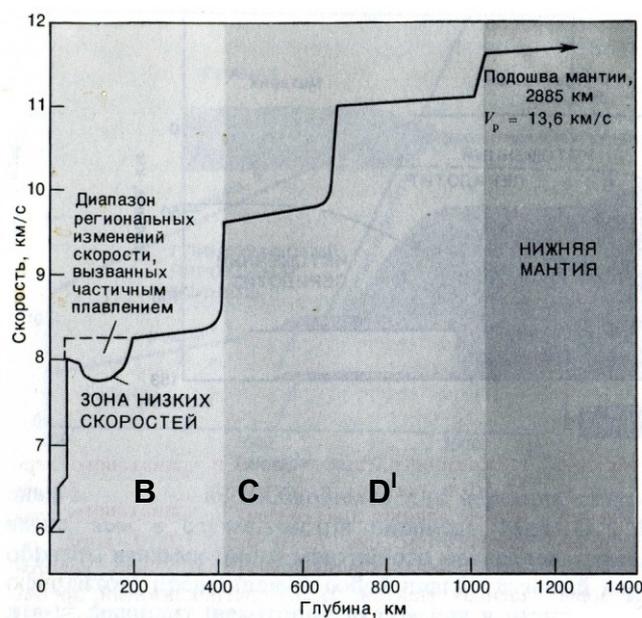
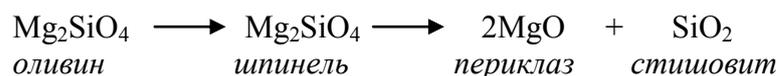


Рис. 1.10. Упрощенная диаграмма, на которой показано изменение скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии.

По Д.Брауну и А. Массету

Слой «С» (интервал глубин 400-1000м) или, как его еще называют, переходная зона характеризуется тремя скачками скорости сейсмических волн на глубине 400, 650 и 1000 км (см.рис.1.10), которые коррелируются со скачками плотности вещества от 3,5 до 4,6 г/см<sup>3</sup>. Эти скачки, вероятно, обусловлены фазовыми переходами оливина и других минералов, слагающих перидотит слоя «В», в более плотные их модификации (на глубине 400 км), а затем с ростом давления переходом этих модификаций в еще более плотные (на глубине 650 км).

В конечном итоге на границе с нижней мантией (глубина 1000 км) магнезиальные силикаты, вероятно, распадаются на простые окислы (MgO, SiO<sub>2</sub> и другие) с плотнейшей упаковкой атомов. Примерная схема фазовых переходов:



Кстати, плотность обычной формы кремнезема (SiO<sub>2</sub>) – кварца – составляет 2,65 г/см<sup>3</sup>, а стишовита – 4,28 г/см<sup>3</sup>.

Верхняя мантия, особенно ее астеносферный слой, является областью зарождения первичных магматических очагов, из которых магматический расплав проникает в земную кору. В верхней мантии до глубины 700 км фиксируются фокусы землетрясений. Поэтому оболочку Земли в объеме земной коры и верхней мантии называют тектоносферой – оболочкой, в которой происходят тектонические и магматические процессы.

Нижняя мантия (слой «D<sup>I</sup>») распространяется в интервале глубин 1000-2900 м. Скорость сейсмических волн на этом интервале увеличивается с 11,4 до 13,6 км/с, а плотность вещества возрастает линейно с 4,6 до 5,7 г/см<sup>3</sup>. Вопрос о том, чем представлено вещество нижней мантии, остается открытым. Смесь простых окислов не может обеспечить необходимую плотность. Предполагают, что либо нижняя мантия по сравнению с верхней более обогащена железом, либо сложена сверхплотными модификациями сложного состава, структура которых пока неясна. На границе с ядром выделяется промежуточный слой D<sup>II</sup>(2700-2900 км), в котором отмечается некоторое снижение скорости распространения сейсмических волн. Видимо, в этом слое, как и в астеносфере, часть вещества земных недр находится в расплавленном состоянии.

Академик Ю.М. Пушаровский и ряд других ученых полагают, что слой D<sup>II</sup> является зоной генерации магматических расплавов, а также допускают, что локальные очаги магмы могут возникать и на других уровнях нижней мантии. По мнению этих ученых, в состав тектоносферы необходимо включать не только верхнюю, но и нижнюю мантию, вплоть до ее границы с ядром.

**Ядро Земли** имеет средний радиус около 3,5 тыс.км. Оно занимает примерно 17% объема и 31,4% массы Земли. Такое anomальное соотношение долей объема и массы обусловлено резким различием химического состава и физических параметров ядра и мантии. На границе ядра и мантии скорость продольных сейсмических волн скачкообразно уменьшается до 8.1 км/с, а плотность вещества таким же образом возрастает с 5,7 до 9,4 г/см<sup>3</sup>. Давление в ядре достигает 300-360 ГПа (см. рис. 1.9). Такое давление временно возникает на фронте ударной волны мощного ядерного взрыва. По скоростным характеристикам продольных сейсмических волн выделяют внешнее ядро (2900-4980 км), переходный слой (4980-5120 км) и внутреннее ядро (5120-6370 км).

**Внешнее ядро (E)** не пропускает поперечных сейсмических волн, что свидетельствует о его жидком состоянии. Конечно, вещество внешнего ядра не является жидкостью в обычном понимании, но обладает некоторыми ее чертами. Масса внешнего ядра составляет 30% массы Земли. Плотность вещества изменяется от 9,4 г/см<sup>3</sup> у границы ядра с мантией до 12,1 г/см<sup>3</sup> у границы внешнего и внутреннего ядра. Внешнее ядро состоит главным образом из железа с примесью серы (12%) и, может быть, никеля (до 2%).

**Переходный слой (F)** выделяется по некоторому снижению скорости продольных волн. Предполагают, что вещество переходного слоя находится в состоянии затвердевания

и через этот слой происходит разрастание внутреннего твердого ядра за счет жидкого внешнего.

*Внутреннее ядро (G)* радиусом 1275 км, судя по сейсмологическим данным, находится в твердом состоянии. Продольные сейсмические волны, подходя к границе внутреннего ядра, возбуждают в нем поперечные волны. Внутреннее ядро сложено сплавом железа с никелем, содержание которого составляет 10-20%. Плотность этого сплава 12,7-13,0 г/см<sup>3</sup>.

**Химический состав Земли.** Изучение химического состава Земли и ее внутренних геосфер основывается на расчетах, в которых учитывается химический состав метеоритов, модельные представления о внутреннем строении Земли и вертикальном распределении плотности вещества, давления и температуры в ее недрах. Только химический состав верхней части земной коры (15-20 км), доступной для отбора проб горных пород, исследован прямыми аналитическими методами. Исходя из сказанного, приведенные в табл. 1.3 данные о химическом составе Земли в целом и ее внутренних геосфер, следует воспринимать как сугубо ориентировочные.

Таблица 1.3

**Химический состав Земли и ее внутренних геосфер (в % масс)**

Элемент	Земля в целом*	Ядро**		Мантия***	Земная кора***
		внутреннее	внешнее		
O	29,5			42,5	47,0
Fe	34,6	80,0	86,0	9,85	4,65
Si	15,2			19,0	29,0
Mg	12,7			25,9	1,87
Ca	1,13			0,7	2,96
Al	1,09			0,45	8,05
Na	0,57			0,57	2,5
K	0,07			0,03	2,5
S	1,93		12	0,01	0,047
Ni	2,39	20	2	0,2	0,006
P	0,1			0,017	0,09
Mn	0,22			0,15	0,1
Cr	0,26			0,2	0,008
Ti	0,05			0,03	0,45

*Примечания:* \* по Б.Мейсону, 1966; \*\* по Б.Брауну и А. Массету, 1984; \*\*\* по А.А. Виноградову, 1962 (состав мантии представлен средним составом ультраосновных пород).

Анализ таблицы 1.3 показывает, что Земля состоит в основном из четырех элементов (кислорода, железа, кремния и магния), которые в сумме составляют 92% ее массы. Содержание в Земле алюминия, кальция, серы, никеля невелико (около 1-2% каждого элемента). Концентрация остальных элементов составляет десятые – тысячные доли процента и менее.

Вследствие дифференциации вещества в недрах Земли, которая в основном завершилась на относительно раннем этапе истории Земли (около 3,5 млрд. лет назад), отдельные геосферы существенно отличаются друг от друга по химическому составу. Ядро сложено преимущественно железом с примесью никеля и серы. Некоторые исследователи считают, что ядро Земли за счет способности железа растворять в себе при высоком давлении водород и углерод содержит в больших количествах эти элементы. Характерными элементами мантии являются магний и кремний (суммарно около 45%), которые вместе с кислородом и железом составляют 87,25% ее массы. Земная кора состоит в основном из кислорода, кремния и алюминия (суммарно 84,05%). Кроме того, кора по сравнению с мантией обогащена кальцием (2,96%) и щелочами – калием и натрием (суммарно 5,0%).

### 1.3. Внешние оболочки Земли

Поверхность Земли отделяет твердое тело от внешних оболочек Земли: водной – гидросферы, и газовой – атмосферы. Для геологии важное значение имеет также область обитания живых организмов – биосфера. Понятие «биосфера» ввел в 1875 г. австрийский геолог Э.Зюсс.

**Гидросфера** включает воду морей и океанов, рек, озер, болот, а также льды и ледники, подземные воды. Это прерывистая водная оболочка Земли, проникающая в верхние части земной коры и взаимодействующая с атмосферой. Вода в гидросфере находится в газообразном, жидком и твердом состояниях. Масса гидросферы составляет  $1,46 \cdot 10^6$  трлн. т, что равно 0,025% массы всей Земли. Около 94% массы гидросферы приходится на воды Мирового океана. Из оставшихся 6% около  $\frac{3}{4}$  – масса поверхностных и подземных вод, а  $\frac{1}{4}$  – масса ледников.

Гидросфера возникла в результате конденсации водяных паров, выделявшихся из недр нашей планеты в процессе их дегазации. Первичный состав гидросферы (праокеана) – водный раствор, в котором заметную роль играли галогены (фтор, хлор, бром и йод). Воды современного Мирового океана также соленые (содержание солей в среднем 35 г на 1 л). В их составе ведущая роль принадлежит катионам  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Sr}^{2+}$  и анионам  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{J}^-$ . Пресные воды, характерные для материков, появились позже вследствие процесса естественной дистилляции – испарения с поверхности водоемов, конденсации паров в атмосфере и выпадения осадков на суше.

Гидросфера играет важнейшую роль в геологической жизни Земли. В гидросфере возник и прошел сложную эволюцию органический мир нашей планеты. В ней формируются огромные массы осадочных пород, вмещающие разнообразные полезные ископаемые, в том числе нефть и газ.

**Атмосфера** распространяется от поверхности Земли на высоту до 2000 км, но уже выше 100 км ее следы ничтожны. Она состоит из смеси газов и взвешенных твердых частиц. В сухом чистом воздухе около 78% объема составляет азот, 21% – кислород, 0,94% – аргон, 0,03% – углекислый газ. Среднее содержание водяного пара в атмосфере около 2,6% (об.), пыли  $0,02 \text{ мг/м}^3$ . Кроме того, в атмосферном воздухе присутствуют сернистый ангидрид ( $\text{SO}_2$ ), оксид углерода (CO), оксид азота (NO). Масса атмосферы ( $5,3 \cdot 10^3$  трлн.т) составляет всего около одной миллионной части массы Земли.

Первичный состав атмосферы существенно отличался от современного. В нем основная роль принадлежала парам воды, углекислому газу и  $\text{NH}_3$ . Кроме того, присутствовали в заметных количествах CO,  $\text{CH}_4$ , S,  $\text{H}_2\text{S}$ , HCl, HF, а также благородные газы. Свободный кислород практически отсутствовал. Эволюция газового состава атмосферы обусловлена главным образом влиянием солнечного излучения, вулканическими процессами и жизнедеятельностью органического мира. Основная часть кислорода земной атмосферы является продуктом жизнедеятельности растений.

Плотность воздуха на уровне моря в среднем равна  $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$ . С высотой она быстро убывает. Таким же образом ведет себя атмосферное давление – вес столба воздуха в данной местности. На уровне моря атмосферное давление составляет в среднем 760 мм рт.ст. ( $1 \text{ кг/см}^2$ ), а на высоте 5,5 км, оно уже в два раза меньше. На одной и той же высоте давление меняется в ответ на изменение температуры и влажности воздуха. Перепады давления в атмосфере вызывают движение воздушных масс в форме ветров и воздушных потоков.

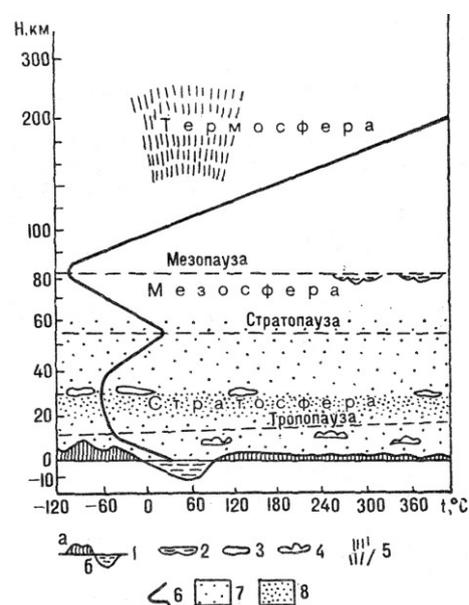
По плотности и температуре воздуха, характеру движения воздушных масс в атмосфере выделяют четыре основных слоя или оболочки (снизу вверх): тропосферу, стратосферу, мезосферу и термосферу, границы между которыми носят название пауз: тропопауза, стратоплауза и мезоплауза (рис. 1.11). Периферическая оболочка атмосферы, постепенно переходящая в космическое пространство, называется экзосферой. Для геологии

наибольшее значение имеют две нижние оболочки, особенно тропосфера, в которой формируются погода и климат Земли.

*Тропосфера* прослеживается до высоты от 6 км вблизи полюсов и до 18 км у экватора. Она включает 90% массы атмосферы. Тропосфера характеризуется активным движением воздушных масс и облачностью, в образовании которой важную роль играют пыль и водяной пар. В тропосфере сосредоточена значительная часть углекислого газа.

Содержание водяного пара и углекислого газа обуславливает парниковый эффект тропосферы – способность поглощать и аккумулировать тепловое излучение Солнца, отраженное поверхностью Земли. Парниковый эффект является причиной разогрева тропосферного воздуха у поверхности Земли выше так называемой эффективной температуры, т.е. температуры, определяемой долей падающего излучения Солнца. Длительное проявление парникового эффекта привело к повышению температуры поверхности Земли до +15°C при значении эффективной температуры – 20°C. Температура воздуха вверх от земной поверхности постепенно понижается (в средних широтах приблизительно на 1°C на каждые 160 м) – и на границе со стратосферой достигает – 60°C.

Рис. 1.11. Схема вертикальной зональности атмосферы  
 1 – верхняя граница литосферы (а – суша, б – океан);  
 2 – серебристые облака;  
 3 – перламутровые облака;  
 4 – ярусы облачности в тропосфере; 5 – полярные сияния;  
 6 – температурная кривая; 7 – слой распространения озона;  
 8 – слой наибольшей концентрации озона (озоновый слой)



*Стратосфера* распространяется до высоты около 55 км. Она представляет собой область чистого разреженного сухого воздуха с почти постоянной отрицательной температурой до высоты около 40 км. Выше температура быстро возрастает, достигая +15°C в верхней части стратосферы. На высоте от 17 до 30 км расположен озоновый слой, задерживающий ультрафиолетовое излучение и тем самым защищающий всё живое на Земле от губительного воздействия этого излучения. На высоте 20-30 км иногда видны перламутровые облака, связанные с зонами повышенной влажности. Ракетным зондированием установлена активная вертикальная циркуляция воздуха до высоты 30 км.

*Мезосфера* обладает устойчивым газовым составом, в котором преобладают азот и кислород. Температура от нижней границы мезосферы понижается и на её верхней границе, расположенной на высоте около 80 км, достигает -90°C. Вблизи этой границы наблюдаются серебристые облака, представляющие собой скопления мельчайших ледяных кристаллов.

*Термосфера* распространена в интервале 85-800 км выше поверхности Земли. Это сильно разреженный слой, для которого характерна ионизация газов и увеличение содержания легких газов (водорода и гелия). В термосфере температура неуклонно возрастает, достигая на высоте 200 км +400°C. Для термосферы характерны полярные сияния – возникающие в полярных областях электромагнитные возмущения, сопровождающиеся свечением газов.

*Экзосфера* (800-2000 км) характеризуется преобладанием в составе воздуха ионов легких газов и элементарных частиц. Во внешних слоях экзосферы наблюдается рассеивание (диссипация) атмосферы в космическое пространство.

Термосфера и экзосфера образуют *ионосферу* – верхнюю оболочку атмосферы, для которой характерна ионизация газов.

**Биосфера** охватывает нижнюю часть атмосферы (до озонового слоя на высоте 20-25 км) и гидросферу, в том числе и подземную ее составляющую до глубины 3 км ниже поверхности суши и на 1-2 км ниже дна океана. Геологические результаты деятельности живой материи огромны. Они широко проявлены в геологических образованиях прошлых эпох (нефть, газ, уголь, руды многих металлов, существенная часть известняков и фосфоритов) и впечатляют своими масштабами в настоящее время. Ежегодно биогенным путем образуется 46 млрд. т сухого органического вещества и 266 млрд. т кислорода.

#### 1.4. Физические поля Земли

Земля обладает различными физическими полями: тепловым, магнитным, гравитационным, электрическим и другими. Рассмотрим наиболее важные для геологической науки и практики тепловое, магнитное и гравитационное поля нашей планеты. Их изучают соответствующие разделы геофизики: геотермия, геомагнетизм, гравиметрия.

**Тепловое поле Земли** формируется за счет теплоты, получаемой от Солнца и поступающей из земных недр. Влияние солнечной теплоты ограничивается слоем постоянных температур, в котором господствуют среднегодовые температуры, характерные для той или иной местности (рис.1.12). Глубина нахождения этого слоя в различных районах колеблется от нескольких до 30 метров.

В областях, для которых характерна среднегодовая температура ниже 0°C, атмосферные осадки, просачивающиеся вглубь Земли, превращаются в лед, что приводит к образованию многолетней мерзлоты.

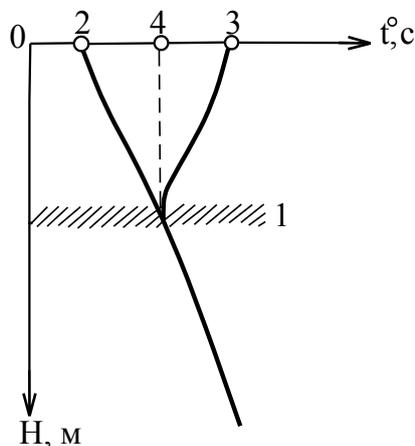


Рис. 1.12. Кривая изменения температуры в верхней части земной коры:  
1 – слой постоянных температур; среднеянварская (2), среднеиюльская (3) и среднегодовая (4) температура

Ниже слоя постоянных температур тепловое поле создается самой Землей. Природа этого поля во многом не ясна. Доминирует мнение о том, что тепло генерируется главным образом радиоактивным распадом долгоживущих изотопов урана –  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ , тория  $^{232}\text{Th}$  и калия  $^{40}\text{K}$  и процессами, обусловленными силами гравитации: дифференциацией и адиабатическим сжатием вещества земных недр.

Из указанных выше двух гравитационных процессов основная теплогенерирующая роль принадлежит дифференциации вещества, следствием которой является концентрически-зональное строение Земли. Наибольшее количество тепла выделилось при образовании тяжелого ядра. Считается, что процесс формирования ядра в основном завершился в течение первого миллиарда лет существования нашей планеты. В дальнейшем оно лишь

незначительно увеличилось. Расчетный градиент нарастания температуры в мантии за счет адиабатического гравитационного сжатия составляет  $0,35-0,45 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ .

Часть тепла земных недр образуется вследствие неравномерного вращения Земли в связи с гравитационным влиянием на нее Луны и Солнца. Предполагают, что при этом происходит смещение некоторых оболочек (слоев) Земли относительно друг друга с выделением тепла. Наиболее вероятными зонами его генерации считаются астеносфера и слой «D<sup>II</sup>» между мантией и ядром.

Тепло также выделяется в результате экзотермических химических реакций и фазовых переходов в недрах Земли, но доля его в общем тепловом балансе нашей планеты незначительная. Более того, она в большей своей части компенсируется потерями тепла вследствие эндотермических физико-химических процессов преобразования вещества земных недр.

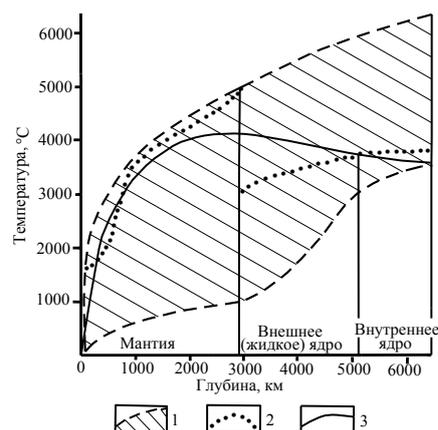
Теплоперенос внутри Земли осуществляется тремя основными способами: кондуктивным, радиационным (лучистым) и конвективным. Кондуктивный перенос представляет собой передачу энергии через тепловые колебания молекул. Радиационный теплоперенос (передача тепла лучеиспусканием) существенное значение имеет только при сильном нагреве горных пород (выше  $800-1500 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Конвективный перенос заключается в транспортировке тепла вместе с веществом, обычно представленным флюидами (магмой, водой, водным раствором, газами). Это наиболее мощный механизм выноса тепла из глубоких недр Земли и его перераспределения в мантии и земной коре.

Установлено, что ниже слоя постоянных температур последние за счет внутреннего тепла Земли повсеместно возрастают с глубиной в среднем на  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  через каждые 33 м, или на  $3 \text{ }^\circ\text{C}$  через каждые 100 м. Первая величина – глубина, на которую необходимо опуститься, чтобы температура земных недр повысилась на  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ , называется геотермической ступенью, а вторая, обратная первой – повышение температуры на единицу глубины – геотермическим градиентом. Значение геотермической ступени в различных районах Земли изменяется по В.В. Федынскому от 6,7 до  $172,7 \text{ м}/\text{ }^\circ\text{C}$ , что связано с вариациями величины теплового потока (количества тепла, поступающего снизу на  $1 \text{ см}^2$  слоя постоянных температур в 1 с).

В различных точках земного шара значение теплового потока разное. Оно изменяется от 0,6 до  $2,67 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$  на континентах и от 0,4 до  $8,1 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$  под дном океанов. Тепловой поток заметно усиливается в областях повышенной тектоно-магматической активности, которая обычно проявлена землетрясениями и вулканизмом. Вместе с тем среднее значение теплового потока для суши и Мирового океана близки (соответственно 1,45 и  $1,46 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ).

Приведенные выше значения геотермической ступени, полученные в результате непосредственных измерений температуры в шахтах и скважинах, без серьезной погрешности могут быть использованы для расчета температуры земной коры до глубины 10-15 км. Ниже этого уровня оценка изменения температуры земных недр по вертикали является сугубо предположительной. Диапазон возможных изменений температуры с глубиной и наиболее вероятная кривая такого изменения, учитывающая расплавленное состояние вещества астеносферы и внешнего ядра, показаны на рис. 1.13.

Рис. 1.13. Температура недр Земли.  
По В.С. Мильничуку и М.С. Арабаджи



- 1 – диапазон возможных изменений температуры;  
 2 – кривая температуры плавления вещества; 3 – наиболее вероятная кривая изменения температуры с глубиной

На той или иной территории земного шара характер теплового поля верхней, доступной для непосредственного изучения части земной коры (глубже слоя постоянных температур), определяется не только величиной теплового потока, но также теплопроводностью горных пород, положением и интенсивностью локальных источников тепла. Разница в теплопроводности горных пород может достигать 2,5-5 раз. Локальными источниками тепла в земной коре являются: неостывшие магматические очаги, зоны активной циркуляции горячих (термальных) вод, области проявления экзотермических химических реакций, участки повышенной концентрации радиоактивных элементов.

Для изучения закономерностей распределения температуры в массивах горных пород проводят геотермическую съемку с применением термочувствительных датчиков, позволяющих надежно обнаруживать тепловые аномалии, отличающиеся от температурного фона всего на  $\pm 0,03-0,09^\circ\text{C}$ . Данные геотермической съемки используются для поиска полезных ископаемых (термальных вод, нефти и газа, руд) и решения задачи геотермального теплоэнергоснабжения, при проектировании подземных сооружений и глубоких карьеров, скважинной добычи полезных ископаемых.

**Магнитное поле Земли.** Магнитное поле окружает Землю на расстоянии до нескольких десятков тысяч километров и существует внутри земного шара. Происхождение геомагнитного поля пока не выяснено. Предполагают, что жидкое внешнее ядро во вращающейся Земле действует как самовозбуждающаяся динамомашинa. Возникающее при этом магнитное поле обусловлено системой электрических токов, наведенных в жидком ядре, которое вращается медленнее, чем вся Земля.

По структуре силовых линий геомагнитное поле близко к полю однородно намагниченного шара (диполя), магнитная ось которого составляет с осью вращения Земли примерно  $11,5^\circ$  (рис. 1.14). Вследствие этого геомагнитные полюса (точки выхода магнитной оси на земную поверхность) не совпадают с географическими полюсами. В настоящее время геомагнитные полюса имеют следующие координаты: северный полюс –  $78,2^\circ$  с.ш.,  $68,8^\circ$  з.д.; южный полюс –  $78,2^\circ$  ю.ш.,  $111,2^\circ$  з.д. Поскольку в физике северным принято называть магнитный полюс, из которого силовые линии выходят, а южным – тот, в который они входят, то истинные магнитные полюсы Земли противоположны геомагнитным: северный магнитный полюс расположен в южном полушарии, а южный – в северном полушарии. В соответствии с направлением силовых линий магнитного поля Земли северный конец магнитной стрелки (на рис. 1.14 закрашен) указывает на южный магнитный полюс, т.е. на географический север.

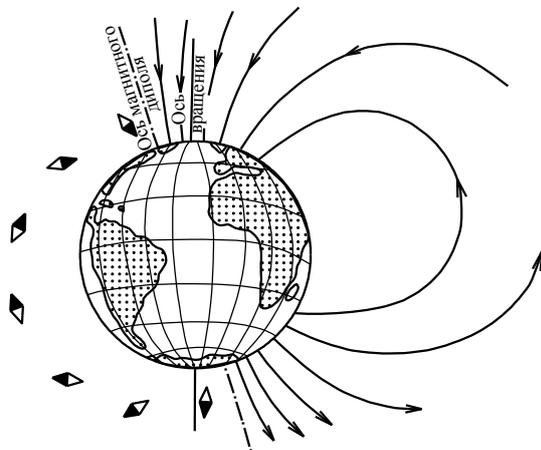


Рис. 1.14. Внешнее дипольное магнитное поле Земли и ориентация в нем магнитной стрелки

По интенсивности поля Земля является слабым магнитом с напряженностью от 0,3 на экваторе до 0,7 эрстед (Э) на полюсах. При проведении магнитометрических исследований напряженность геомагнитного поля обычно измеряют в гаммах ( $1 \text{ гамма} = 10^{-5} \text{ Э}$ ). Напряженность магнитного поля – величина векторная. Полный вектор напряженности поля направлен по касательной к магнитной силовой линии и в вертикальной плоскости может быть разложен на горизонтальную и вертикальную составляющие (рис. 1.15).

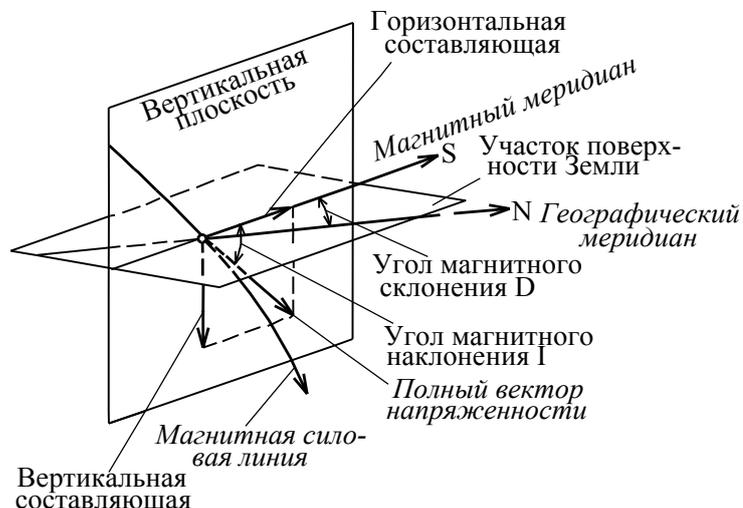


Рис. 1.15. Элементы земного магнетизма

Угол между горизонтальной составляющей вектора (магнитным меридианом) и географическим меридианом называется магнитным склонением, а угол отклонения вектора полной напряженности от горизонтальной плоскости – магнитным наклоном.

Различают восточное и западное склонение. Первое отсчитывается от географического меридиана к востоку, а второе – к западу. Магнитное склонение в зависимости от географического расположения местности колеблется от долей градуса до  $25-30^\circ$ , редко более.

На картах особенности строения геомагнитного поля отображают в виде изодинам (линий равной напряженности), изогон (линий равных магнитных склонений) и изоклин (линий равных магнитных наклонов). Анализ карт изодинам выявил существенные отклонения реального геомагнитного поля от модельного магнитного поля диполя. Эти отклонения называются магнитными аномалиями, которые по своим размерам разделяются на мировые (материковые), региональные и локальные.

Мировые магнитные аномалии охватывают площади  $10-100 \text{ тыс. км}^2$ . Они обусловлены недипольной составляющей магнитного поля, природа которой не выяснена. Региональные магнитные аномалии площадью  $1-10 \text{ тыс. км}^2$  вызваны достаточно крупными неоднородностями в строении глубоких горизонтов земной коры. Локальные магнитные аномалии занимают площадь от десятков  $\text{м}^2$  до сотен  $\text{км}^2$ . Они обычно связаны с расположенными в верхней части земной коры горными породами и рудами, содержащими ферромагнетики – вещества, которые легко намагничиваются в магнитном поле, т.е. приобретают способность самим создавать магнитное поле. К ферромагнетикам относятся металлы группы железа (Fe, Co, Ni) и их сплавы, а также ряд минералов, наиболее распространенными из которых является магнетит, в меньшей степени пирротин. Например, известная Курская магнитная аномалия обусловлена пластами магнетитовых и гематит-магнетитовых кварцитов.

Магнитные свойства горных пород изменяются в зависимости от содержания в них ферромагнетиков. На изменчивости магнитных свойств пород основан один из геофизических методов поиска рудных залежей – магниторазведка. Ее выполняют с помощью магнитометров – приборов для измерения напряженности магнитного поля.

Многолетние исследования геомагнитного поля показали его изменчивость не только в пространстве, но и во времени. Изменение геомагнитного поля во времени называются его вариациями. Различают периодические суточные вариации магнитного поля, магнитные бури (мощные нерегулярные возмущения поля, связанные со вспышками на Солнце) и вековые вариации (плавные изменения поля по напряженности, магнитному склонению и наклонению). Установлены также западный дрейф магнитного поля (постепенное перемещение на запад примерно в широтном направлении мировых магнитных аномалий со скоростью двух угловых минут в год) и миграция магнитных полюсов. Западный дрейф магнитного поля обусловлен его недипольной составляющей и связан, видимо, с меньшей угловой скоростью внешней жидкой части ядра по сравнению с мантией. Изменчивость геомагнитного поля во времени обуславливает необходимость периодического повторения магнитных измерений и обновления карт магнитного поля.

В результате изучения палеомагнетизма Земли (геомагнитного поля прошлых геологических эпох) выявлены изменения напряженности поля с периодом около 10 тыс. лет и инверсия полюсов (смена полярности геомагнитного поля). Периодичность инверсии полюсов уменьшается от более древних эпох к настоящему времени (300-400 млн. лет назад – через 10-20 млн. лет, 200 млн. лет назад – через несколько миллионов лет, а еще ближе к нашему времени – через 1 – 0,5 млн. лет, даже до 0,1 млн. лет). Палеомагнитные исследования выявили также, что положение геомагнитных и близких к ним географических полюсов на протяжении геологической истории нашей планеты менялось весьма существенно, вплоть до размещения их в современной приэкваториальной области.

Основное геомагнитное поле имеет дипольный характер до высоты равной примерно трем радиусам Земли от ее центра. Выше за счет взаимодействия геомагнитного поля с солнечным ветром (поток заряженных частиц) дипольная структура поля нарушается. Солнечный ветер сжимает магнитное поле Земли с дневной стороны и уносит геомагнитные силовые линии полярных областей на ночную сторону, образуя в плоскости эклиптики магнитный хвост Земли протяженностью не менее 5 млн.км.

Локализованное солнечным ветром геомагнитное поле в околоземном пространстве образует магнитосферу (рис. 1.16). Она защищает Землю от опасного корпускулярного излучения Солнца. Несущиеся от Солнца заряженные частицы отклоняются под воздействием магнитного поля и обтекают Землю.

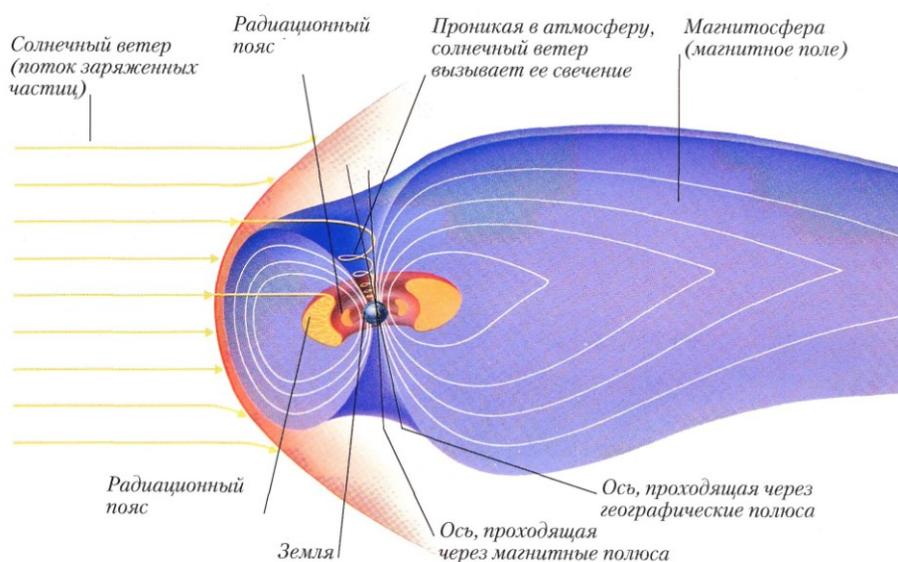


Рис. 1.16. Строение магнитосферы Земли

Часть из них захватывается магнитным полем и вместе с ионами атмосферных газов образует вокруг Земли два пояса космической радиации тороидальной формы. Один из них расположен от Земли на расстоянии 500-1000 км, а другой на расстоянии 10-12 тыс.км.

**Гравитационное поле Земли.** Пространство, в пределах которого проявляется сила притяжения Земли, называется гравитационным полем (лат. «гравитас» – тяжелый) или полем силы тяжести. Каждая точка этого поля характеризуется определенным значением ускорения силы тяжести ( $g$ ), которое измеряется в галах (в честь Г.Галилея) или миллигалах:  $1 \text{ гал} = 1 \text{ см/с}^2 = 1 \cdot 10^3 \text{ мгл}$ . Стандартное (нормальное) значение ускорения силы тяжести на поверхности Земли принято равным 981 галу. Расчетное значение этого параметра с глубиной возрастает до 1037-1068 гал на глубине около 3 тыс.км, а затем резко убывает до нуля к центру Земли (рис. 1.17).

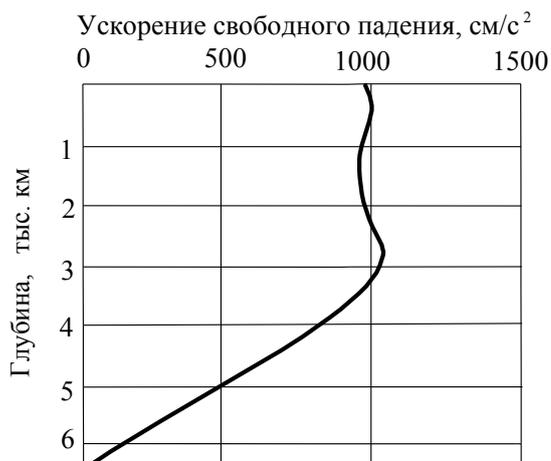


Рис. 1.17. Кривая изменения ускорения свободного падения внутри Земли

Для геологии важное значение имеют данные изучения изменения ускорения силы тяжести на поверхности Земли, так как оно определяется характером размещения в земной коре горных пород различной плотности. С этой целью геофизики проводят гравиметрическую съемку. Измерение ускорения силы тяжести осуществляют с помощью высокоточных приборов – гравиметров. По результатам гравиметрической съемки выделяют гравитационные аномалии – отклонения фактических данных измерения ускорения силы тяжести от теоретических (нормальных) их значений, которые не зависят от особенностей геологического строения земной коры.

Сила тяжести есть равнодействующая силы притяжения (функции массы тел и расстояния между ними) и центробежной силы, обусловленной вращением Земли. Отсюда следует, что нормальное значение величины « $g$ » зависит от высоты пункта измерения относительно уровня моря и географических координат этого пункта (на экваторе центробежная сила составляет примерно 0,3% от силы гравитационного притяжения, а на полюсе равна нулю). Перед проведением расчетов нормальных значений ускорения силы тяжести в данные фактических измерений вносят ряд поправок, чтобы исключить влияние высоты пункта измерения и рельефа окружающей местности. Такие поправки называются *редукцией Буге*. Они позволяют сделать сопоставимыми данные измерений, выполненные в различных пунктах. Затем по общепринятой международной формуле производят расчет нормального ускорения силы тяжести на уровне моря для любой географической широты земного сфероида со сжатием 1/297. Нормальное значение ускорения силы тяжести на поверхности Земли уменьшается от 983 гал на полюсах до 978 гал на экваторе.

Положительные гравитационные аномалии свидетельствуют о приближении к поверхности Земли горных пород с повышенной по сравнению с окружающими породами плотностью (например, железных руд или тел ультраосновных пород), а отрицательные аномалии – о дефиците массы, т.е. наличии пород с относительно низкой плотностью (например, залежей минеральных солей или гипса).

Изучение аномалий силы тяжести – основа поисков месторождений полезных ископаемых, отличающихся по плотности от окружающих пород. По данным измерения силы тяжести составляют карты гравитационного поля, на которых изолиниями (линиями равных величин) показывают пространственное распределение значений ускорения силы тяжести.

## Глава 2

### 2.1. Общие сведения о минералах, кристаллическая структура минералов

Основным объектом геологического изучения является земная кора. Она сложена разнообразными горными породами, образующими тела различной формы размером от дециметров до десятков километров. Горные породы состоят преимущественно из минералов – химических соединений в виде твердых частиц, преобладающий размер которых колеблется от долей миллиметра до первых сантиметров. Таким образом, минералы являются элементарными кирпичиками, из которых построено твердое тело земной коры. Они представляют собой химически и физически обособленные, обладающие кристаллическим строением частицы твердого неорганического вещества. Только в виде редкого исключения к минералам относят некоторые аморфные неорганические вещества (например, опал – гидрогель состава  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) и кристаллические органические соединения.

Химическая обособленность минералов проявляется в относительном постоянстве их химического состава, что позволяет каждый минерал характеризовать определенной химической формулой (например, галит – обычная каменная соль – имеет формулу  $\text{NaCl}$ ). Физическая обособленность минералов выражается их четкими ограничениями и индивидуализацией в виде зерен неправильной формы или геометрически правильных многогранников (кристаллов). В кристаллах различают: 1) грани – плоскости, ограничивающие кристалл; 2) ребра – линии пересечения граней; 3) вершины – точки пересечения ребер (рис. 2.1).

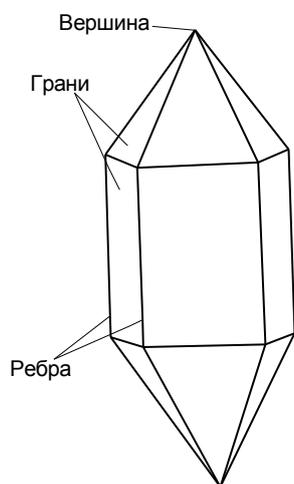


Рис. 2.1. Кристалл кварца

Минералы образуются в результате природных физико-химических процессов, чаще всего из жидкостей (расплавов или растворов), из газов, а также в результате метасоматоза (замещение одних минералов другими при взаимодействии растворов с горной породой) и перекристаллизации пород под влиянием высоких давления и температуры. В настоящее время известно около 3800 минералов, но ведущая роль в составе горных пород принадлежит ограниченному числу (около 50) так называемых породообразующих минералов.

Отдельные минералы могут быть искусственно синтезированы (например, алмаз и рубин) или получены как побочный результат некоторых технологических процессов (в частности, металлургических). Такие минералы отличаются от природных по составу и свойствам и не встречаются в горных породах.

Конкретное зерно или кристалл минерала называется минеральным индивидуумом. Минеральные индивидуумы одной кристаллической структуры и одинакового или изменяющегося в определенных пределах химического состава образуют минеральный вид. Понятие вида в минералогии является фундаментальным. На нем основывается систематика и классификация минералов. Обычно под словом «минерал» понимается именно минеральный вид; например, пирит, кальцит и т.п.

Минералы состоят из атомов, ионов, реже молекул, причем частицы каждого из перечисленных видов соединены между собой особым типом химической связи: молекулярной, ионной, ковалентной и металлической. *Молекулярная связь*, электростатическая по своей природе, очень слабая. Она вызвана движением электронов внутри атомов или молекул и не подразумевает обобществление или потерю электронов.

*Ионная связь* возникает между частицами с противоположными зарядами: положительным (катионами) и отрицательным (анионами). Катион – атом, отдавший один или несколько электронов со своей внешней оболочки, а простой анион – атом, принявший эти электроны. Наряду с простыми ионами в кристаллах нередко присутствуют комплексные анионы (радикалы) – группа ковалентно связанных атомов, участвующих в химических реакциях как единое целое. Главные минералообразующие радикалы:  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ ,  $[\text{CO}_3]^{2-}$ ,  $[\text{PO}_4]^{3-}$ ,  $[\text{SO}_4]^{2-}$ .

*Ковалентная связь* характеризуется обобществлением пары электронов двух атомов, которые могут принадлежать к разным элементам. *Металлическая связь*, характерная для самородных металлов, обусловлена свободным перемещением в кристалле электронов, общая масса которых создается путем передачи каждым атомом электронов внешней оболочки. Большинство минералов построено на основе ионной или смешанной ионно-ковалентной связи.

Индивидуализированные зерна и многогранники минералов обладают внутренним кристаллическим строением, выраженным закономерным упорядоченным расположением слагающих их частиц в узлах кристаллических решеток. Кристаллические решетки могут быть представлены в виде плотно пригнанных друг к другу многогранников (кубов, параллелепипедов, призм и т.д.), в вершинах, центрах или серединах граней которых на строго определенном для каждого минерального вида расстоянии друг от друга располагаются атомы и ионы. Грани кристаллов в решетке соответствуют плоским сеткам, а ребра – рядам по линиям пересечения этих сеток (рис. 2.2). Рост кристаллов происходит обычно за счет отложения на гранях новых слоев вещества. По мере роста кристаллов грани перемещаются параллельно самим себе.

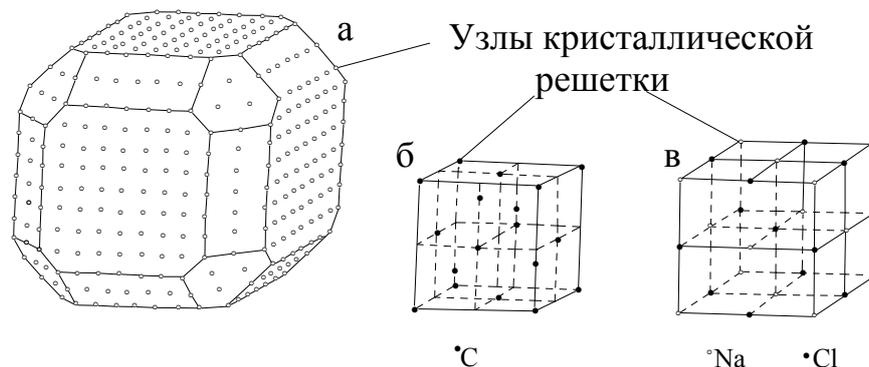


Рис. 2.2. Схема размещения узлов кристаллической решетки на поверхности кристалла (а), строение кристаллической решетки алмаза (б) и галита (в)

По особенностям пространственного распределения связей между атомами или ионами выделяют 6 основных структурных типов (мотивов) кристаллических решеток минералов: координационный, островной, кольцевой, цепочечный, слоевой и каркасный.

*Координационный* – характеризуется равномерным распределением химических связей в трех измерениях.

*Островной* – характерен для минералов, в структуре которых выделяются структурные узлы, связь внутри которых более прочная и иная по типу, чем между узлами.

*Кольцевой* – усложненный островной; структурные узлы прочно связаны между собой в кольца, между которыми размещаются скрепляющие их атомы (ионы).

*Цепочечный* – отличается линейной направленностью наиболее прочных связей в кристаллической решетке, в результате чего образуются цепочки структурных узлов. Иногда возникают сдвоенные цепочки (ленты). Образованный такими цепочками тип структуры называется *ленточным*.

*Слоевой* – характеризуется двумерным распределением наиболее прочных связей с образованием слоев, прочность связи между которыми существенно меньше, чем внутри них.

*Каркасный* – представлен структурными узлами, соединенными между собой вершинами в трехмерный каркас с равномерным распределением прочных межатомных связей. Полости каркаса могут заполняться дополнительными атомами (ионами).

Перечисленные типы структур кристаллических решеток будут проиллюстрированы ниже в разделе 2.7 на примере самого распространенного в земной коре класса минералов – силикатов.

Закономерная упорядоченность частиц внутри кристаллов обуславливает их анизотропность (неравносвойственность). Анизотропия проявляется в том, что физические свойства кристаллов (твердость, теплопроводность, электрическая проводимость и др.) одинаковы в параллельных направлениях, но различны в непараллельных. В отличие от кристаллов в некристаллическом (аморфном) веществе те же частицы расположены в беспорядке, а само вещество является изотропным.

Наука, изучающая кристаллы, называется кристаллографией. Из способности кристаллов самоограняться в соответствии со структурой кристаллической решетки конкретного минерала следует одно из важнейших положений кристаллографии – закон постоянства граничных углов, сформулированный впервые датчанином Нильсом Стеноном (Николаусом Стено) в 1669г. – «углы между соответствующими гранями во всех кристаллах одного и того же вещества постоянны». Этот закон имеет большое значение для диагностики минералов в мелких обломках кристаллов, в которых сохранились его грани, а также в том случае, когда из-за неравномерного развития граней кристалл приобретает нехарактерную для данного минерала форму (рис. 2.3).

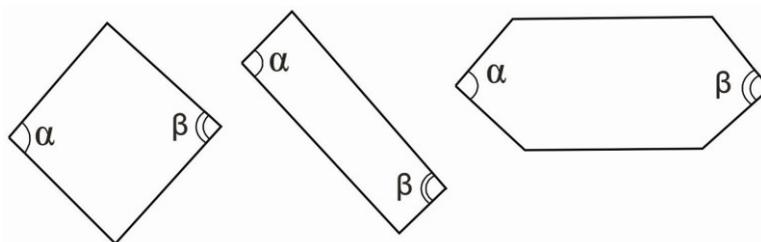


Рис. 2.3. Постоянство граничных углов при изменяющейся форме кристаллов

## 2.2. Кристаллографические особенности минералов, изоморфизм и псевдоморфозы, формы нахождения минералов в природе

**Симметрия и полиморфизм минералов.** Минералы в виде кристаллов обычно имеют симметричное строение (симметрия в переводе с греч. – соразмерность). Симметричность кристаллов выражается закономерной повторяемостью в пространстве элементов их ограничения: граней, ребер и вершин. Симметрия кристаллов описывается с помо-

щью вспомогательных геометрических образов (точек, прямых, плоскостей), относительно которых наблюдается указанная закономерная повторяемость. Такие геометрические образы называются элементами симметрии. Различают следующие элементы симметрии: центр, ось и плоскость симметрии. Симметричность кристаллов оценивается с помощью двух процедур: отражения (для центра и плоскости симметрии) и вращения или поворота (для оси симметрии).

Центр симметрии (С) – точка внутри кристалла, от которой в диаметрально противоположных направлениях на равных расстояниях располагаются все одинаковые элементы его ограничения (параллельные грани, вершины) (рис. 2.4, А).

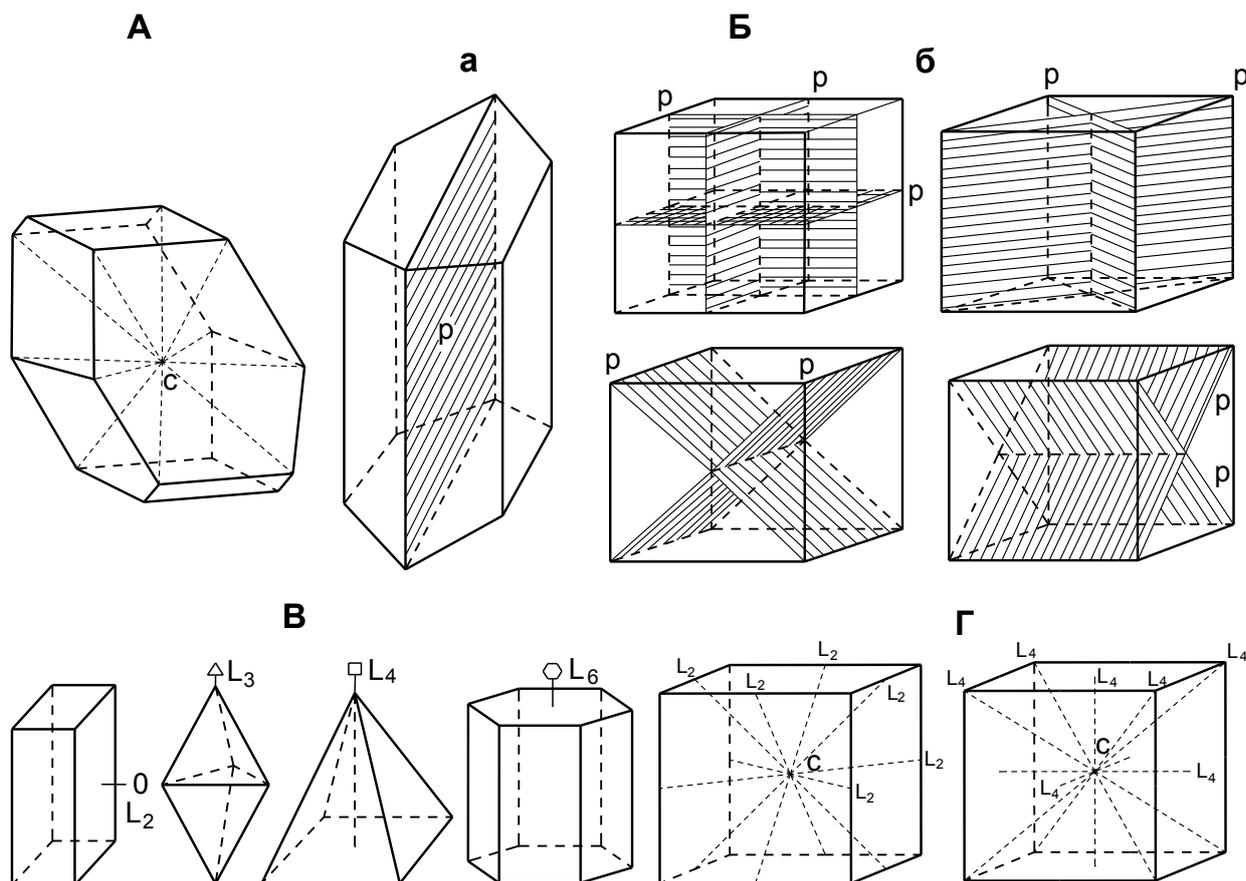


Рис. 2.4. Элементы симметрии кристаллов

А – кристалл с центром симметрии; Б – плоскости симметрии кристаллов (а – гипса с одной плоскостью симметрии, б – каменной соли с девятью плоскостями симметрии); В – кристаллы с осями симметрии второго, третьего, четвертого и шестого порядков; Г – центр симметрии и оси симметрии различных порядков в кристалле кубической формы

Плоскость симметрии (Р) – плоскость, делящая кристаллы на две равные части, каждая из которых является зеркальным отражением другой. Есть кристаллы, в которых плоскость симметрии отсутствует. В кристаллах, обладающих плоскостью симметрии, их количество зависит от формы кристалла и может быть различным: от одной до девяти (рис. 2.4, Б). Наибольшее их количество (девять) имеют кристаллы кубической формы.

Осью симметрии (L) называется прямая линия, при вращении (повороте) вокруг которой на один и тот же угол наблюдается правильное повторение элементов ограничения кристалла, т.е. самосовмещение его со своим исходным положением. Число самосовмещений при полном повороте (на  $360^\circ$ ) определяет порядок оси симметрии, который указывается цифрой справа внизу буквы L. Кристаллы могут обладать осями симметрии второго, третьего, четвертого и шестого порядков:  $L_2$ ,  $L_3$ ,  $L_4$ ,  $L_6$  (рис. 2.4,В). Число осей определенного порядка обозначается цифрой, стоящей перед буквой; например,  $2L_3$ .

Выходы осей симметрии в кристаллах находятся в центрах противоположных граней, серединах противоположных ребер, в вершинах. Оси симметрии могут также проходить через вершину и центр противоположной грани, через вершину и середину противоположного ребра (рис. 2.4, Г).

Число элементов симметрии зависит от внутреннего строения кристаллов и строго ограничено. Русский ученый А.В. Гадолин в 1869 г. показал, что у кристаллов возможны 32 различные комбинации элементов симметрии (видов симметрии). Все виды симметрии группируются по степени сложности в 7 групп или систем, называемых сингониями (от греч. «син» – вместе, «гонии» – угол), которые в порядке повышения степени симметричности образуют следующий ряд: триклинная, моноклинная, ромбическая, тригональная, тетрагональная, гексагональная, кубическая. Первые три сингонии образуют низшую категории, последующие три входят в среднюю категорию, а кубическая сингония относится к высшей категории симметричности. Каждая сингония характеризуется своими элементами симметрии (табл.2.1).

*Триклинной* сингонией обладают кристаллы, в которых есть только центр симметрии (С) или элементы симметрии отсутствуют.

Кристаллы *моноклинной* сингонии имеют одну плоскость симметрии или одну ось второго порядка, или ту и другую вместе в сочетании с центром симметрии.

*Ромбическая* сингония объединяет кристаллы с одной или тремя осями второго порядка, иногда в комбинации с двумя или тремя плоскостями симметрии. Наивысшее сочетание элементов симметрии  $3L_23PC$ .

Таблица 2.1

Элементы симметрии в кристаллах различных сингоний

Категория	Сингония	Элементы симметрии	
		Обязательные	В наивысшей комбинации
Низшая	Триклинная	Нет	С
		$L_2, P$	$L_2PC$
Средняя	Моноклинная	$L_2, P$	$3L_23PC$
	Ромбическая	$L_3$	$L_33L_23PC$
	Тригональная	$L_4$	$L_44L_25PC$
Высшая	Тетрагональная	$L_6$	$L_66L_2PC$
	Гексагональная	$4L_3$	$3L_44L_36L_29PC$
	Кубическая		

В *тригональной, тетрагональной и гексагональной* сингониях обязательно присутствует одна ось симметрии соответственно третьего, четвертого и шестого порядков. Высшее сочетание элементов симметрии указанных сингоний (в порядке сделанного выше перечисления):  $L_33L_23PC$ ,  $L_44L_25PC$  и  $L_66L_2PC$ . Формы кристаллов тригональной и гексагональной сингоний похожи, вследствие чего их иногда объединяют в одну сингонию – гексагональную.

Для *кубической* сингонии характерно присутствие нескольких осей симметрии высокого порядка (обязательно  $4L_3$ ). Высшее сочетание элементов симметрии в этой сингонии  $3L_44L_36L_29PC$ .

Примеры минералов различных сингоний: триклинной – плагиоклазы (альбит, олигоклаз и др.), микроклин и анортоклаз; моноклинной – ортоклаз, гипс, авгит, роговая обманка, мусковит; ромбической – оливин, барит, самородная сера; тетрагональной – циркон, халькопирит; тригональной – кальцит, доломит, магнезит, гематит, кварц, корунд; гексагональной – апатит, нефелин; кубической – галит, пирит, алмаз, магнетит, гранат.

Умение различать сингонии даже в относительно крупных кристаллах с четко выраженными гранями – задача непростая, требующая более глубоких, чем это предусмотрено курсом «Общая геология», знаний кристаллографии. Однако некоторые сингонии определяются достаточно легко по характерным особенностям геометрии кристаллов.

Например, кристаллы ромбической сингонии в поперечном сечении часто имеют форму ромба, а тетрагональной – квадрата или восьмиугольника. Для кристаллов тригональной сингонии характерна форма ромбоэдра (шестигранника с ромбическими гранями), гексагональной – шестигранной призмы, иногда увенчанной гексагональной пирамидой, кубической – куба или октаэдра, а также двенадцатигранников с гранями в виде ромба (ромбододекаэдра) или пятиугольника (пентагондододекаэдра).

Из одного и того же химического соединения или элемента в различных физико-химических условиях (температуры, давления, кислотности-щелочности среды и т.д.) могут образоваться минералы различной сингонии, обладающие совершенно разными физическими свойствами. Например, графит и алмаз (рис. 2.5) состоят из чистого углерода, но у графита гексагональная сингония и слоевая упаковка атомов, вследствие чего он имеет чешуйчатое строение и очень мягкий (мажется в руках), а алмаз образует кристаллы кубической сингонии, имеет плотную каркасную упаковку атомов и является самым твердым минералом. Способность твердых веществ образовывать при одном и том же химическом составе различные по строению кристаллические решетки, а, следовательно, создавать разные по форме кристаллы, называется *п о л и м о р ф и з м о м* (греч. «полиморфоз» – многообразный).

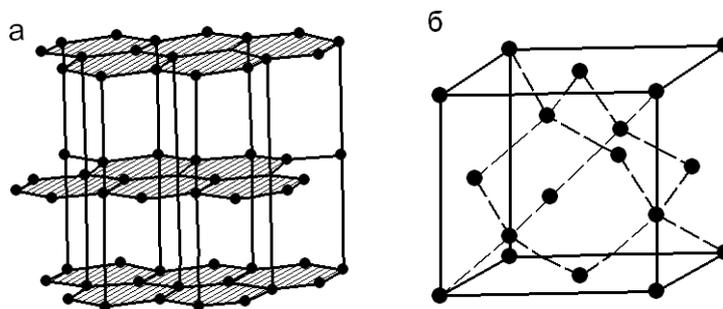


Рис. 2.5. Кристаллические решетки полиморфных модификаций углерода  
а – графит, б – алмаз

**Габитус и размеры кристаллов.** Габитус (по латыни – «внешность, наружный вид») – характерная форма кристалла. Различают три группы таких форм:

- 1) изометрические – одинаково развитые по всем трем направлениям (например, октаэдры магнетита, кубы пирита или галита);
- 2) удлиненные в одном направлении – призматические, столбчатые, игольчатые, характерные для кварца, апатита, берилла;
- 3) формы, вытянутые в двух направлениях при сохранении третьего короткого – таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые кристаллы (хлорит, слюда, гипс).

Размеры кристаллов изменяются от долей миллиметра до первых метров, а наиболее часто встречаются кристаллы размером от первых миллиметров до первых сантиметров. В благоприятных условиях свободного роста образуются кристаллы размером в несколько метров и, наоборот, в стесненных условиях получается агрегат мелких кристаллов, вплоть до микроскопических зерен, различимых только при сильном увеличении.

**Изоморфизм.** Минералы могут быть представлены химическими соединениями постоянного и непостоянного состава. Непостоянство состава отдельных минералов обусловлено изоморфизмом (греч. «изос» – одинаковый, «морфос» – форма) – явлением взаимного замещения атомов и ионов в кристаллических решетках минералов без нарушения их структуры. Изоморфно замещаются атомы и ионы, близкие по своим свойствам (размерам, типу химической связи и т.п.). Различают изоморфизм полный, или совершенный, и неполный, или несовершенный. В случае *п о л н о г о* *и з о м о р ф и з м а* замещаемость 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  $\text{Ca}$

[Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>] со схемой замещения Na ↔ Ca, Si ↔ Al. При неполном изоморфизме смешимость компонентов возможна в определенных пропорциях. Например, в кальците CaCO<sub>3</sub> до 22% Ca может замещаться Mg.

**Псевдоморфозы.** Иногда минералы принимают несвойственную им форму кристаллов. Такие формы называют псевдоморфозами (ложными формами). Они образуются в результате замещения исходного минерала или его растворения с последующим заполнением полученной полости. Широко известна псевдоморфоза лимонита по кубическим кристаллам пирита (рис. 2.6, а). Примером псевдоморфоз является также окаменелости, в которых органическое вещество животного или растения целиком замещается кальцитом, опалом или скрытокристаллическим кварцем (халцедоном), сохраняя при этом все особенности своей формы и многие детали внутреннего строения (рис. 2.6,б).

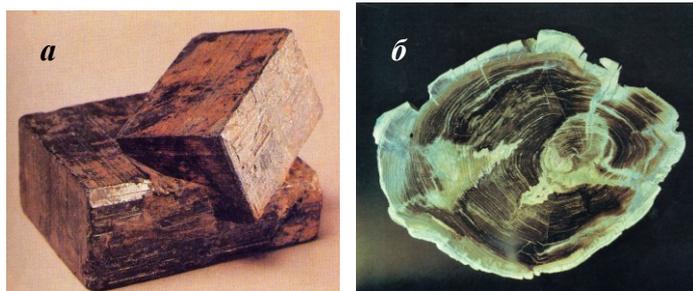


Рис. 2.6. Псевдоморфозы:  
а – лимонита по пириту, б – халцедона по дереву (окаменелое дерево)

#### Формы нахождения минералов в природе:

- *монокристаллы* – единичные хорошо ограненные кристаллы (рис. 2.7, 1);
- *двойники* – закономерно сросшиеся два кристалла одного минерала (рис. 2.7, 2-4);
- *сростки* нескольких кристаллов без определенной закономерности (рис. 2.7, 5);
- *друзы* (рис. 2.7, б) – сростки более или менее правильных кристаллов, приросших одним концом к горной породе (образуются в открытых полостях, в которых возможен свободный рост минералов); разновидность друзы, характеризующаяся небольшой и примерно одинаковой высотой кристаллов, называется *щеткой* (рис. 2.7, 7);
- *зернистые агрегаты*, плотно прилегающих друг к другу кристаллов (рис. 2.7, 8);
- *землистые* (рис. 2.7, 9) и *плотные* (рис. 2.7, 9) *массы*, в которых отдельные минеральные зерна неразличимы невооруженным глазом (в отличие о плотных масс землистые легко растираются пальцами);
- *дендриты* (греч. «дендрон» – дерево) – минеральные пленки, по форме напоминают ветки хвойных растений; образуются в результате быстрой кристаллизации минералов на стенках тонких трещин (рис. 2.7, 11);
- *секреции* – результат постепенного отложения минерального вещества от стенок к центру небольших пустот в горных породах (крупные секреции с оставшейся в середине пустотой – *жеоды* (рис. 2.7, 12), а мелкие секреции в эффузивных породах – *миндалины*);
- *конкреции* – стяжения шарообразной формы, обычно радиально-лучистого внутреннего строения; образуются в результате отложения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации (рис. 2.7, 13);
- *оолиты* – шаровидные образования, обладающие концентрически-слоистым, иногда радиально-лучистым строением; образуются в процессе накопления и преобразования осадков в водных бассейнах; иногда являются продуктом кристаллизации гидротермальных растворов (рис. 2.7, 14);

- *натечные формы* имеют вид сосулек (свисающих сверху – *сталактитов*, а растущих снизу – *сталагмитов*), почек (рис 2.7, 15, 16) или гроздей; образуются при медленной кристаллизации вещества из растворов;
- *налеты, выцветы* – тонкие пленки минералов на поверхности горных пород.

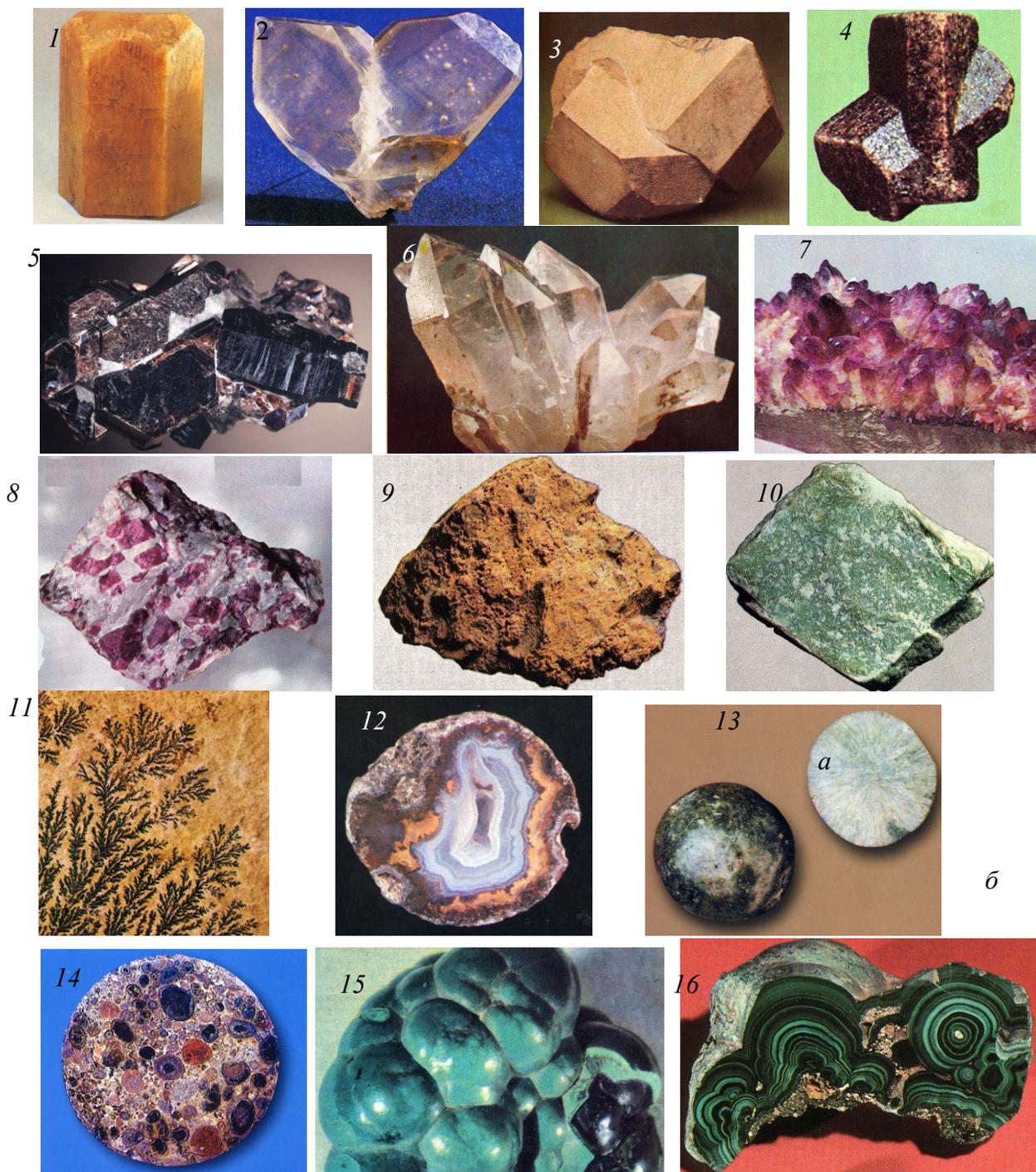


Рис. 2.7. Форма нахождения минералов в природе:

1 – монокристалл берилла; 2-4 – двойники: 2 – кварца, 3 – микроклина, 4 – ставролита; 5 – сросток кристаллов флогопита; 6 – друза кварца; 7 – щетка аметиста; 8 – зернистый агрегат минералов (розовое – корунд); 9 – землистая масса лимонита (бурого железняка); 10 – плотная масса тонкозернистого кварца; 11 – дендриты оксидов марганца; 12 – секрция (жеода) халцедона; 13 – конкреция фосфорита (а – внешний вид, б – внутреннее строение); 14 – оолиты боксита; почка малахита: 15- внешний вид, 16 – внутреннее строение

### 2.3. Физические свойства и диагностические признаки, классификация минералов

Главнейшими физическими свойствами минералов, знание которых помогает макроскопически определить вид минерала, являются цвет, цвет черты минерала (цвет его в порошке), прозрачность, блеск, излом, спайность, твердость, плотность, магнит-

ность. Кроме того, некоторые минералы обладают особыми свойствами (вкусом, запахом и другими).

**Цвет минералов** может быть самый разнообразный и включает всю гамму природных окрасок. Иногда встречаются бесцветные, прозрачные минералы. Окраска минерала зависит главным образом от его химического состава и от примесей элементов – х р о м о ф о р о в (носителей окраски), к числу которых относятся хром, ванадий, марганец, железо, кобальт и др. Для некоторых минералов цвет является характерным и постоянным признаком (например, малахит всегда зеленый, киноварь – красная, пирит – латунно-желтый). Однако многие минералы (кварц, флюорит, гипс и др.) могут иметь различную окраску.

К характеристике цвета относится и р и з а ц и я («внутреннее свечение»), обусловленная интерференцией света при его отражении от плоскостей тончайших трещин и пленок в минерале. Например, темно-серый лабрадор (минерал из группы плагиоклазов) при повороте к источнику света на определенный угол часто иризирует в ярко-синих тонах (рис. 2.8, а). Иногда, кроме основной окраски минерала, тонкая поверхностная пленка придает ему еще и дополнительную. Это явление называется п о б е ж а л о с т ь ю и выражается обычно радужным переливанием синего, красного и фиолетового цвета (например, у халькопирита) (рис. 2.8, б).

**Цвет черты** – цвет минерала в растертом состоянии. Обычно его наблюдают, проводя куском минерала черту на белой шероховатой (неглазурованной) фарфоровой пластинке. При этом черта получается в том случае, когда твердость минерала меньше твердости фарфора. Если твердость минерала выше твердости фарфора, то минерал образует на пластинке царапину. Наибольшее диагностическое значение цвет черты имеет для минералов, у которых этот цвет отличается от окраски минерала. Например, цвет гематита черный, а черта вишнево-красная; цвет пирита латунно-желтый, а черта черная с золотистым оттенком.

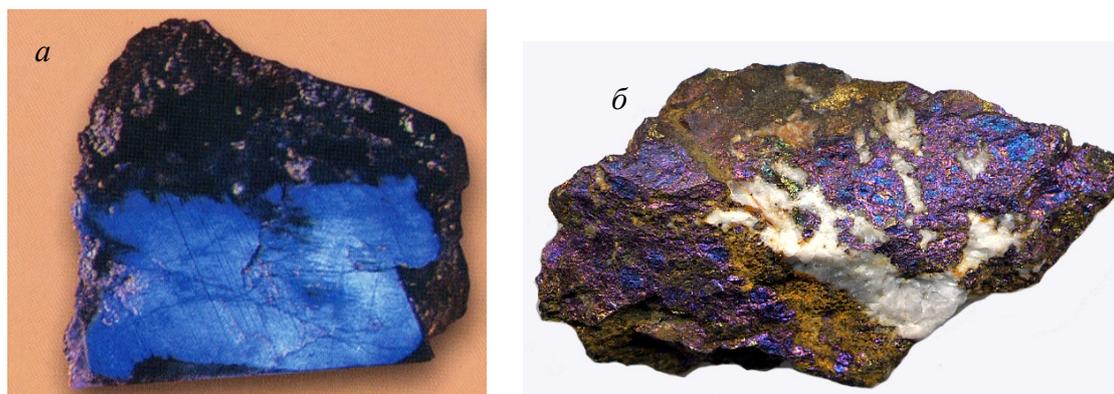


Рис. 2.8. Иризация лабрадора (а) и побежалость халькопирита (б)

**Блеск минералов** определяется главным образом их способностью отражать от своей поверхности свет. Блеск может быть металлическим (сильным, свойственным металлам), полуметаллическим, имеющим вид потускневшего металла, и неметаллическим, к которому относятся несколько разновидностей блеска: алмазный, стеклянный, жирный, перламутровый и шелковистый.

**Прозрачность** – способность минералов пропускать свет. По этому признаку минералы делятся на прозрачные, полупрозрачные (через них видны лишь очертания предметов), просвечивающиеся (пропускают свет только в очень тонких пластинках) и непрозрачные (совсем не пропускающие света).

Некоторые прозрачные минералы обладают свойством д в о й н о г о л у ч е п р е л о м л е н и я (раздвоения световых лучей). Особенно хорошо оно выражено у прозрачных разновидностей кальцита, называемых исландским шпатом. Если через исландский шпат рассматривать печатный текст, то возникает двойное изображение.

**Излом** – характер неровных поверхностей, образующихся при раскалывании минерала. Излом может быть раковистый, занозистый, землистый, неровный, зернистый.

**Спайность** – способность многих минералов раскалываться по параллельным плоскостям (одной или нескольким) на тонкие пластинки. Положение плоскостей спайности совпадает с кристаллографическими направлениями (гранями), в которых ослаблены силы сцепления между атомами и ионами в кристаллической решетке.

Различают пять видов спайности: *весьма совершенная* (минерал легко расщепляется на тонкие листочки), *совершенная* (минерал раскалывается при слабом ударе молотка на гладкие пластинки, куски или другие формы), *средняя* (при расколе образуется как плоскости спайности, так и поверхности с неровным изломом), *несовершенная* (обнаруживается с трудом, при расколе преобладают обломки, ограниченные неровными поверхностями) и *весьма несовершенная* (спайность практически отсутствует). Примеры минералов, обладающих различной спайностью: *весьма совершенной* – слюды, гипс, хлорит; *совершенной* – галит, галенит, кальцит; *средней* – полевые шпаты, роговая обманка; *несовершенной* – апатит, оливин, самородная сера; *весьма несовершенной* – кварц, корунд.

**Твердость минерала** – степень его сопротивления внешнему механическому воздействию (царапанию, резанию и истиранию). Для определения твердости минералов принята шкала Мооса<sup>1</sup>, включающая 10 эталонных минералов (в порядке возрастания твердости от 1 до 10): 1 – тальк, 2 – гипс, 3 – кальцит, 4 – флюорит, 5 – апатит, 6 – ортоклаз, 7 – кварц, 8 – топаз, 9 – корунд, 10 – алмаз.

Твердость исследуемого минерала определяется путем царапания его эталоном, или, наоборот, царапая им эталон. Если, например, минерал царапается кварцем, а сам царапает ортоклаз, то значит, его твердость составляет около 6,5.

При отсутствии шкалы Мооса твердость минерала определяют при помощи распространенных предметов. Так, твердость карандаша – 1, ногтя – 2, бронзовой монеты – 3-4, железного гвоздя – 4, оконного стекла – 5, иголки, стального ножа – 6, напильника – 7. Этого бывает вполне достаточно, так как подавляющее число минералов обладает твердостью 2-6.

**Плотность** – отношение массы вещества к ее объему. Плотность различных минералов колеблется от 2,0 до 23 г/см<sup>3</sup>. Она определяется с помощью специальных приборов. На практике для приблизительного определения плотности пользуются взвешиванием на руке. К легким относятся минералы с плотностью до 2,5 г/см<sup>3</sup> (графит, сера, гипс, галит), средним – 2, 5-4 (кальцит, кварц, полевые шпаты, слюды) и тяжелым – больше 4 (барит, сульфиды и оксиды большинства металлов, самородные металлы). Наиболее распространены минералы с плотностью от 2 до 5 г/см<sup>3</sup>.

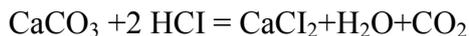
**Магнитность** – способность воздействовать на магнитную стрелку или притягиваться магнитом – присуща небольшому числу минералов, из которых самые распространенные магнетит и пирротин.

**Особые свойства минералов.** Это специфические свойства (вкус, запах, реакция с соляной кислотой) которыми обладают некоторые минералы.

*Вкус.* Соленым вкусом обладают галит (каменная соль), а горько-соленым сильвин (калийная соль).

*Запах.* При трении или ударе образцов самородной серы возникает характерный «серный» запах, а образцов арсенипирита – запах чеснока.

*Реакция с соляной кислотой.* Реакция со слабой 1,5-10% соляной кислотой типична для карбонатов. В результате этой реакции выделяется углекислый газ, что проявляется «вскипанием» минерала:



В куске с соляной кислотой активно реагирует кальцит, в порошке – доломит, при нагревании – магnezит.

**Диагностические признаки (свойства) минералов** – характерные особенности габитуса кристаллов, отличительные физические и прочие свойства минералов, совокупность которых позволяет с высокой степенью надежности макроскопически определить их вид. Например, для киновари диагностическими признаками являются ярко красный

---

<sup>1</sup> Фридрих Моос – австрийский геолог; предложил шкалу твердости минералов в 1812 г.

цвет и алмазный блеск, для кальцита – весьма совершенная спайность по ромбоэдру и бурная реакция с соляной кислотой.

**Классификация минералов.** Современная классификация минералов основывается на их химическом составе и особенностях кристаллической структуры. По этим критериям выделяют 4 типа минералов (наиболее крупных единиц классификации), а внутри типов – классы минералов, которые в свою очередь могут быть разделены на подклассы, а затем на группы и подгруппы. Упрощенный вариант такой классификации с указанием минералов, подлежащих изучению в рамках курса «Общая геология», приведен в табл. 2.2.

Таблица 2.2

**Классификация минералов**

Тип Класс Подкласс	Группа Подгруппа	Минералы
<b>I. Простые вещества (самородные элементы)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Самородные металлы</li> <li>• Самородные неметаллы</li> </ul>		Золото, платина, серебро, медь Сера, графит, алмаз
<b>II. Сернистые и родственные им соединения</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Сульфиды</li> </ul>		Пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, киноварь, антимонит, молибденит
<b>III. Галогенные соединения</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Фториды</li> <li>• Хлориды</li> </ul>		Флюорит Галит, сильвин
<b>IV. Кислородные соединения</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Оксиды и гидроксиды</li> <li>• Карбонаты</li> <li>• Сульфаты</li> <li>• Фосфаты</li> <li>• Силикаты</li> </ul> <div style="margin-left: 20px;"> <i>Островные</i> }  <i>Кольцевые</i> }  <i>Цепочечные</i> }  <i>Ленточные</i> }    <i>Слоевые</i> }  <i>(листовые)</i> }    <i>Каркасные</i> }                 </div>	Гранаты* Пироксены* Амфиболы Слюды Хлориты* Плаггиоклазы: <i>Полевые шпаты</i> Калиевые полевые <i>шпаты</i> Фельдшпатоиды	Кварц, магнетит, гематит, лимонит, хромит, корунд Кальцит, доломит, магнезит, сидерит Барит, гипс Апатит Оливин Гранаты Берилл Пироксены Роговая обманка, тремолит- актинолит, рибекит Тальк, серпентин Мусковит, биотит, флогопит, лепидолит Хлориты Альбит, олигоклаз, лабрадор Ортоклаз, микроклин (амазонит) Нефелин

*Примечание:* \* – группы, внутри которых минералы (все или большинство) визуально практически не отличаются друг от друга.

По числу минеральных видов на первом месте находятся кислородные соединения (75,12%). Далее следуют сернистые и родственные им соединения (16,62%), причем собственно сульфиды составляют 13%. Галогенные соединения включают всего 4,6%, а самородные элементы 3,67% от числа всех известных минеральных видов. Наиболее многочисленными являются следующие классы кислородных соединений: силикаты (25,14%), фосфаты (18,2%), оксиды и гидроксиды (13,44%). Если оценивать долю минералов определенного класса в массе земной коры, то очевидно преобладание силикатов (75%), а также оксидов и гидроксидов (17%). Таким образом, земная кора является по минеральному составу преимущественно оксидно-силикатной.

## 2.4. Простые вещества (самородные элементы)

Самородные металлы могут быть представлены как одним элементом, так и твердым раствором (природным сплавом) нескольких элементов. Среди самородных металлов наиболее распространены золото и платиноиды (платина, иридий, осмий, палладий, родий, рутений). Самородное состояние обычно также для серебра и меди. Известны (в основном как материал метеоритов) самородное железо и его сплавы с никелем и кобальтом. Редко и в очень небольших количествах встречаются самородные свинец, олово, индий, ртуть, кадмий, висмут, цинк и алюминий. Самородные металлы обладают хорошей электро- и теплопроводностью, металлическим блеском, ковкостью, отсутствием спайности и, как правило, большой плотностью и невысокой твердостью.

Самородные неметаллы – моноэлементные вещества. В них присутствуют, как правило, только механические примеси других элементов. Самородные неметаллы представлены главным образом серой и углеродом (в виде двух полиморфных модификаций – графита и алмаза). В незначительных количествах в самородном виде встречается также мышьяк, селен, теллур, германий и кремний.

*Золото – Au.* Обычно содержит примеси серебра и меди. Обладает кубической сингонией. Кристаллы золота – большая редкость. Чаще всего оно образует зерна неправильной формы, листочки и чешуйки различного, но преимущественно микроскопического размера. В россыпях иногда встречается в виде довольно крупных (массой от первых граммов до нескольких килограммов, редко более) кусков, так называемых самородков (рис.2.9,1). Цвет золотисто-желтый. Черта металлическая, желтая. Твердость 2,5-3. Плотность 15,6 – 18,3 г/см<sup>3</sup>.

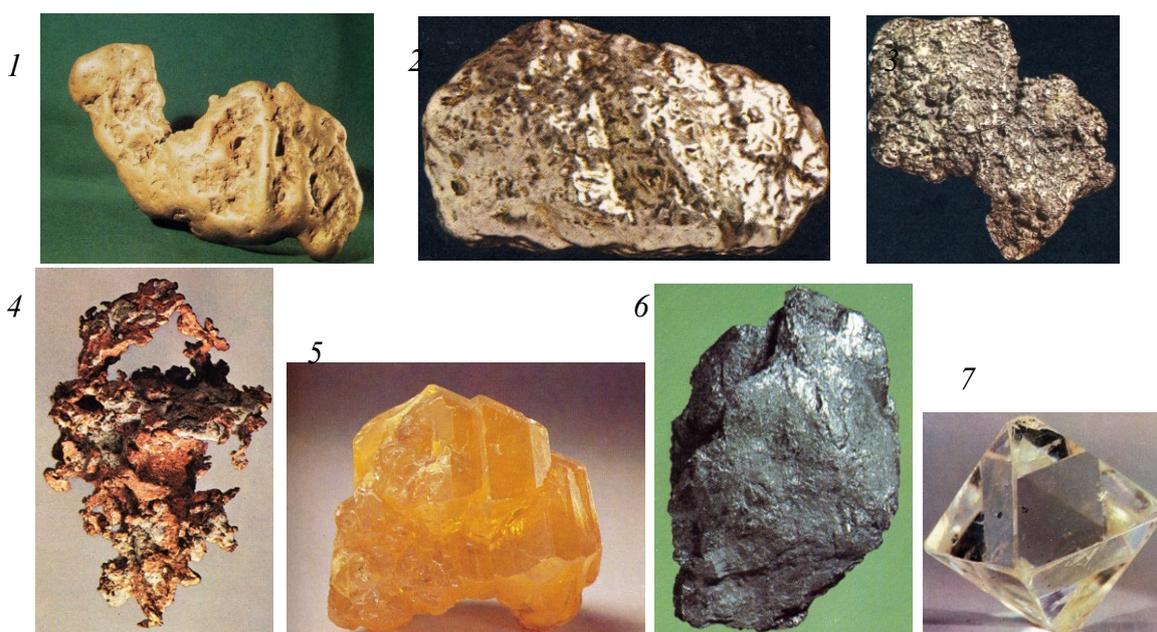


Рис. 2.9. Самородные элементы

1 – золото, 2 – платина, 3 – серебро, 4 – медь, 5 – сера, 6,7 – углерод (6 – графит, 7 – алмаз)

*Платина* – Pt. Как правило, образует природные сплавы (твердые растворы) с другими металлами платиновой группы, а также с медью и железом. Сингония кубическая. Обычно наблюдается в виде мельчайших зерен неправильной формы. Известны также самородки платины (рис. 2.9, 2). Цвет стально-серый. Черта серая. Твердость 4-4,5. Плотность 15-19 г/см<sup>3</sup>.

*Серебро* – Ag. Обычно образует неправильные зерна и сплошные массы – самородки (рис. 2.9, 3); встречается также в виде пластинок, листочков и дендритов. Сингония кубическая. Цвет серебряно-белый. Черта металлическая блестящая. Твердость 2,5-3,0. Плотность 10,1 – 11,1 г/см<sup>3</sup>.

*Медь* – Cu. Сингония кубическая. Характерны дендритовидные выделения (рис. 2.9, 4), но встречается также в виде вкрапленности и плотных сплошных масс. Цвет медно-красный, часто с побежалостью. Черта металлическая блестящая. Твердость 2,5-3. Плотность 8,5-8, г/см<sup>3</sup>.

*Сера* – S. Сингония ромбическая. Встречается в виде кристаллических (рис. 2.9, 5), зернистых и порошковых масс, налетов и корочек, иногда образует кристаллы дипирамидальной и тонкопластинчатой формы. Цвет лимонно- и зеленовато- желтый. Блеск на гранях алмазный, а на изломе – жирный. Твердость 2. Черта бесцветная. Спайность несовершенная. Излом раковистый. Обладает высокой хрупкостью. Плотность 2 г/см<sup>3</sup>.

*Графит* – C. Сингония гексагональная. Форма кристаллов – мелкие шестиугольные таблички. Обычно образует тонкочешуйчатые агрегаты (рис. 2.9, 6). Цвет серый. Черта серая, темно-серая, блестящая. Жирный на ощупь, пачкает руки. Спайность весьма совершенная в одном направлении, блеск полуметаллический, твердость 1, плотность 2,2 г/см<sup>3</sup>.

*Алмаз* – C. Сингония кубическая. Форма кристаллов – обычно октаэдры (рис. 2.9, 7), реже додекаэдры, кубики и тетраэдры. Бесцветный водяно-прозрачный или окрашенный в голубой, синий, желтый, бурый и черный цвета. Блеск алмазный. Твердость 10. Плотность 3,4-3,5 г/см<sup>3</sup>.

## 2.5. Сернистые и родственные им соединения

Минералы этого типа представлены соединениями элементов с серой (сульфидами), а также с селеном, теллуром, мышьяком, сурьмой и висмутом. В природе наиболее распространены сульфиды. Они имеют важное практическое значение, так как образуют руды многих цветных металлов. В таких рудах часто вместе с типичными сульфидами присутствует близкий к ним сульфид арсена – арсенид железа – арсенид железа – арсенид железа. Поэтому ниже наряду с сульфидами будет описан и этот минерал.

Важнейшие диагностические свойства большинства сульфидов: металлический блеск и черный цвет черты (исключения: сфалерит и киноварь), высокая плотность (выше 4 г/см<sup>3</sup>) и относительно небольшая (меньше 5) твердость (исключения: пирит и арсенид железа)

*Пирит* – FeS<sub>2</sub>. Сингония кубическая. Образует зернистые агрегаты, а также кристаллы в форме кубиков, реже пентагон-додекаэдров и октаэдров (рис. 2.10, 1). Диагностические признаки: упомянутый выше габитус кристаллов, цвет соломенно-желтый, черта черная, высокая (6-6,5) твердость. Прочие свойства: блеск металлический, излом неровный, спайность отсутствует, плотность 4,9-5,2 г/см<sup>3</sup>.

*Пирротин* – Fe<sub>1-x</sub>S, где x = 0,0-0,2. Сингония гексагональная. Кристаллы образует редко. Обычно встречается в виде сплошных зернистых масс (рис. 2.10, 2). Диагностические признаки: цвет бронзово-желтый, черта серо-черная, обладает магнитными свойствами. Прочие свойства: блеск металлический, спайность несовершенная, излом неровный, раковистый; твердость 3,5 – 4,5; плотность 4, 5-4,7 г/см<sup>3</sup>.

*Арсенипирит* – FeAsS. Сингония моноклинная. Образует зернистые агрегаты (рис. 2.10, 3), а также отдельные призматические кристаллы. Диагностические признаки: цвет оловянно-белый, высокая (6) твердость, при ударе издает чесночный запах. Прочие

свойства: черта серовато-черная, блеск металлический, спайность средняя, излом неровный, плотность 6 г/см<sup>3</sup>.

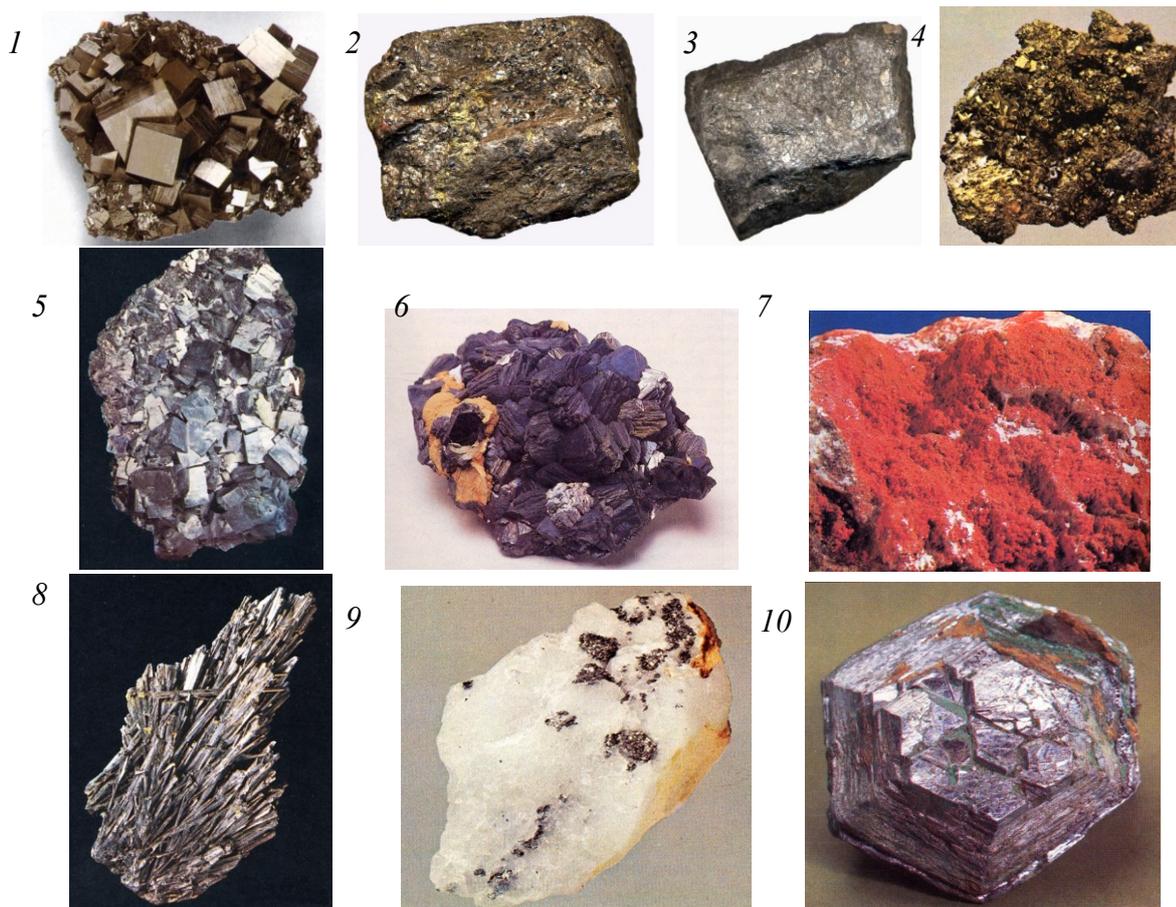


Рис. 2.10. Сульфиды

1 – пирит, 2 – пирротин, 3 – арсенопирит, 4 – халькопирит, 5 – галенит, 6 – сфалерит, 7 – киноварь, 8 – антимонит; 9-10 – молибденит: 9 – гнездово-вкрапленные выделения в кварце; 10 – монокристалл при сильном увеличении

*Халькопирит* –  $CuFeS_2$ . Сингония тетрагональная. Кристаллы образует редко; обычно встречается в зернистых массах (рис. 2.10, 4). Диагностические признаки: цвет от латунно-желтого до золотисто-желтого, черта зеленовато-черная, на поверхности минерала часто наблюдается радужная побежалость. Прочие свойства: блеск металлический, спайность отсутствует, излом раковистый, неровный; твердость 3,5-4, плотность 4,2 г/см<sup>3</sup>.

*Галенит* –  $PbS$ . Сингония кубическая. Характерны кристаллы в форме куба и кубооктаэдра (рис.2.10,5). Обычно встречается в виде кристаллически-зернистых масс. Диагностические свойства: цвет свинцово-серый, сильный металлический блеск, спайность совершенная в трех взаимно перпендикулярных плоскостях (по кубу), высокая плотность (7,5 г/см<sup>3</sup>). Прочие свойства: цвет черты серовато-черный, твердость 2-3.

*Сфалерит* –  $ZnS$ . Сингония кубическая. Редко образует кристаллы тетраэдрического облика. Обычно встречается в кристаллически-зернистых массах (рис.2.10,6). Диагностические свойства: алмазный блеск, цвет черты от светло-желтого до темно-бурого, всегда светлее цвета минерала в образце; совершенная спайность в шести направлениях. Прочие свойства: цвет меняется в зависимости от примеси железа от медово – желтого у несодержащей железа разновидности – *клейофана*, до темно-бурого у железистой разновидности – *марматита*; полупрозрачный, твердость 3,5-4, плотность 3,9-4,2 г/см<sup>3</sup>.

*Киноварь* –  $HgS$ . Сингония тригональная. Форма кристаллов – ромбоэдрическая, таблитчатая. Встречается преимущественно в виде вкрапленников, примазок, налетов, а

также сплошных масс (рис. 2.10, 7). Диагностические свойства: ярко красный цвет, красная черта, алмазный блеск. Прочие свойства: спайность совершенная, твердость 2-2,5, плотность 8 г/см<sup>3</sup>.

*Антимонит* –  $Sb_2S_3$ . Сингония ромбическая. Образует удлиненные призматические, столбчатые и игольчатые кристаллы (рис. 2.10, 8), а также зернистые массы. Диагностические свойства: удлиненный габитус кристаллов, цвет минерала и черты свинцово-стально-серый, поперечная штриховка на плоскостях спайности. Прочие свойства: блеск металлический, спайность совершенная в одном направлении, излом неровный, твердость 2, плотность 4,5-4,6 г/см<sup>3</sup>.

*Молибденит* –  $MoS$ . Сингония гексагональная. Обычно встречается в чешуйчатых и листовых агрегатах (рис. 2.10, 9). Отдельные кристаллы имеют таблитчатый шестигранный облик (рис. 2.10, 10). Диагностические свойства: свинцово-серый цвет, металлический блеск, низкая (1) твердость, совершенная спайность в одном направлении. Прочие свойства: черта голубовато-серая, плотность 4,7-5 г/см<sup>3</sup>.

## 2.6. Галогенные соединения (галогениды)

К этому типу минералов относятся соединения галогенов или, как их еще называют, галоидов (фтора, хлора, брома и йода) преимущественно со щелочными и щелочноземельными металлами. Из галогенидов в земной коре наиболее распространены фториды и хлориды, представляющие собой соли соответственно плавиковой (HF) и соляной (HCl) кислоты. Фториды являются продуктом главным образом магматических и гидротермальных процессов. Хлориды имеют в основном осадочное происхождение и являются главными минералами соленосных толщ. Самый распространенный минерал среди фторидов – флюорит, а среди хлоридов – галит и сильвин.

*Флюорит* –  $CaF_2$ . Сингония кубическая. Образует преимущественно плотные землистые и шестоватые агрегаты и друзы, сложенные кристаллами кубической (рис. 2.11, 1) и реже октаэдрической формы. Диагностические свойства: совершенная спайность в четырех направлениях, стеклянный блеск, твердость 4, часто обладает полихромной окраской – цвет в разных частях образца может быть зеленым, фиолетовым, розовым, коричневым. Прочие свойства: черта бесцветная, прозрачен, излом неровный, плотность 3-3,2 г/см<sup>3</sup>.



Рис. 2.11. Галогениды  
1 – флюорит; 2 – галит (каменная соль), 3 – сильвин

*Галит* –  $NaCl$ . Сингония кубическая. Встречается в виде кристаллов кубического габитуса (рис.2.11, 2), зернистых агрегатов, налетов и корочек. Диагностические признаки: твердость 2, легко растворим в воде, соленый на вкус, весьма совершенная спайность по кубу. Прочие свойства: бесцветный или окрашен в белый, красный, голубой цвет, черта бесцветная, блеск стеклянный (на несвежей поверхности – жирный), прозрачный, плотность 2,2 г/см<sup>3</sup>.

*Сильвин* –  $KCl$ . По типу сингонии, диагностическим признакам и прочим свойствам близкий к галиту. Отличается от него горько-соленым вкусом и тем, что обычно встреча-

ется в кристаллически-зернистых массах, хотя иногда образует крупные индивидуальные кристаллы или их сростки (рис. 2.11, 3).

## 2.7. Кислородные соединения

Кислородные соединения – наиболее многочисленный тип минералов. Он представлен соединениями катионов с кислородом или гидроксилем, а также разными радикалами, в состав которых входит кислород.

**Оксиды и гидроксиды.** Соединения химических элементов (главным образом металлов и кремния) с кислородом образуют оксиды, а с гидроксилем  $\text{OH}^{1-}$  – гидроксиды. Рассматриваемый класс минералов характерен для верхней части литосферы, обогащенной свободным кислородом. Оксиды имеют преимущественно эндогенное происхождение – магматическое, гидротермальное или метаморфическое, а гидроксиды, как правило, образуются при выветривании горных пород и в процессе осадконакопления в водных бассейнах.

*Магнетит* –  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ . Сингония кубическая. Типичная форма кристаллов – октаэдр (рис.2.12,1). Встречается в виде сплошных и зернистых масс, друз, отдельных кристаллов. Диагностические признаки: черный цвет, черная черта, сильно магнитен. Прочие свойства: блеск полуметаллический, спайность несовершенная, излом неровный, твердость 5,5-6, плотность 4,8-5,3 г/см<sup>3</sup>.

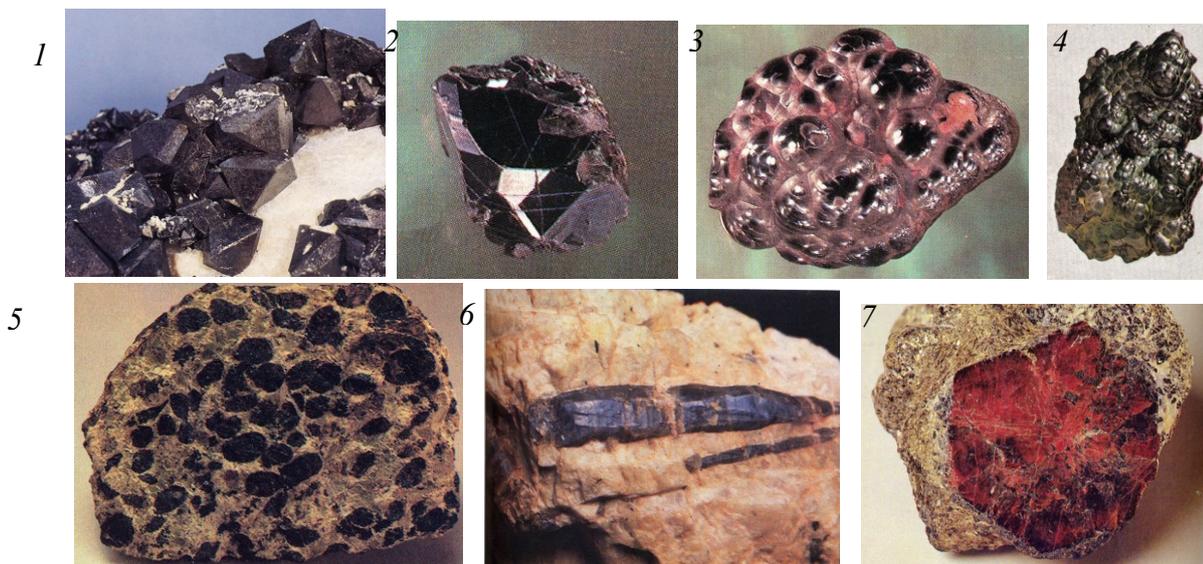


Рис. 2.12. Оксиды, гидроксиды

1 – магнетит, 2-3 – гематит: 2 – сросток кристаллов, 3 – натечный гроздьевидный агрегат; 4 – лимонит, 5 – хромит (нодули в ультраосновной породе), 6 – корунд, 7 – рубин

*Гематит* –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Сингония тригональная. Образует кристаллы пластинчатого и таблитчатого габитуса (рис. 2.12,2), но чаще встречается в сплошных зернистых, чешуйчатых и землистых агрегатах. По характеру агрегатов выделяют три основные разновидности гематита: *железный блеск* – явнокристаллическая черного цвета (тонкочешуйчатая разновидность называется *железной слюдой*); *красный железняк* – плотная мелкозернистая красного цвета; *красная стеклянная голова* – натёчная с блестящей поверхностью (рис. 2.12,3). В коре выветривания гематит образует псевдоморфозы по магнетиту – *мартит*.

Диагностические свойства: характерный габитус кристаллов, вишнево-красная черта. Прочие свойства: цвет от черного с синеватым оттенком (в крупных кристаллах) до ярко-красного (в скрытокристаллических агрегатах), иногда наблюдается радужная побежалость; блеск от металлического до матового, спайность отсутствует, излом полураковистый, твердость 5,5-6, плотность 5,3 г/см<sup>3</sup>.

*Лимонит (гидрогетит)* –  $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Обычно встречается в виде бурого железняка – скрытокристаллической массы с той или иной примесью других гидроксидов железа, а также кремнезема и глинистых минералов. Образует охристо-землистые, порошкоподобные, пористые или ноздреватые массы, плотные натечные формы (рис. 2.12, 4), конкреции и оолиты. Диагностические признаки: желто-бурый цвет черты, характерные формы выделения. Прочие свойства меняются в зависимости от состава и формы выделения: цвет – от буровато-желтого в землистых массах до красновато-бурого и почти черного у плотных натечных агрегатов; блеск – от матового до полуметаллического, твердость 1-5, плотность 3,6-4,3 г/см<sup>3</sup>.

*Хромит* –  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ . Сингония кубическая. Габитус кристаллов – октаэдрический. Обычно встречается в виде зернистых агрегатов, вкрапленности и шарообразных выделений (нодулей) в ультраосновных породах (рис. 2.12, 5). Диагностические признаки: черный цвет, металловидный смолистый блеск, бурая черта. Прочие свойства: непрозрачный, спайность несовершенная, излом неровный, твердость 5,5-7,5; плотность 4,5 г/см<sup>3</sup>.

*Корунд* –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Сингония тригональная. Форма кристаллов – бочонковидная, столбчатая (рис. 2.12, 6), пластинчатая, иногда дипирамидальная. Часто встречается в виде зернистых агрегатов. Прозрачные окрашенные кристаллы корунда (синие – *сапфиры*, красные – *рубины*) являются драгоценными камнями (рис. 2.12, 7). Мелкозернистые массы корунда с примесью других минералов называются *наждаком*. Диагностические признаки: габитус кристаллов, высокая (9) твердость. Прочие свойства: цвет обычно в кристаллах сероватосиний, а в мелкозернистых агрегатах – серовато-фиолетовый, блеск алмазный или стеклянный, спайность несовершенная, излом неровный, раковистый; плотность 4,0 г/см<sup>3</sup>.

*Кварц*  $\text{SiO}_2$ . Сингония тригональная. Встречается в виде кристаллов удлиненно-призматической, дипирамидальной формы с поперечной штриховкой на гранях, друз (см. рис. 2.7, 6), кристаллически-зернистых агрегатов и сплошных масс (см. рис. 2.7, 10). Окраска кварца самая различная, но чаще она бесцветная, молочно-белая или серая. Прозрачные или полупрозрачные окрашенные разновидности носят особые названия: *горный хрусталь* – прозрачный кварц, *аметист* – фиолетовый, *раухтопаз* – дымчатый, *цитрин* – желтый, *морион* – черный.

Диагностические признаки: блеск стеклянный на гранях кристаллов, на изломе жирный, спайность несовершенная, твердость 7. Прочие свойства: излом раковистый, плотность 2,6 г/см<sup>3</sup>.

Скрытокристаллическая разновидность кварца, обнаруживающая под микроскопом волокнистое строение – *халцедон*. Он имеет те же, что и кварц, твердость и плотность. Цвет его самый различный, но чаще голубоватый, сероватый, розовый, желтый, черный. Блеск восковой или матовый. На изломе имеет характерный студнеобразный облик. Встречается в виде жеод, миндалин, плотных масс, натечков.

**Карбонаты.** Минералы этого класса представляют собой соли угольной кислоты – соединения главным образом кальция, магния и железа с комплексным анионом  $[\text{CO}_3]^{-2}$ . Происхождение карбонатов преимущественно осадочное, и в меньшей степени магматическое и гидротермальное. Образуются карбонаты также в процессе выветривания горных пород. Наиболее широко в земной коре распространены кальцит, доломит, магнезит и сидерит. Для указанных минералов характерны следующие свойства, отличающие их от других минералов: триклинная сингония, преимущественно ромбоэдрический облик кристаллов, совершенная спайность по ромбоэдру, невысокая твердость, повышенная растворимость в разбавленных кислотах.

*Кальцит* –  $\text{CaCO}_3$ . Образует кристаллы, кристаллически-зернистые агрегаты, (рис. 2.13, 1) натечные формы и землистые массы. Основной диагностический признак, отличающий кальцит от других карбонатов – бурная реакция с соляной кислотой. Прочие свойства: цвет различный, но преимущественно белый, желтый, голубой и серый (бесцветные прозрачные разновидности кальцита называют *исландским шпатом* – рис. 2.13, 2), блеск стеклянный, твердость 3, плотность 2,7 г/см<sup>3</sup>.



Рис. 2.13. Карбонаты

1 – кальцит, 2 – исландский шпат, 3 – доломит, 4 – магнезит кристаллически-зернистый, 5 – магнезит скрытокристаллический, 6 – сидерит

*Доломит* –  $CaMg(CO_3)_2$ . Кристаллы образует редко, обычно встречается в виде зернистых (рис. 2.13, 3) или землистых масс. Основной диагностический признак – с соляной кислотой реагирует только в порошке. Прочие свойства: цвет белый, серый, желтоватый, светло-бурый; твердость 3,5-4; плотность 2,8-2,9 г/см<sup>3</sup>.

*Магнезит*  $MgCO_3$ . Встречается в кристаллически-зернистых агрегатах (рис. 2.13, 4), а также в скрытокристаллических фарфоровидных массах (рис. 2.13, 5). Главный диагностический признак – в отличие от других карбонатов с соляной кислотой реагирует только при нагревании. Прочие свойства: цвет белый, серый, твердость 4-4,5, плотность 2,9-3,1 г/см<sup>3</sup>.

*Сидерит* –  $FeCO_3$ . Образует кристаллически-зернистые (рис. 2.13, 6), землистые, плотные агрегаты и конкреции. Диагностические признаки: цвет, как правило, желтовато-серый и буровато-желтый, плотность заметно больше, чем у выше охарактеризованных карбонатов (4 г/см<sup>3</sup>), при взаимодействии с соляной кислотой не вскипает, а образует зеленовато-желтое пятно хлорида железа  $FeCl_3$ . Твердость сидерита 3,5-4,5.

**Сульфаты** представляют собой соли серной кислоты. Для них характерны светлая окраска, невысокая твердость (2-3,5). Сульфаты – преимущественно осадочные образования, но некоторые сульфаты (например, барит) имеют гидротермальное происхождение.

*Барит* –  $BaSO_4$ . Сингония ромбическая. Кристаллы призматической и таблитчатой формы. Обычно представлен зернистыми агрегатами (рис. 2.14, 1). Диагностические признаки: характерный габитус кристаллов, высокая плотность – 4,5 г/см<sup>3</sup> (отсюда синоним барита – тяжелый шпат). Совершенная спайность в трех направлениях. Прочие свойства: цвет белый, серый, иногда красный, голубой, желтый и бурый; блеск стеклянный, перламутровый; твердость 3-3,5.

*Гипс* –  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ . Сингония моноклиная. Кристаллы имеют таблитчатую форму. Характерны двойники типа «ласточкин хвост». Обычно встречается в виде сплошных зернистых (рис. 2.14, 2) или тонкокристаллических масс (*алебастр*), иногда образует волокнистую разновидность – *селенит* (рис. 2.14, 3). Диагностические признаки: светлая окраска – белая, серая, розовая; весьма совершенная спайность в одном направлении, твердость 1,5-2 (царапается ногтем). Прочие свойства: черта белая, блеск стеклянный, перламутровый, у селенита – шелковистый, плотность 2,3 г/см<sup>3</sup>.

**Фосфаты** – соли фосфорной кислоты. Среди фосфатов наиболее распространенным минералом является апатит.

*Апатит* –  $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$ . Сингония гексагональная. Образует кристаллы в форме гексагональных призм (рис. 2.14, 4) и зернистые сахаровидные агрегаты.

Диагностические признаки: характерный призматический габитус кристаллов; цвет зеленоватый, белый, голубой; блеск стеклянный на гранях и жирный на изломе. Прочие свойства: прозрачный, спайность несовершенная, излом неровный, твердость 5, плотность  $3,2 \text{ г/см}^3$ . Основная масса апатита имеет магматическое и осадочное (в фосфоритах) происхождение.

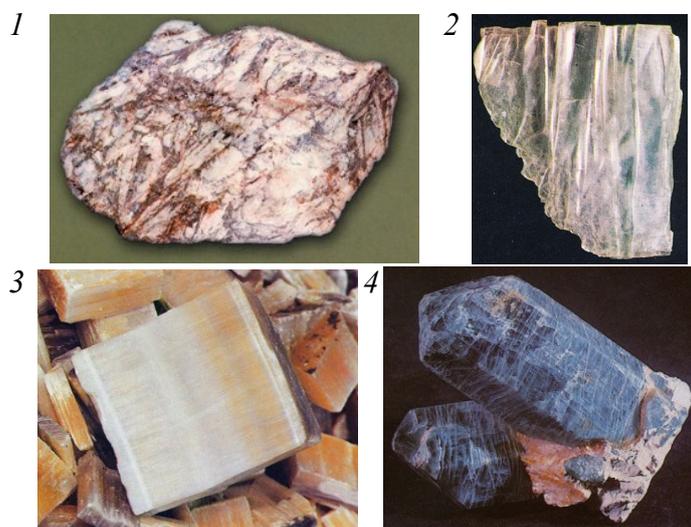


Рис. 2.14. Сульфаты и фосфаты  
1 – барит, 2 – гипс, 3 – селенит; 4 – апатит

**Силикаты.** К классу силикатов относятся соли различных кислот кремния. Силикаты – самый распространенный в земной коре класс минералов. Силикаты составляют третью часть всех минеральных видов и три четверти массы земной коры. Происхождение силикатов преимущественно магматическое.

Основным элементом структуры кристаллической решетки силикатов является *кремнекислородный тетраэдр*. В центре тетраэдра находится атом кремния, а в вершинах его – атомы кислорода. Кремнекислородный тетраэдр представляет собой четырехвалентный радикал-ион  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ . Тетраэдры сочленяются между собой вершинами, формируя сложные комплексно-ионные соединения. Силикаты, в которых кремний в составе кремнекислородных тетраэдров частично замещается алюминием, называются **алюмосиликатами**. В зависимости от структурной группировки кремнекислородных тетраэдров минералы класса силикатов разделяются на следующие подклассы: островные, кольцевые, цепочечные, ленточные, слоевые (листовые) и каркасные (рис. 2.15).

**Островные силикаты** имеют структуру изолированных тетраэдров, связь между которыми осуществляется через катионы. Наиболее распространенные островные силикаты – оливин и гранаты.

**Оливин** –  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ . Сингония ромбическая. Обычно встречается в виде кристаллических зерен, рассеянных в горной породе, или зернистых масс. Иногда образует хорошо ограненные кристаллы (рис. 2.16, 1). Ярко выраженных диагностических признаков не имеет. Определяется по совокупности свойств: цвет с увеличением содержания железа меняется от оливково-зеленого до почти черного, форма зерен изометричная, спайность несовершенная, блеск стеклянный, твердость 6,5-7, плотность  $3,3-3,5 \text{ г/см}^3$

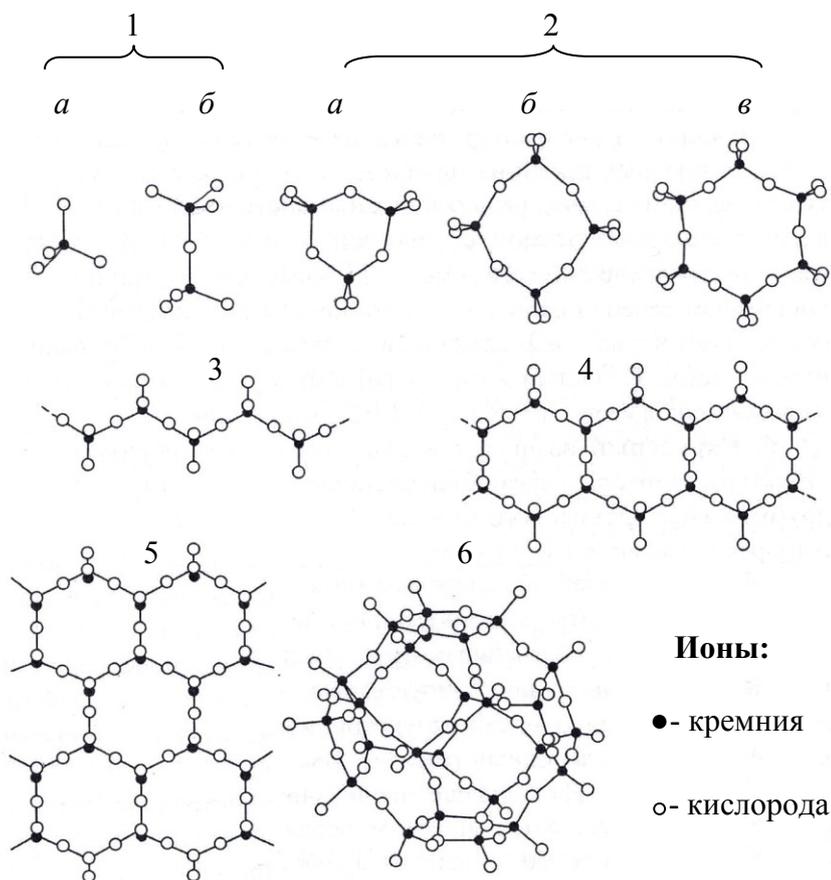


Рис. 2.15. Структурные типы группировки кремнекислородных тетраэдров в кристаллической решетке силикатов

1 – островной: а – изолированный кремнекислородный тетраэдр, б – двойной тетраэдр;  
2 – кольцевой: а – из трех тетраэдров, б – из четырех тетраэдров, в – из шести тетраэдров;  
3 – цепочечный, 4 – ленточный, 5 – слоевой; 6 – каркасный

**Г р а н а т ы** – группа минералов, образующих изоморфный ряд. Общая формула гранатов  $R_3^{2+}R_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$ , где  $R^{2+}=\text{Mg, Ca, Mn, Fe}^{2+}$ ;  $R^{3+}=\text{Al, Cr, Fe}^{3+}$ . Сингония кубическая. Часто встречается в виде отдельных хорошо ограненных кристаллов преимущественно ромбододекаэдрического габитуса (рис. 2.16, 2), их сростков, а также образует зернистые массы. Наиболее распространенные разновидности гранатов: *гроссуляр*  $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$  (светло-зеленый), *андрадит*  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$  (бурый), *альмандин*  $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$  (малиново-красный), *пироп*  $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$  (темно-красный), *уваровит*  $\text{Ca}_3\text{Cr}[\text{SiO}_4]_3$  (зеленый).

Диагностические свойства: характерный ромбододекаэдрический габитус кристаллов, изометричная форма зерен, высокая твердость 7-8, блеск на гранях – стеклянный, а на изломе жирный. Прочие свойства: спайность несовершенная, излом неровный, раковистый, плотность 3,5-4,2 г/см<sup>3</sup>.

**Кольцевые силикаты** представлены обособленными группами кремнекислородных тетраэдров, замкнутых в кольца из 3,4 или 6 тетраэдров. Связь между кольцами осуществляется через катионы. Кольцевые силикаты достаточно редкие минералы и не относятся к породообразующим. Одним из наиболее распространенных кольцевых силикатов является берилл.

*Берилл* –  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ . Сингония гексагональная. Характерны кристаллы в виде гексагональной призмы (рис. 2.16, 3). Диагностические признаки: габитус кристаллов, цвет светло-зеленый (*у изумруда* – прозрачной драгоценной разновидности берилла – зеленый), высокая (7,5-8) твердость. Прочие свойства: блеск стеклянный, спайность совершенная, излом раковистый, неровный; плотность 2,7 г/см<sup>3</sup>.



Рис. 2.16. Силикаты

Островные (1-2): 1 – оливин ( кристалл в апатит-кальцитовом агрегате), 2 – гранат (а – ромбододекаэдрические кристаллы альмандина в слюдяном сланце, б – монокристалл); 3 – кольцевые (берилл); цепочечные (4-5) – пироксены: 4 – авгит; 5 – диопсид; ленточные (6-8) – амфиболы: 6 – роговая обманка, 7 – актинолит, 8 – рибекит; слоевые (9-16): 9 – тальк, 10 – серпентин, 11 – хризотил-асбест; 12-15 – слюды: 12 – мусковит, 13 – биотит, 14 – флогопит, 15 – лепидолит; 16 – хлорит; каркасные (17-22): плагиоклазы: 17 – лунный камень, 18 – лабрадор; калиевые полевые шпаты: 19 – ортоклаз, 20 – амазонит; фельдшпатоиды (нефелин): 21 – монокристалл, 22 – кристаллически-зернистый агрегат

**Цепочечные силикаты** характеризуются сочленением кремнекислородных тетраэдров в непрерывные цепочки, соединяющиеся между собой катионами. К этому подклассу силикатов относится многочисленная группа порообразующих минералов – пироксены.

**Пироксены** – минералы, представляющие изоморфные ряды с общей формулой  $R_2[Si_2O_6]$ , где  $R=Ca, Mg, Fe$ , иногда  $Al, Mn, Fe, Na, Li$ . Кристаллизуются в ромбической и моноклинной сингонии. Наиболее распространены моноклинные пироксены, а среди них *авгит* и *диопсид* (рис. 2.16, 4,5). Выделяют также щелочные моноклинные пироксены, из которых самым распространенным является *эгирин*  $NaFe [Si_2O_6]$ .

Ромбические пироксены представлены непрерывным изоморфным рядом, крайними членами которого являются *энстатит*  $Mg_2[Si_2O_6]$  и *гиперстен*  $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$ .

По габитусу кристаллов и физическим свойствам все пироксены близки между собой. Диагностические признаки: преобладающий цвет – темно-зеленый или черный с зеленоватым оттенком; короткопризматическая форма кристаллов с изометричным поперечным сечением, спайность совершенная по призматическим граням, на поперечных сечениях трещины спайности пересекаются под углом около  $90^\circ$ . Прочие свойства: блеск стеклянный, твердость 5,5-6, плотность 3,3-3,6 г/см<sup>3</sup>.

**Ленточные силикаты** характеризуются сочленением кремнекислородных тетраэдров в сдвоенные цепочки (ленты). К этому подклассу силикатов относятся амфиболы – многочисленная группа минералов сложного состава, в который обязательно входит гидроксил  $(OH)^{1-}$ .

**Амфиболы** по кристаллографическим особенностям делятся на ромбические и моноклинные. Наиболее распространены моноклинные амфиболы (роговая обманка, тремолит, актинолит, рибекит и др.). У различных амфиболов примерно одинаковые свойства: удлиненный габитус кристаллов, преимущественно зеленая окраска различных оттенков, блеск стеклянный, совершенная спайность по двум направлениям, причем на поперечных сечениях кристаллов трещины спайности пересекаются под углом  $124$  или  $56^\circ$ ; твердость 5,6-6, плотность 2,9-3,4 г/см<sup>3</sup>.

Некоторые амфиболы макроскопически отличаются от остальных минералов этого подкласса по облику кристаллов и их характерным сростаниям, иногда по цвету.

*Роговая обманка* –  $NaCa_2(Mg, Fe)_4(Fe, Al)(OH, F)_2[Al_2Si_6O_{22}]$ . Наблюдается в призматических столбчатых кристаллах обычно темно-зеленого и смоляно-черного цвета (рис. 2.16, 6).

*Тремолит* –  $Ca_2Mg_5(OH)_2[Si_8O_{22}]$ , *актинолит* –  $Ca_2(Mg, Fe)_5(OH)_2[Si_8O_{22}]$ . Эти два минерала образуют непрерывный изоморфный ряд. Для них характерны светлая и зеленоватая окраска, игольчатый, тонкошестоватый и волокнистый облик кристаллов, их лучистые сростания (рис. 2.16, 7).

*Рибекит* –  $Na_2(Fe, Mg)_3Fe_2(OH)_2[Si_8O_{22}]$ , *глаукофан* –  $Na_2(Fe, Mg)_3Al_2(OH)_2[Si_8O_{22}]$ .

Оба минерала образуют непрерывный изоморфный ряд. Они относятся к щелочным амфиболам, обладают волокнистым строением и характерным цветом: рибекит – темно-синим до черного (рис. 2.16, 8), а глаукофан – синим.

**Слоевые (листовые) силикаты** представлены кремнекислородными тетраэдрами, соединенными в одной плоскости в непрерывный слой. Слои тетраэдров связаны между собой катионами. Слоевая структура и слабые связи между слоями обусловили следующие физические свойства силикатов рассматриваемого подкласса: весьма совершенную спайность в одном направлении, чешуйчатые, листовые и волокнистые агрегаты, низкую твердость (1-3). Типичные слоевые силикаты – тальк, серпентин, слюды и хлориты.

*Тальк* –  $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ . Сингония моноклинная. Иногда встречается в виде таблитчатых кристаллов, но обычно образует листоватые, чешуйчатые агрегаты, а также сплошные плотные массы (рис. 2.16, 9). Диагностические свойства: низкая твердость (1), жирный на ощупь. Прочие свойства: цвет от почти белого до светло-зеленого, черта белая, бесцветная; блеск стеклянный, иногда перламутровый; плотность 2,7-2,8 г/см<sup>3</sup>.

*Серпентин* \* –  $Mg_6 [Si_4O_{10}](OH)_8$ . Сингония моноклинная. Встречается в плотных скрытокристаллических массах (рис. 2.16, 10). Диагностические свойства: цвет от желтовато – до темно-зеленого, иногда наблюдается пятнистая окраска; блеск тусклый, иногда жирный. Прочие свойства: черта зеленовато-серая, спайность совершенная, но макроскопически наблюдается редко; твердость 2,5-3,5, плотность 2,6 г/см<sup>3</sup>. Тонковолокнистая разновидность серпентина называется *хризотил-асбест* (рис. 2.16, 11). Цвет его светло-желтоватый, зеленовато-желтый с золотистым оттенком, блеск шелковистый. Волокна хризотил-асбеста мягкие, гибкие, в распушенном состоянии имеют белую окраску.

Г р у п п а с л ю д объединяет несколько важных порообразующих минералов, обладающих рядом общих свойств: моноклинная сингония, преимущественно листоватый, чешуйчатый и таблитчатый, реже короткопризматический габитус кристаллов с гексагональным поперечным сечением; весьма совершенная спайность в одном направлении (поэтому кристаллы легко расщепляются на отдельные листочки и пластинки), блеск перламутровый, реже стеклянный, твердость 2-3, плотность 2,7-3,2 г/см<sup>3</sup>. Наиболее распространенные минералы группы слюд – мусковит, флогопит, биотит и лепидолит. Эти минералы отличаются друг от друга главным образом окраской, которая обусловлена особенностями их химического состава.

*Мусковит*  $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ . Бесцветный, часто с желтоватым сероватым или коричневатым оттенком (рис. 2.16, 12). Тонкочешуйчатый мусковит называется *серицитом*.

*Биотит* –  $K(Fe,Mg)_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_{10}$ . Обладает черным цветом (рис. 2.16, 13), является самым распространенным минералом группы слюд.

*Флогопит* –  $KMg_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ . Цвет бурый, коричневый различных оттенков (рис. 2.16, 14).

*Лепидолит* –  $KLi_2Al[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ . Это литиевая слюда. Цвет минерала розовый, светло-фиолетовый. В отличие от других слюд не дает больших пластин, чаще встречается в виде чешуйчатых и тонкозернистых масс (рис. 2.16, 15).

Г р у п п а х л о р и т о в представлена большим количеством слюдоподобных минералов, получивших свое название по характерному для них зеленому цвету (греч. «хлорос» – зеленый). Состав хлоритов сложный. Приблизительно он может быть выражен формулой  $(Mg,Fe)_{3-n}(Al, Fe)(OH)_4[Al_nSi_{2-n}O_5]$ , где n изменяется от 0,3 до 1,0. В хлоритах широко проявлен изоморфизм.

Все хлориты кристаллизуются в моноклинной сингонии. Для них характерны листоватые, чешуйчатые агрегаты и сплошные массы (рис. 2.16, 16). Диагностические признаки: зеленый цвет различных оттенков, слюдоподобный облик, весьма совершенная спайность в одном направлении, расщепляются на гибкие, но в отличие от слюды неупругие листочки. Прочие свойства: блеск перламутровый, или восковой, твердость 2-3, плотность 2,6-2,9 г/см<sup>3</sup>. Между собой хлориты макроскопически не различимы. Минеральный вид хлорита устанавливается по его химическому составу и оптическим свойствам.

**Каркасные силикаты (алюмосиликаты)** – важнейший подкласс силикатов. Они составляют более 50% массы земной коры. Структура их кристаллов – непрерывная трехмерная сеть каркасов кремнекислородных тетраэдров, в которых часть ионов  $Si^{4+}$  в анионных комплексах замещена ионами  $Al^{3+}$ . В каркасе алюмосиликатов, напоминающем по строению пчелиные соты, имеются большие пустоты, в которых размещаются катионы K, Na, Ca, Ba, а также молекулы воды и кислотные радикалы  $Cl^{1-}$ ,  $[SiO_4]^{2-}$  и др.

Для каркасных силикатов характерна светлая окраска, стеклянный или жирный блеск. Твердость 5-6, плотность 2,6-2,8 г/см<sup>3</sup>. Среди каркасных силикатов выделяют две основных группы минералов: полевые шпаты и фельдшпатоиды.

П о л е в ы е ш п а т ы по химическому составу подразделяются на две подгруппы: натрий-кальциевые (плаггиоклазы) и калиевые.

---

\* Здесь дана характеристика наиболее распространенной разновидности серпентина – хризотила

Плагиоклазы представляют собой изоморфный непрерывный ряд с двумя крайними членами: *альбитом* –  $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$  и *анортитом* –  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ . Остальные члены ряда различаются по количеству в их составе анортитовой молекулы, %: олигоклаз (10-30), андезин (30-50), лабрадор (50-70), битовнит (70-90).

Альбит и олигоклаз называют кислыми плагиоклазами, андезин – средним, а лабрадор, битовнит и анортит – основными плагиоклазами.

Сингония плагиоклазов триклинная. В виде отдельных хорошо ограненных кристаллов они встречаются редко. Обычно образуют кристаллически-зернистые массы. Диагностические признаки: цвет белый и серый, блеск стеклянный, спайность совершенная в двух направлениях, ориентированных под углом около  $86^\circ$  друг к другу (отсюда название минерала, так как по-гречески «плагиоклаз» – косо раскалывающийся), твердость 6. Плагиоклазы различаются, как правило, под микроскопом по оптическим константам. Только отдельные разновидности плагиоклазов можно определить макроскопически:

- *альбит* – по белому цвету и сахаровидному облику мелкозернистых агрегатов;
- *лабрадор* – по темно-серому, почти черному цвету и иризации в синих тонах (рис. 2.16, 18).

Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклином, которые являются полиморфными модификациями состава  $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ . По свойствам близки к плагиоклазам, в отличие от которых чаще окрашены в розоватые тона (рис. 2.16. 19).

*Ортоклаз* в переводе с греческого означает «прямо раскалывающийся» (плоскости спайности в этом минерале ориентированы строго под прямым углом). Сингония моноклинная. Образует призматические или толстотаблитчатые кристаллы (одионочные и двойники), но чаще встречается в виде кристаллически-зернистых агрегатов.

*Микроклин* в переводе с греческого означает «слабонаклонный» (угол между двумя плоскостями спайности отличается от прямого на доли градуса). Сингония триклинная. Макроскопически не отличим от ортоклаза, за исключением *амазонита* – микроклина, имеющего характерную голубовато-зеленую окраску (рис. 2.16, 20).

Разновидность полевых шпатов, иризирующая в голубых тонах с «переливчатым» блеском, получила название *лунный камень* (рис. 2.16. 17).

Фельдшпатоиды относятся к алюмосиликатам щелочных металлов. По своей структуре они близки к полевым шпатам, но по сравнению с ними содержат больше щелочей и меньше кремния. Наиболее распространенным фельдшпатоидом является нефелин.

*Нефелин* –  $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ . Сингония гексагональная. Редко образует мелкие призматические кристаллы (рис. 2.16, 21). Встречается преимущественно в виде зернистых и массивных агрегатов (рис. 2.16, 22). Диагностические признаки: цвет зеленовато-серый или красновато-бурый, блеск ярко выраженный жирный, спайность отсутствует; никогда не встречается совместно с кварцем. Прочие свойства: излом раковистый, неровный; твердость 5,5; плотность  $2,6 \text{ г/см}^3$ .

### Глава 3. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы – это образованные в результате геологических процессов составные части земной коры и мантии, сложенные преимущественно минеральными агрегатами. Кроме минеральных агрегатов в горных породах могут присутствовать вулканическое стекло, органическое вещество, жидкости и газы. Вся твердокаменная масса Земли состоит из множества тел разных горных пород, границы между которыми, в зависимости от условий образования пород, могут быть резкими или нечеткими, характеризующимися постепенными переходами одной породы в другую.

По происхождению выделяют три основные группы горных пород:

1) *магматические*, образованные в результате остывания и кристаллизации природных расплавов – магм и лав;

2) *осадочные* – продукты накопления осадков преимущественно в водной, реже в воздушной, средах и их последующего диагенеза (уплотнения, обезвоживания и окаменения);

3) *метаморфические* – возникшие из магматических, осадочных, а также ранее сформированных метаморфических пород вследствие их преобразования под воздействием высоких температуры и давления, нередко при участии жидкостей и газов; ведущий процесс метаморфического породообразования – *б л а т е з* (перекристаллизация в твердом состоянии).

Горные породы указанных генетических групп явно доминируют в земной коре. Наиболее распространенные из них описаны в данной главе. Наряду с ними существуют горные породы иного происхождения – гидротермальные, импактные, связанные с деятельностью подземных вод и другие. Характеристика таких пород дана совместно с рассмотрением образующих их геологических процессов в соответствующих главах книги.

#### **3.1. Вещественный состав, структура и текстура горных пород. Понятие о форме залегания, фациях и формациях горных пород**

Горные породы характеризуются вещественным составом, строением (структурой и текстурой) и формой залегания. Наука, изучающая горные породы с точки зрения их вещественного состава, структуры и текстуры, называется *п е т р о г р а ф и е й*. Она является преимущественно описательной и основывается главным образом на визуальном и микроскопическом методах исследований. Более углубленно с использованием аналитических методов исследований и решением вопросов происхождения горных пород их изучением занимается *п е т р о л о г и я* (применительно к магматическим и метаморфическим породам) и *л и т о л о г и я* (применительно к осадочным породам). Физические свойства горных пород, их поведение под нагрузкой зданий и сооружений, а также при производстве горных работ, изучает *и н ж е н е р н а я г е о л о г и я*.

**Вещественный состав горных пород.** Химический состав горных пород принято выражать в процентном содержании оксидов основных элементов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и др.). Наука, занимающаяся исследованием химического состава пород и химических процессов, вследствие которых образуются породы, называется *п е т р о х и м и е й*. Одна из важных задач петрохимии – сравнительный анализ химического состава различных пород для их классификации.

Различают породы анхимономинеральные (сложенные преимущественно одним минералом) и полиминеральные. В полиминеральных породах при их описании указывают *главные* и *второстепенные* (менее 5%) *породообразующие* минералы, а также *акцессорные* (лат. «акцессорус» – дополнительный) минералы (акцессории). Содержание акцессорных минералов в породах составляет доли процента, но зачастую они несут важную информацию об условиях образования пород. Отдельно описываются *рудные* минералы – природные соединения металлов. Они обычно представлены оксидами (гидроксидами) и

сульфидами. Такие минералы могут быть аксессуарными, присутствовать в виде значительной примеси или преобладать в составе горной породы. В случае, если содержание рудных минералов в породе таково, что она может быть использована как металлургическое сырье, ее называют *рудой*. Как правило, в породах присутствуют *вторичные* минералы, заместившие ранее образованные. Развитие вторичных минералов устанавливается обычно под микроскопом.

По окраске породы делятся на две группы, границы между которыми достаточно условные: темноокрашенные (*меланократовые*) и светлоокрашенные (*лейкократовые*). В меланократовых породах преобладают темноцветные (мафитовые) минералы, содержащие железо и магний (оливин, пироксены, амфиболы, железо-магниевые слюды – флогопит, биотит), а в лейкократовых – светлоцветные минералы (полевые шпаты, фельдшпатоиды, карбонаты, сульфаты). При характеристике магматических пород используется понятие «*цветовой индекс*» – содержание (в процентах к объему) в породе темноцветных минералов.

**Структура горных пород** определяется типом слагающих ее частиц, их формой, размерами и характером сочетания между собой. Часть признаков, определяющих структуру породы, устанавливается визуально (макроскопически), но некоторые особенности структуры породы, особенно те из них, которые связаны со взаимоотношением минералов, выявляются только под микроскопом.

Горные породы обычно сложены кристаллами (зернами) минералов или обломками минералов и других пород. Кристаллические породы обладают *явнокристаллической* (рис. 3.1, 1) или *скрытокристаллической* (рис. 3.1, 2) структурой. Различие между ними состоит в том, что в породах скрытокристаллической структуры зерна минералов настолько мелкие, что не видны невооруженным глазом. Если горная порода состоит из обломков, то ее структура является *обломочной* (рис. 3.1, 3). Структуру осадочных пород, сложенных преимущественно органическими остатками, называют *органогенной* (рис. 3.1, 4).

По относительному размеру зерен минералов выделяют следующие разновидности явнокристаллической структуры: тонко-, мелко-, средне-, крупнозернистая; а по степени изменчивости их размеров: равномерно- и неравномернозернистая. Примерно такие же разновидности характерны и для обломочной структуры.

Универсальной для всех генетических типов горных пород градации размеров зерен или обломков для определения структуры породы не существует. Для магматических и метаморфических явнокристаллических пород принята следующая градация по размерности зерен, в мм: мелкозернистые – меньше 1, среднезернистые 1-5, крупнозернистые 5-30, грубозернистые – более 30. Градация осадочных обломочных пород по размеру зерен минералов или обломков будет дана при описании осадочных пород.

Для магматических пород характерны некоторые специфические виды структур: порфировидная, порфировая, стекловатая и пегматитовая. *Порфировидная* структура определяется наличием на фоне явнокристаллической основной массы (от мелко – до крупнозернистой) более крупных кристаллов (*порфировокрапленников*), которые обычно образуются раньше основной массы (рис. 3.1, 5). Если основная масса породы, включающая в себя порфировокрапленники, представлена плотным тонкозернистым и скрытокристаллическим (частично стекловатым) веществом, то говорят о *порфировой* структуре (рис. 3.1, 6). В породах, сложенных вулканическим стеклом, наблюдается *стекловатая* структура (рис. 3.1, 7). Структура плотных пород, состоящих из вулканического стекла и мелких кристаллов, не различимых без микроскопа, называется *афанитовой*. *Пегматитовая* структура характеризуется закономерным прорастанием полевого шпата и кварца (рис. 3.1, 8).



Рис. 3.1. Структура горных пород (в скобках дано название породы)

- 1 – явнокристаллическая (гранит),
- 2 – скрытокристаллическая (кремнь),
- 3 – обломочная (конгломерат),
- 4 – органигенная (известняк),
- 5 – порфировидная (диоритовый порфирит),
- 6 – порфировая (андезит),
- 7 – стекловатая (обсидиан),
- 8 – пегматитовая (пегматит),
- 9 – гранобластовая (амфиболит),
- 10 – порфиробластовая (гранат-сланцевая)

Структура метаморфических пород обычно явнокристаллическая. Поскольку она обусловлена бластезом, то получила название *кристаллобластовой*. Основные разновидности этой структуры: *гранобластовая* – порода сложена зернами минералов изометричной формы (рис. 3.1,9); *порфиробластовая* – на общем сравнительно однородном кристаллически-зернистом фоне выделяются более крупные кристаллы (порфиробласты) (рис. 3.1, 10); *лепидобластовая* – порода состоит из минералов листоватой, чешуйчатой или пластинчатой формы.

**Текстура горных пород** (ткань, сплетение, сложение) определяется особенностями расположения в пространстве слагающих ее минеральных агрегатов. Выделяют следующие основные типы текстур: массивная, пятнистая, полосчатая, сланцеватая, флюидальная, шаровая, брекчиевая и пористая, в названии которых отражены главные особенности группировки минерального вещества в породе. Текстуры горных пород устанавливаются

обычно макроскопически в штуфах (представительных образцах размером не менее 10×10×5 см) и в приполировках.

*Массивная* текстура характеризуется сплошным и относительно равномерным размещением в породе слагающих ее частиц (рис. 3.2, 1).

*Пятнистая* текстура выглядит таким образом – на фоне однородной минеральной массы выделяются пятна, отличающиеся по каким-то признакам (цвету, составу или структуре) от основной массы, в которую они заключены (рис. 3.2, 2).



*Рис. 3.2. Текстуры горных пород (в скобках дано название породы)*

- 1 – массивная (мрамор), 2 – пятнистая (габбро), 3 – полосчатая (железистый кварцит),  
 4 – плитчатая (кристаллический сланец), 5 – сланцеватая (сланцеватый сланец), 6 – флюидальная (риолит),  
 7 – шаровая (диорит), 8 – оолитовая (известняк), 9 – бобовая (боксит), 10 – пористая (травертин),  
 11 – пузырчатая (базальт), 12 – миндалекаменная (базальт)

*Полосчатая* текстура выражена чередованием полос (слоек), отличающихся друг от друга цветом, составом или структурой слагающих их минеральных агрегатов (рис. 3.2, 3). Применительно к осадочным породам эта текстура называется *слоистой*.

Полосчатость может быть обусловлена последовательным наслоением осадков – *слоистостью*, а также последовательным отложением минерального вещества на стенках трещин, расслоением природных расплавов и коллоидных растворов. При наличии изгиба полос в виде мелких складочек (гофр) текстура называется *плойчатой* (рис. 3.2, 4).

*Сланцеватая* текстура характерна для метаморфических пород, подвергнутых сильному одностороннему давлению (*стрессу*), в результате чего в породах появляются параллельные плоскости рассланцевания, согласно которым ориентируются вновь образованные при стрессе минералы (рис. 3.2, 5). По этим плоскостям породы обычно распадаются при ударе на тонкие пластинки и плитки.

*Флюидальная* текстура (греч. «флюид» – текучий) возникает, когда породы образуются из движущегося потока магматического расплава. Следы течения в породе проявляются обычно в виде полосок разной окраски (рис. 3.2, 6).

Иногда наблюдается ориентировка выделившегося из расплава кристаллов по удлинению в направлении движения потока, подобно бревнам, плывущим по течению реки.

*Шаровая*, или *центрическая*, текстура характеризуется группировкой минерального вещества вокруг множества центров с образованием округлых концентрически зональных тел диаметром от нескольких до 10-15 мм, плотно прилегающих друг к другу или рассредоточенных в основной минеральной массе породы. В магматических породах шаровая текстура (рис. 3.2, 7) встречается редко. Она более характерна для осадочных пород, применительно к которым ее называют *оолитовой* (рис. 3.2, 8), или *бобовой* (рис. 3.2, 9). Роль центра (ядра) оолитов и бобовин играют обычно мелкие обломки (песчинки), вокруг которых группируется минеральное вещество в процессе осадконакопления.

Здесь необходимо отметить, что в породах с центрической группировкой минерального вещества трудно разграничить их текстурные и структурные признаки, вследствие чего шаровой (центрической) зачастую называют как текстуру, так и структуру породы. Действительно, центрированное распределение вещества в породе – явно текстурный признак. Вместе с тем те же оолиты и бобовины являются слагающими породу частицами определенной формы и размера, а эти признаки относятся к структурным.

*Брекчиевая* (*брекчиевидная*) текстура характерна для *брекчий* – пород, в которых обломки, преимущественно угловатые, цементируются материалом другого минерального состава, структуры и генезиса. Брекчиевая текстура встречается в породах различного происхождения: осадочных, магматических, гидротермальных, импактных и других. Обычно она возникает в том случае, когда во времени и пространстве сопряжены геологические процессы, обуславливающие разрушение ранее образованных пород и последующую цементацию их обломков. Например, в результате вулканических взрывов разрушаются породы стенок канала вулкана и его наземной постройки, а движущаяся по каналу магма цементирует попавшие в расплав обломки этих пород.

*Пористая* текстура характеризуется наличием в породе пустот (рис. 3.2, 10). Подобную текстуру применительно к вулканическим горным породам, образование которых сопровождается выделением газов, называют *пузырчатой* (рис. 3.2, 11). Она характеризуется наличием в породе гладкостенных округлых пустот. Если в дальнейшем такие пустоты заполняются минеральным веществом, возникает *миндалекаменная* текстура (рис. 3.2, 12).

Завершая рассмотрение структур и текстур горных пород, следует сказать, что в американской и английской литературе понятие текстуры аналогично нашему термину структура, и, наоборот, под структурой понимается то, что в России принято называть текстурой. Немецкие и большинство французских геологов употребляют термин структура и текстура в том же значении, что и российские геологи.

**Форма залегания горных пород.** Каждая горная порода представлена объемным телом, определенным образом ориентированным в пространстве. Форма таких тел и их

пространственная ориентировка составляют суть понятия «форма залегания горных пород». Геологическое строение любого участка земной коры определяется главным образом формой залегания слагающих его горных пород. Такие формы, присущие породам различного генетического типа, будут описаны ниже при характеристике пород каждого из этих типов.

**Понятие о фациях и формациях горных пород.** Различные геологические обстановки, обусловившие возникновение горных пород определенного состава и строения называются *ф а ц и я м и* (лат. «фацио»- вид, лицо). Обычно в это понятие вкладывается также вещественный смысл и под фацией понимается комплекс горных пород, образованных в сходных геологических условиях. Для каждого пороодообразующего процесса (магматического, осадочного, метаморфического) существуют свои фации.

Горные породы образуют в земной коре *г е о л о г и ч е с к и е ф о р м а ц и и* – ассоциации горных пород, внутри которых отдельные члены парагенетически связаны друг с другом (*п а р а г е н е з и с* – совместное нахождение, обусловленное одновременным или последовательным образованием). Формационное деление широко применяется для магматических и осадочных пород. Выделение геологических формаций метаморфических пород предполагает реконструкцию формационной принадлежности исходных пород, которые подверглись метаморфизму. Поскольку сделать такую реконструкцию трудно и не всегда удается, формационное деление метаморфических пород не получило широкого распространения.

### 3.2. Магматические горные породы

**Фациальные особенности магматических горных пород** определяются условиями их образования. По этому критерию магматические породы подразделяются на *интрузивные* (плутонические), возникшие в недрах Земли, и *эффузивные* (вулканические), затвердевшие на ее поверхности при извержениях вулканов. Среди интрузивных пород по глубине формирования различаются *абиссальные* (глубинные) и *гипабиссальные* (субвулканические), образованные в приповерхностной зоне. По существу здесь речь идет о трех фациях или обстановках формирования магматических горных пород: абиссальной, гипабиссальной и эффузивной.

Для абиссальной (глубинной) фации характерно высокое давление, постепенное снижение температуры и участие в процессе кристаллизации пород летучих компонентов. Совокупность этих факторов обусловила явнокристаллический облик и более или менее равномернозернистую структуру абиссальных магматических пород. Эффузивная фация связана с быстрым охлаждением магматического расплава, излившегося на земную поверхность, и потерей им летучих компонентов. Поэтому для эффузивных пород присущи неполнокристаллические (порфировая, афанитовая) и стекловатая структуры, а также флюидальная, пористая и миндалекаменная текстуры. Гипабиссальная фация является промежуточной между абиссальной и эффузивной. Зачастую гипабиссальные породы по внешнему облику не отличимы от эффузивных. В целом для гипабиссальных пород характерны порфировидные структуры.

**Классификация магматических пород** осуществляется по содержанию в них кремнезема и щелочей. По содержанию кремнезема (в %) магматические породы делятся на *кислые* (больше 65), *средние* (65-53), *основные*, или базиты (45-53) и *ультраосновные*, или ультрабазиты (меньше 45). В кислых породах содержание кварца обычно превышает 20%, в средних и основных, как правило, меньше 5%, но в отдельных типах пород может составлять 5-20%. В этом случае к названию породы добавляют определение «кварцевый». В ультраосновных породах кварца нет. От кислых к ультраосновным породам закономерно увеличивается цветовой индекс (табл. 3.1).

Таблица 3.1

## Упрощенная классификация магматических горных пород

Содержание SiO <sub>2</sub> , %	Класс горных пород	Ряды по щелочности	Цветовой индекс	Содержание, %		Примеры пород разных фаций		
				кварца	фельдшпатоидов	плутонической	гипабиссальной	эффузивной
> 65	Кислые	нормальный	0-20	>20	-	Гранит	Гранит-порфир, пегматит	Риолит (липарит) Обсидиан Пемза
		щелочной				Щелочной гранит	-	Комендит
65-53	Средние	нормальный	20-35	0-20	-	Сиенит Диорит	Сиенит-порфир Диорит-порфирит	Трахит Андезит
		щелочной				Нефелиновый сиенит	-	Фонолит
45-53	Основные	нормальный	35-65		-	Габбро	Габбро-порфирит Долерит	Базальт
		щелочной			до10	Щелочное габбро	-	Щелочной базальт
<45	Ультраосновные	нормальный	90-100	-	-	Дунит Перидотит Пироксенит Горнблендит	Лампроит Кимберлит	Пикрит
		щелочной	<90			Уртит Ййолит Мейтельгит	-	Нефелинит

По содержанию щелочей (калия и натрия) среди всех указанных классов магматических пород выделяют *нормальный ряд*, в породах которого щелочей сравнительно мало, и *щелочной ряд*, образующий собственно щелочные породы. Эти породы встречаются в земной коре редко, но они имеют большое значение, так как вмещают месторождения ценных полезных ископаемых (апатита, редких металлов и др.).

Магматическая порода относится к щелочной в том случае, когда содержание щелочей ( $K_2O+Na_2O$ ) в ней достаточно высокое по отношению к  $SiO_2$  или  $Al_2O_3$ , благодаря чему в ее составе появляются фельдшпатоиды и (или) щелочные пироксены (обычно эгирин) и щелочные амфиболы. Породы, обогащенные только щелочным полевым шпатом, к щелочным не относятся. Их принято называть *субщелочными*. Субщелочные разновидности, наряду с нормальными и щелочными, характерны для кислых и средних пород (гранитов и сиенитов).

**Формы залегания магматических горных пород.** Эффузивные породы обычно залегают в виде застывших лавовых покровов, потоков и куполов (рис. 3.3). *Покровы* образуются при растекании лавы по земной поверхности с незначительным уклоном. Форма их пластообразная, в плане – более или менее изометричная. *Потоки* возникают при стоке лавы по ложбинам. В плане они сильно вытянуты, а в сечении линзовидные. Мощность покровов и потоков – от десятков до первых сотен метров. *Вулканические купола* образуются в результате выжимания из вулканического канала вязкой лавы. Высота куполов достигает сотен метров, а крутизна их склонов – до  $40^\circ$ , иногда более.

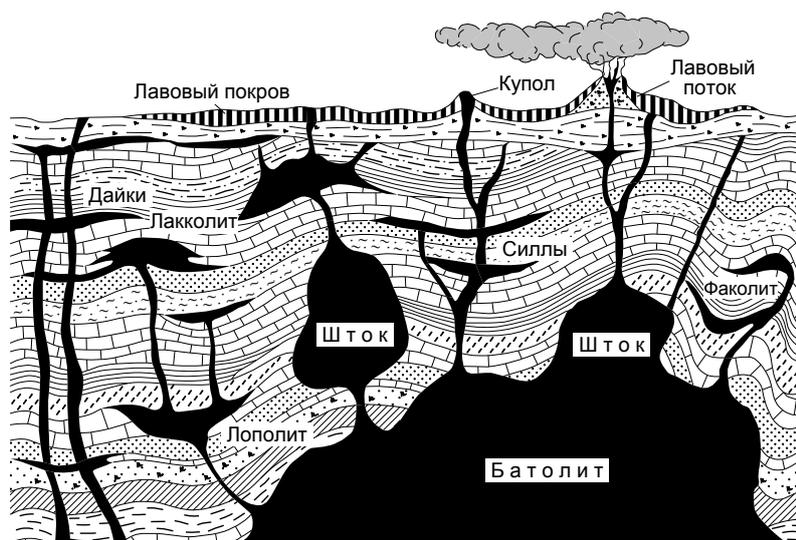


Рис. 3.3. Формы залегания магматических горных пород

Интрузивные породы образуют в земной коре тела (интрузии, интрузивы) различной формы и размера (см. рис.3.3). По отношению к вмещающим породам интрузии бывают секущими (несогласными) и согласными.

**Секущие интрузии** по форме, а в какой-то степени и по размерам, подразделяются на батолиты, штоки, дайки и некки. Батолиты и штоки характерны для абиссальных магматических пород, а дайки и некки обычно сложены гипабиссальными (субвулканическими) породами.

**Батолиты** (греч. «батос» – глубина) – наиболее крупные тела неправильных очертаний или вытянутые в плане, с крутопадающими боковыми стенками. Батолиты обычно приурочены к центральным частям горноскладчатых сооружений и сложены кислыми породами (гранитоидами). Размер их горизонтального сечения превышает  $1000 \text{ км}^2$ . Например, батолит Берегового хребта (западное побережье Северной Америки) имеет длину около 2000 км при ширине 100-130 км. Вертикальные размеры батолитов 5-10 км и более.

*Штоки* по форме подобны батолитам, но гораздо меньше их по размерам. Штоками представлены тела различных интрузивных пород – от кислых до ультраосновных.

В батолитах и штоках различают следующие элементы: *к р о в л ю* – поверхность, ограничивающую интрузив сверху; *а п и к а л ь н у ю* (возвышенную) часть интрузива; *к с е н о л и т ы* – включения пород, вмещающих интрузив; *ш л и р ы* – обособленные округлые участки магматических пород, отличающиеся по цвету и составу от основной массы пород интрузива (обычно это полностью переработанные ксенолиты), *а п о ф и з ы* – ответвления от основного тела интрузива.

*Дайки* (шотл. «дайка» – стена) – плитообразные тела, образующиеся при заполнении магмой вертикальных и наклонных трещин. Мощность даек от миллиметров до десятков, редко сотен метров. В длину они достигают десятков, а иногда и сотен километров (например, Великая дайка в Африке).

*Некки* (шотл. «нек» – шея) – субвертикальные столбообразные тела, представляющие собой заполненные застывшей магмой подводящие глубинные каналы (жерла) древних вулканов.

***Согласные интрузивные тела*** (силлы, лакколлиты, лополиты и факоллиты) характерны для гипабиссальных и относительно неглубоко залегающих абиссальных пород. Это связано с тем, что для их формирования магматическому расплаву необходимо раздвинуть слои вмещающих пород и приподнять породы кровли, что невозможно на большой глубине в условиях высокого давления.

*Силлы* – плитообразные тела, образующиеся при внедрении магмы вдоль поверхностей напластования осадочных пород.

*Лакколлиты* – грибообразные тела, имеющие выпуклую верхнюю поверхность и сравнительно плоскую нижнюю, к которой подходят подводящие каналы. В плане лакколлиты округлые, их диаметр составляет от сотен метров до нескольких километров. Они образованы обычно вязкой кислой магмой, куполообразно приподнимающей перекрывающие осадочные породы.

*Лополиты* (от греч. «лопос» – чаша) – межпластовые чашеобразные тела, образование которых связано с проседанием горных пород под тяжестью внедрившейся магмы.

*Факоллиты* (греч. «факос» – чечевица) – относительно небольшие чечевицеобразные тела в замках складок вмещающих пород.

**Описание наиболее распространенных магматических горных пород.** ***Кислые магматические породы*** характеризуются светлой окраской и значительным содержанием кварца и особенно полевых шпатов. Абиссальной кислой породой является гранит. Существует много разновидностей гранитов по вариациям минерального состава и структурно-текстурных особенностей. Все они объединяются в одно семейство гранитоидов. Эффузивные аналоги гранита – риолит (липарит), обсидиан риолитовый, пемза. К гипабиссальным кислым породам, которые обычно образуют дайки, относятся гранит-порфир и пегматит.

Здесь следует заметить, что приставку «порфир» применяют к кислым и средним породам порфиroidной структуры, в которых роль порфиробластов играет калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз и кварц. К названию пород аналогичной структуры, в которых порфиробласты представлены основным плагиоклазом, роговой обманкой или пироксеном, применяют приставку «порфирит». К таким относятся некоторые породы среднего состава (например, диорит-порфирит, или диоритовый порфирит) и все более основные породы порфиroidной структуры.

***Гранит.*** Окраска розовая, красноватая, светло-серая, голубоватая, обусловленная цветом полевых шпатов. Структура явнокристаллическая средне- и крупнозернистая, обычно равномернозернистая (рис. 3.4, 1). Минеральный состав: калиевые полевые шпаты (35-40%), кислые плагиоклазы (15-20%), кварц (20-30%), мусковит, биотит, редко роговая обманка (суммарно 5-10%).

***Гранит-порфир*** – гипабиссальный (дайковый) аналог гранита. Обладает характерной порфиroidной структурой (рис. 3.4, 2). Во вкрапленниках – калиевый полевой шпат и кварц.



*Рис. 3.4. Магматические горные породы*

1-6 – кислые: 1 – гранит, 2 – гранит-порфир, 3- пегматит, 4 – риолит, 5 – обсидиан, 6 – пемза;  
 7-10 – средние: 7 – сиенит, 8 – диорит, 9 – андезит; 10-12 – основные: габбро среднезернистое (10)  
 и крупнозернистое (11), 12 – базальт; 13 – ультраосновная (перидотит); 14-15 – щелочные:  
 14 – нефелиновый сиенит; 15 – йиолит

*Пегматит*. Окраска розовая, красноватая. Структура крупно- и грубозернистая пегматитовая, обусловленная закономерным прорастанием двух главных минералов: кварца и полевого шпата (рис. 3.4, 3). Кроме них в породе могут присутствовать мусковит и минералы – соединения редких и редкоземельных металлов.

*Риолит (липарит)*. Окраска светлая, в белых, серых, желтоватых и красных тонах (рис. 3.4, 4). Структура обычно порфировая, реже афанитовая (в этом случае породу называют *фельзитом*). Текстура массивная, пористая, флюидальная. Во вкрапленниках обычно кварц, кислый плагиоклаз или калиевый полевой шпат.

*Обсидиан (вулканическое стекло)*. Окраска серая, черная, красновато-бурая. Структура стекловатая. Характерны стеклянный блеск и раковистый излом (рис. 3.4, 5).

Текстура массивная, иногда полосчатая. Вообще по химическому составу вулканические стекла могут быть от кислых до основных. Поскольку наиболее распространены кислые стекла, то в известной мере условно обсидианы обычно рассматриваются в группе кислых пород

*Пемза*. Представляет собой очень пористое вулканическое стекло. Образуется из насыщенной газами вязкой лавы, которая при застывании превращается в губчатую массу. Окраска белая, серая, желтоватая. Текстура пузырчатая (рис. 3.4, б). Обладает невысокой плотностью (0,4-0,9 г/см<sup>3</sup>) и плавает в воде.

**Средние магматические породы** представлены абиссальными сиенитом и диоритом, их эффузивными аналогами (трахитом и андезитом), а также гипабиссальными породами: сиенит-порфиром и диоритовым порфиритом.

*Сиенит*. Окраска розовая, красная. Структура явнокристаллическая (мелко- и среднезернистая) или порфировидная (рис. 3.4, 7). Текстура массивная. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (65-90%), плагиоклаз (10-35%), кварц (0-5%), темноцветные минералы (10-35%).

*Сиенит-порфир* – гипабиссальная (дайковая) разновидность сиенита с ярко выраженными порфировидной структурой.

*Диорит*. Окраска серая, темно- и зеленовато-серая. Структура явнокристаллическая, средне- и мелкозернистая (рис. 3.4, 8). Текстура массивная. Минеральный состав: темноцветных минералов (25-50%), калиевого полевого шпата и плагиоклаза (10-60%). Разности диоритов с высоким содержанием темноцветных минералов по содержанию кремнезема и цветовому индексу близки к основным породам.

*Диорит-порфирит* – гипабиссальный (дайковый) аналог диорита, обладающий порфировидной структурой. Во вкрапленниках – плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, реже пироксен.

*Трахит* – эффузивный аналог сиенита. Окраска светло-желтая, розоватая, красновато-бурая. Структура порфировая, со скрытокристаллической и тонкозернистой основной массой. Во вкрапленниках – полевые шпаты, реже пироксен, роговая обманка и биотит.

*Андезит* – эффузивный аналог диорита. Окраска светло- и темно-серая, светло-бурая. Структура порфировая с афанитовой основной массой (рис. 3.4, 9). Текстура массивная или пористая (миндалекаменная). Во вкрапленниках – полевые шпаты, роговая обманка, пироксены, биотит.

**Основные магматические породы** отличаются от кислых и средних более темной окраской, обусловленной высоким содержанием темноцветных минералов (пироксенов, амфиболов, иногда оливина). К абиссальным основным породам относится габбро, его эффузивный аналог – базальт. Гипабиссальные аналоги габбро – габбро-порфирит, долерит.

*Габбро*. Окраска темно-серая до черной. Структура явнокристаллическая, от средне- до крупнозернистой (рис. 3.4, 10, 11). Текстура массивная, иногда пятнистая (такситовая). Минеральный состав: темноцветные минералы (до 65%) и основной плагиоклаз, примесь магнетита, апатита и др. Темноцветные минералы представлены пироксенами, амфиболами, оливином и биотитом. По преимущественному развитию в составе породы того или иного темноцветного минерала насчитывается большое число разновидностей

габбро (оливиновое, роговообманковое и т.п.), объединяемых в одно семейство габброидов. К этому семейству относят также *анортозиты* – породы, сложенные практически одним основным плагиоклазом. Среди анортозитов наиболее распространен *лабрадорит*, состоящий почти из одного лабрадора.

*Габбро-порфирит* – гипабиссальный (дайковый) аналог габбро порфировой структуры с мелкозернистой основной массой. Во вмещающих – основной плагиоклаз, роговая обманка.

*Долерит* – менее глубинный, чем габбро-порфирит, гипабиссальный аналог габбро. Образует преимущественно силлы, реже дайки. Структура полнокристаллическая, мелко- и среднезернистая. Текстура массивная. Измененный долерит называется *диабазом*.

*Базальт* – эффузивный аналог габбро (рис. 3.4, 12). Окраска темно-серая до почти черной. Структура порфировая, афанитовая. Текстура массивная, пористая, пузырчатая, миндалекаменная. В основной массе породы вулканическое стекло, тонкий агрегат плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Вмещающие представлены пироксеном, оливином, роговой обманкой и плагиоклазом.

**Ультраосновные магматические породы** нормального ряда на 90-100% представлены темноцветными минералами, и поэтому они называются ультрамафитами. Наиболее распространены абиссальные ультрамафиты – дунит, перидотит, пироксенит и горнблендит. Известен эффузивный аналог перидотитов – пикрит, который иногда встречается и в гипабиссальных формах залегания – дайках и силлах. Высокомагнезиальной ( $MgO > 18\%$ ) разновидностью пикрита, характерной для наиболее древних (архейских) эффузивных толщ, является коматиит (назван по р. Комати в Ю.Африке, где он впервые был установлен). К ультраосновным относятся также своеобразные гипабиссальные породы (кимберлит и лампроит), которые близки по петрохимическим характеристикам к перидотиту. С кимберлитами и лампроитами связаны месторождения алмазов.

*Дунит*. Окраска темно-зеленая, почти черная, в измененных разностях желтовато-зеленая. Структура явнокристаллическая, мелко- и среднезернистая. Текстура массивная. Состоит на 90 % из оливина, обычно серпентинизированного, примеси пироксена, хромита и магнетита.

*Перидотит*. Окраска от темно-серой до черной. Структура явнокристаллическая, мелко-, среднезернистая (рис. 3.4, 13). Текстура массивная. Состоит преимущественно из оливина (30-70%) и пироксена, незначительной примеси хромита и магнетита. Оливин и пироксен обычно в той или иной мере замещены вторичными минералами: серпентином, хлоритом, тальком и кальцитом.

*Пироксенит*. Окраска черная с зеленовато-серым или бурым оттенком. Структура явнокристаллическая, средне- и крупнозернистая. Текстура массивная. Сложен почти исключительно пироксенами (90-100%) с примесью оливина, биотита, граната и рудных минералов (главным образом, магнетита и ильменита).

*Горнблендит*. Сравнительно редкая ультрамафитовая порода, сложенная на 90-100% роговой обманкой. В виде примеси могут присутствовать биотит, пироксен, оливин, магнетит и апатит. Цвет темно-зеленый до черного. По структуре и текстуре аналогичен пироксениту.

*Пикрит* – эффузивный и гипабиссальный аналог перидотита. Окраска темно-зеленая до черной. Структура порфировая. Основная масса представлена тонкозернистым агрегатом оливина, пироксена, амфибола, магнетита и биотита. Во вмещающих – оливин, редко пироксен. Текстура полосчатая, флюидальная, миндалекаменная.

*Коматиит* обладает специфической структурой – спинифекс, названной так за сходство с причудливыми переплетениями одноименных жестких австралийских трав. Для этой структуры характерны крупные (длиной до 3 см и более) кристаллы оливина, собранные в переплетенные или радиально-лучистые пучки, размещенные в основной массе, представленной тонкими дендритовидными скоплениями пироксена, зернами хромита и вулканическим стеклом. С коматиитами связаны крупные месторождения золота, платины, меди и никеля.

*Кимберлит* – гипабиссальный аналог перидотита. Некоторые ученые считают, что существуют и эффузивные кимберлиты. Окраска породы зеленовато – и голубовато-серая. Структура порфиroidная. Вкрапленники представлены оливином, флогопитом, пиропом, ильменитом. Основная масса – тонкозернистый агрегат оливина, пироба, кальцита (доломита), серпентина (хлорита), магнетита, апатита. Текстура массивная, брекчиевидная.

*Лампроит* – гипабиссальная порфиroidная порода с многочисленными (около 15-25% объема) крупными (3-4 мм) вкрапленниками оливина, реже пироксена. Основная масса сложена мелкозернистым агрегатом оливина, пироксена, флогопита, цементированным вулканическим стеклом.

**Щелочные магматические породы** встречаются во всех их классах (от кислых до ультраосновных). Щелочные кислые породы представлены плутоническим щелочным гранитом и его излившимся аналогом – комендитом.

*Щелочной гранит* – лейкократовая явнокристаллическая среднезернистая порода, состоящая из калиевого полевого шпата, альбита, кварца, щелочного пироксена (эгирина) и щелочного амфибола.

*Комендит* – светло-голубоватая, зеленовато-серая порода полосчатой текстуры и порфиroidной структуры. Основная масса стекловатая или тонкозернистая. Во вкрапленниках – кварц, калиевый полевой шпат, щелочные пироксены и амфиболы.

Щелочные средние породы являются самыми многочисленными и распространенными среди щелочных. Рассмотрим наиболее часто встречающиеся из них – нефелиновый сиенит и его эффузивный аналог – фонолит.

*Нефелиновый сиенит* – светлоокрашенная с зеленоватым или красновато-желтым оттенком порода массивной текстуры и явнокристаллической средне-, реже крупнозернистой структуры (рис. 3.4, 14). Сложена преимущественно калиевым полевым шпатом и нефелином (суммарно до 90%), щелочным пироксеном и амфиболом (суммарно до 15%). Кроме того, в породе могут в небольшом количестве присутствовать биотит, циркон, эвдиалит, титанит и другие минералы. Содержание нефелина сильно колеблется вплоть до полного вытеснения им полевого шпата.

*Фонолит* – светлая плотная порода афанитовой или порфиroidной структуры и флюидальной текстуры. Основная масса стекловатая или тонкозернистая. Во вкрапленниках – нефелин, калиевый полевой шпат и эгирин.

Щелочные основные породы – *щелочное габбро*, в котором в отличие от нормального габбро содержится до 10% фельдшпатоидов, и его излившийся аналог – *щелочной базальт*.

Щелочные ультраосновные породы представлены фоидолитами (плутоническими породами, сложенными преимущественно фельдшпатоидами) и их эффузивными аналогами – фоидитами. Наиболее распространенными в земной коре фоидолитами являются породы ряда *уртит-ийолит-мельтейгит*. Это преимущественно темноокрашенные явнокристаллические (от средне- до грубозернистых) породы, сложенные главным образом нефелином и пироксеном, в том числе щелочным (эгирином) (рис. 3.4, 15). Содержание нефелина в уртите более 70 %, ийолите 50-70%, мельтейгите – меньше 50%.

К фоидитам относятся *нефелиниты* – меланократовые породы порфиroidной структуры со стекловатой или тонкозернистой основной массой, в которой наблюдаются вкрапленники нефелина, пироксена и оливина. Текстура нефелинитов массивная, миндалекаменная.

### 3.3. Осадочные горные породы

Осадочные горные породы образуются на поверхности Земли, т.е. в зоне взаимодействия земной коры с атмосферой и гидросферой, из осадков, которые накапливаются преимущественно в водной среде (озерах, реках, морях и океанах), реже на суше. Горной породой является обычно осадок, претерпевший консолидацию – отверждение. Однако

горные породы могут быть представлены и неконсолидированными (рыхлыми) осадками; например, глинами, песками, галечниками. Только илы – тонкозернистые неконсолидированные водонасыщенные осадки – не являются горной породой.

Осадочные породы слагают верхнюю слоистую оболочку земной коры. Эта оболочка прерывистая, так как существуют испытывающие продолжительные поднятия участки земной коры, на которых осадки не накапливаются. Мощность слоистой осадочной оболочки колеблется от нескольких десятков метров до 15-20 км. Совокупность процессов образования осадочных пород называется *литогенезом*.

**Классификация осадочных горных пород.** Осадочные горные породы по генезису и характеру осадков, из которых они образовались, подразделяются на обломочные, хемогенные и органогенные. Обломочные породы образуются из осадков, представленных продуктами механического разрушения ранее существовавших пород и перемещения водой, реже ветром полученного при этом обломочного материала в места его накопления. При перемещении обломков происходит их окатывание и сортировка по крупности и плотности. В процесс обломочного осадконакопления вовлекаются также твердые продукты вулканических извержений. Хемогенные осадочные породы образуются из химических осадков, а органогенные – из продуктов органического происхождения, главным образом раковин и скелетов животных, растительных остатков.

Следует помнить, что осадочные породы, образованные только из осадков одного генетического типа, встречаются редко. Обычно в них присутствуют все перечисленные выше типы осадков или какие-то два из них. Поэтому отнесение осадочной породы к той или иной группе осуществляется по преимущественному типу осадка, из которого они образовались. Некоторые осадочные породы имеют смешанное происхождение. В их образовании значимое участие принимали осадки разных генетических типов.

Для отдельных осадочных пород существует несколько генетических разновидностей. Например, известняки и фосфориты могут быть хемогенными, органогенными или иметь смешанное происхождение.

**Обломочные осадочные породы** по содержанию в них вулканогенного материала, подразделяются на нормально осадочные (до 10%) и вулканогенно-осадочные (>10%). *Обломочные нормально осадочные породы* по отсутствию или наличию цемента, который обычно имеет хемогенное происхождение, разделяются на рыхлые и сцементированные, а по размеру обломков на грубообломочные (псефиты) 2-200 мм и более, среднеобломочные (псаммиты) 0,1-2,0 мм, мелкообломочные (алевриты) 0,01-0,1 мм и глинистые (пелиты) – меньше 0,01 мм (табл. 3.2).

Таблица 3.2

**Классификация обломочных нормально осадочных пород**

Тип пород	Размер обломков, мм	Рыхлые породы, сложенные обломками:		Сцементированные породы, сложенные обломками:	
		окатанными	неокатанными	окатанными	неокатанными
Грубообломочные (псефитовые)	>200 200-10 20-2	Валуны Галечник Гравий	Глыбы Щебень Дресва	Конгломерат Гравелит	Брекчия
Среднеобломочные (псаммитовые)	2-1 1-0,5 0,5-0,25 0,25-0,1	Песок: грубозернистый крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый		Песчаник: грубозернистый крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый	
Мелкообломочные (алевритовые)	0,1-0,01	Алеврит		Алевролит	
Тонкообломочные (пелитовые)	<0,01	Глина		Аргиллит	

Группа грубообломочных пород, кроме того, делится на две подгруппы: первую, породы которой сложены окатанными обломками, и вторую, представленную породами с неокатанными обломками.

Глинистые породы (пелиты) к обломочным относят во многом условно. По особенностям генезиса они занимают промежуточное положение между собственно обломочными и хемогенными породами. В образовании глинистых пород наряду с механическим разрушением минеральных частиц важную роль играют процессы их химического разложения. Кроме того, часть пелитов образуется из хемогенных осадков.

*Вулканогенно-осадочные обломочные породы* образуются из твердых продуктов вулканических извержений и нормально осадочного материала. Рыхлые массы продуктов вулканических извержений называются *тефрой*, или *пирокластическим материалом*. Он представляет собой затвердевшие куски лавы, выброшенной из жерла вулкана, и обломки разрушенных взрывом пород, слагающих вулканический конус.

Консолидированные вулканогенно-осадочные породы в зависимости от содержания в них нормально осадочного материала подразделяются на *пирокластические* (туфы), в которых он практически отсутствует, осадочно-пирокластические породы, или туффиты (до 50%), и пирокласто-осадочные пород (50 -90%).

*Туфы* являются продуктом консолидации пирокластического материала на месте его осаждения. Часть такого материала оседает на поверхности Земли настолько горячей, что образует спекшиеся или сваренные туфы. Основная масса пирокластики попадает на земную поверхность уже остывшей и консолидируется на месте путем цементации пеплом при участии гидрокимических процессов.

Туфы по преобладанию в них обломков или вулканического стекла, или минералов, или пород разделяются соответственно на *витро-*, *кристалло-* и *литокластические* разновидности. По составу обломочного материала выделяют *липаритовые*, *трахитовые*, *андезитовые* и *базальтовые* туфы, являющиеся пирокластическими аналогами соответствующих эффузивных пород. По размеру преобладающих обломков туфы делят на *крупно* (5-30мм)-, *средне* (5-1мм)-, *мелко* (1-0,1мм) и *тонкообломочные* (<0,1 мм) разновидности (табл. 3.3). Если размер преобладающих обломков превышает 30 мм, туф называется *вулканической брекчией* (см. табл. 3.3).

Таблица 3.3

**Классификация цементированных обломочных вулканогенно-осадочных горных пород**

Пирокластические породы	Осадочно-пирокластические (<50%)*	Пирокласто-осадочные (50-90%)*
Вулканическая брекчия (>30мм) Туф: Крупнообломочный (5-30мм) Среднеобломочный (1-5мм) Мелкообломочный (0,1-1мм) Тонкообломочный (<0,1 мм)	Туффит: Крупнообломочный (>5мм)  Среднеобломочный (1-5мм) Мелкообломочный (0,1-1мм) Тонкообломочный (<0,1 мм)	Туфогенные конгломерат и брекчия (>10 мм)  Туфогравелит (1-10мм) Туфопесчаник (0,1-1мм) Туфоалевролит (<0,1 мм)

*Примечание:* \* – цифры в скобках обозначают содержание нормально осадочного материала.

*Туффиты* формируются в тех же условиях, что и нормально осадочные породы, от которых они отличаются только примесью вулканогенного материала. Этот материал либо приносится из областей действующих вулканов, либо является продуктом разрушения и переотложения водными потоками ранее образованных вулканических пород.

Пирокласто-осадочные породы классифицируются также, как и осадочные обломочные породы, только в название пород прибавляется прилагательное «туфогенный» или приставка «туфо»; например, туфогенный песчаник или туфопесчаник.

**Хемогенные осадочные породы** подразделяются по их вещественному составу, обусловленному химизмом растворов, из которых эти породы образовались. Различают следующие основные группы хемогенных пород: карбонатные, глинисто-карбонатные, кремнистые, сульфатные, галоидные, железистые, глиноземистые и фосфатные.

**Органогенные осадочные породы** по происхождению и составу слагающего их материала образуют две группы. Первая из них включает *негорючие породы*, представленные минеральным веществом раковин и скелетных остатков отмерших организмов. По составу в этой группе выделяют карбонатные, кремнистые и фосфатные породы. Вторая группа – горючие породы, или *каустобиолиты* (греч. «каустос» – горючий, «био» – жизнь, «литос» – камень) состоят преимущественно или в значительной степени, из высокоуглеродистых продуктов преобразования остатков растений и мягких тканей простейших организмов.

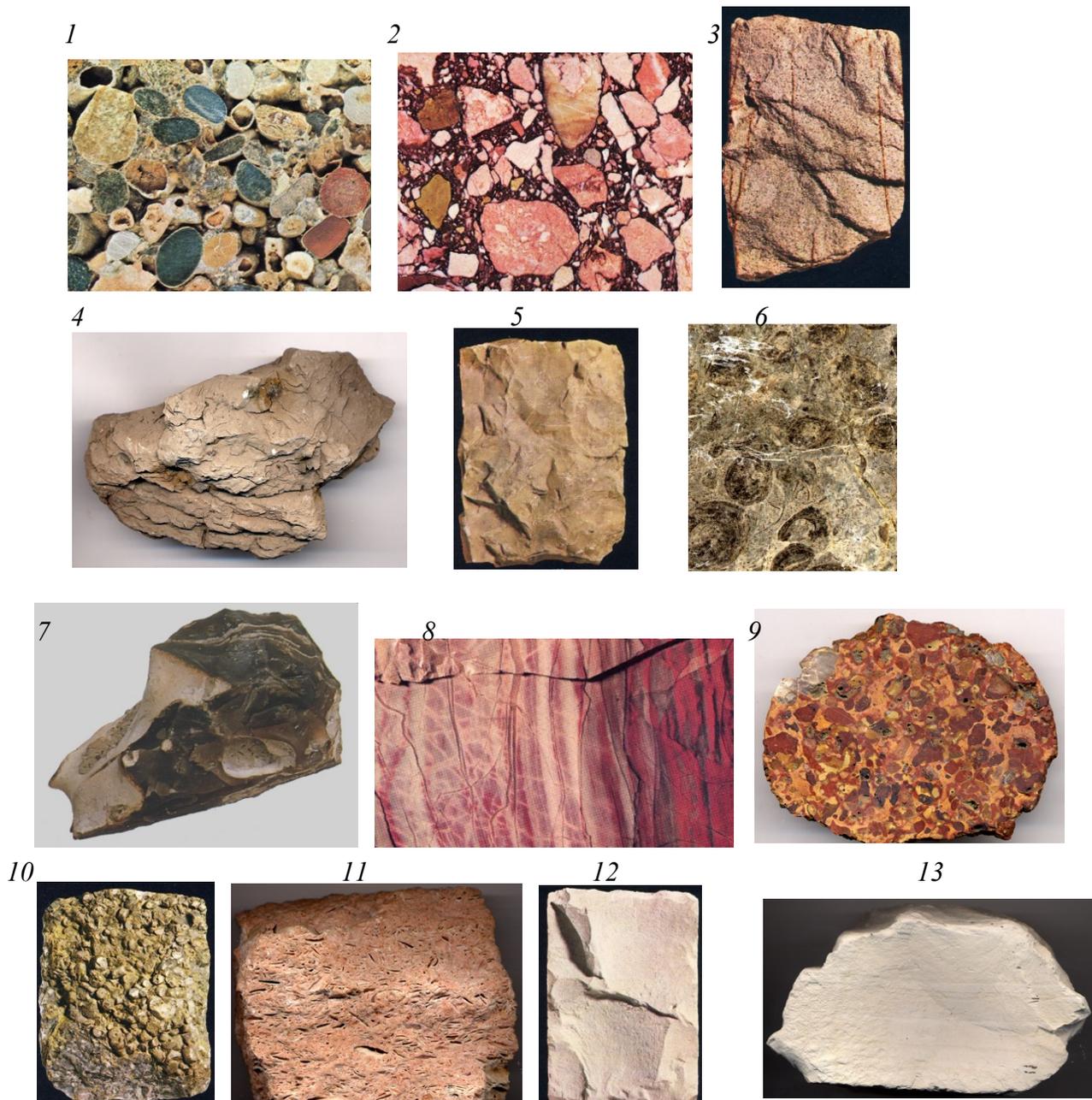
**Формы залегания осадочных пород.** Осадочные породы обычно залегают в виде пластов (слоёв) и линз. **Пласт**, или **слой** – плитообразное тело значительной протяженности, ограниченное субпараллельными поверхностями. Нижняя граничная поверхность называется почвой (подошвой) пласта, а верхняя – его кровлей. Границы пластов могут быть четкими, представленными поверхностями напластования, и нечеткими – с постепенными переходами между соседними пластами. Расстояние по перпендикуляру между кровлей и почвой пласта определяет истинную (нормальную) мощность пласта. Постепенное уменьшение мощности пласта вплоть до его полного исчезновения называется выклиниванием. **Линза** – небольшой по площади пласт, выклинивающийся во всех направлениях. Протяженные пласты осадочных пород характерны для морских фаций, а линзы – для озерных, речных и лагунных фаций.

**Описание наиболее распространенных осадочных горных пород.** **Обломочные осадочные горные породы** имеют обломочную структуру. В соответствии с размерностью обломков различают псефитовую, псаммитовую и алевритовую разновидности обломочной структуры. Глинистые породы обладают пелитовой структурой. Текстура обломочных нормально осадочных, туффитов и пирокласто-осадочных пород обычно слоистая (полосчатая) или массивная. Для туфов характерна массивная беспорядочная, редко неяснослоистая текстура. Окраска осадочных пород, в том числе и обломочных, разнообразная и для их определения не играет существенной роли.

Среди обломочных пород в земной коре явно преобладают нормально осадочные породы (конгломерат, песчаник, алевролит, глина, аргиллит). Туффиты и пирокласто-осадочные породы по внешнему облику близки к соответствующим по размерности обломков нормально осадочным породам, отличаясь от них только присутствием пирокластического материала. Установить наличие и определить состав этого материала, как правило, возможно только с использованием микроскопических исследований. Туфы, являясь пирокластическими аналогами эффузивов, встречаются в ассоциации с этими породами и изучаются совместно с ними как обычные магматические эффузивные породы, от которых туфы отличаются только обломочной структурой.

**Конгломерат** – грубообломочная сцементированная порода, состоящая из окатанных обломков, скрепленных цементом (рис. 3.5, 1). Если обломки по составу однородные, конгломерат называется **мономиктовым**, а если разнородные, то **полимиктовым**. По размеру обломков конгломераты подразделяются на валунные (> 200 мм), галечные (200-20 мм) и гравийные (<20 мм).

Конгломерат с гравийной размерностью обломков называется *гравелитом*. Конгломерат легко отличается от других обломочных осадочных пород по крупному размеру и окатанной форме обломков. Грубообломочная сцементированная порода с неокатанными обломками называется *брекчией* (рис. 3.5, 2).



*Рис. 3.5. Осадочные горные породы*

1-4 – обломочные: 1 – конгломерат, 2 – брекчия, 3 – песчаник, 4 – аргиллит; 5-8 – хомогенные:  
 5,6 – известняк, 7 – кремнь, 8 – яшма; 9 – боксит, 10-13 – органогенные:  
 10 – известняк криноидный, 11 – ракушечник, 12 – мел, 13 – диатомит

*Песчаник* – среднеобломочная сцементированная порода (рис. 3.5, 3). По размеру обломков песчаники классифицируются следующим образом: грубо (2-1 мм)-, крупно (1-0,5 мм)-, средне(0,5-0,25 мм)-, мелко(0,1-0,25 мм)- и тонкозернистые (0,05-0,1 мм). По изменчивости величины зерен различают равномернозернистые и разнотельные песчаники. По составу обломочных зерен выделяют несколько разновидностей песчаника: мономиктовый (с явным преобладанием одного минерала, по которому определяют название породы; например, кварцевый песчаник); олиготельный, состоящий в основном из зерен двух минералов (например, песчаник кварц-полевошпатовый); аркозовый, представленный зернами кварца, полевого шпата и слюды (продуктами разрушения гранитов и гнейсов); полимиктовый (в его составе присутствуют зерна разнообразных пород и минералов).

*Алевролит* – цементируемая мелкообломочная порода, состоящая из зерен размером 0,1-0,01 мм, скрепленных преимущественно известковым или кремнистым цементом. По составу обломков подобно песчанику делится на олигомиктовые и полимиктовые разновидности. Алевролит часто имеет тонкослоистое плитчатое строение. От похожего на него аргиллита (цементируемой глинистой породы) макроскопически отличается более шероховатой на ощупь поверхностью скола. При хорошем освещении на свежем сколе алевролита наблюдается поблескивание зерен. Кроме того, у алевролита обычно не бывает характерного для аргиллитов шелковистого блеска.

*Глина* – связная нецементируемая осадочная порода, состоящая преимущественно из глинистых минералов (главным образом каолинита, монтмориллонита и гидрослюда) и незначительной примеси зерен кварца, полевого шпата и других минералов. В сухом состоянии – рыхлая землистая, иногда плотная камнеподобная. В воде обычно размокает и набухает, образует пластичную вязкую массу. Глина способна поглощать воду (до 70 % по объему) и после насыщения становится водоупором. Она обладает сорбционными и огнеупорными свойствами. По составу глина может быть полиминеральной, т.е. состоять из различных глинистых минералов, а может быть сложена преимущественно одним минералом, по названию которого выделяют каолиновые (каолины), монтмориллонитовые (бентониты) и гидрослюдистые ее разновидности

*Аргиллит* – плотная и твердая, не размокающая в воде глинистая порода пелитовой структуры и слоистой, реже массивной текстуры (рис. 3.5, 4). Является продуктом литификации (уплотнения, обезвоживания и окаменения) глины. Сложен в основном гидрослюдами с примесью каолина, хлорита, тончайших обломочных зерен кварца и других минералов. Монтмориллонит в составе аргиллита отсутствует, так как в процессе литификации глины этот минерал переходит в гидрослюду и хлорит.

**Хемогенные осадочные породы** образуются из осадков, выпавших из истинных или коллоидных растворов. В первом случае, как правило, возникают кристаллические породы, структура которых в зависимости от величины зерен слагающих их минералов может быть крупно (>1,0мм)-, средне(1-0,01мм)-, мелкозернистой (0,1-0,01мм).

Структура пород, образованных вследствие выпадения осадков из коллоидных растворов, преимущественно скрытокристаллическая. Текстура хемогенных пород в основном слоистая и массивная, иногда пятнистая и пористая. В определенных условиях осадконакопления, независимо от того, из каких растворов выпал осадок (истинных или коллоидных), образуются породы оолитовой или бобовой текстуры (структуры).

Наиболее распространенные хемогенные породы: карбонатные (известняк, доломит), глинисто-карбонатные (мергель), кремнистые (кремень, яшма, трепел), сульфатные (гипс), галоидные (каменная соль), железистые (бурый железняк), глиноземистые (боксит), фосфатные (фосфорит).

*Известняк* – хемогенная и органическая карбонатная порода, состоящая почти полностью из кальцита. Структура хемогенного известняка кристаллически-зернистая, скрытокристаллическая. Текстура массивная, иногда оолитовая (рис. 3.5, 6). Порода легко диагностируется по бурной реакции с соляной кислотой.

*Доломит* – карбонатная порода, сложенная одноименным минералом. По внешнему виду, структуре и текстуре похожа на известняк. Отличается от него слабой реакцией с соляной кислотой в порошке.

*Мергель* – глинисто-карбонатная порода смешанного генезиса. Состоит из кальцита химического или органического происхождения (25-75%), глинистого вещества (25-75%) и обломочного кварца (до 50%). Окраска светлая различных тонов. Структура пелитовая, текстура массивная, слоистая. Внешне очень похож на известняк. Диагностируется по реакции с соляной кислотой, после которой на поверхности мергеля остается пятно нерастворимого глинистого остатка.

*Кремень* – скрытокристаллическая кремнистая порода массивной текстуры, состоящая в основном из опала или халцедона и кварца (рис. 3.5,7). Цвет серый, коричневый

или черный в зависимости от наличия примесей карбонатов, оксидов и сульфидов железа, углистого вещества.

*Яшма* – кремнистая порода плотная и очень твердая, разнообразной окраски. Сложена скрытокристаллическим кварцем или халцедоном. Иногда содержит остатки кремнистых скелетов радиолярий. Структура скрытокристаллическая, текстура массивная, полосчатая, пятнистая (рис. 3.5, 8). Основная масса кремнистого вещества, из которого сложена яшма, имеет вулканическое происхождение и образовалась из газодных горячих растворов на дне морей.

*Трепел* – хемогенная кремнистая порода, слабо сцементированная тонкопористая, легкая (плотность 0,6-1,0 г/см<sup>3</sup>). Состоит преимущественно из опала и халцедона; в небольшом количестве содержит зерна кварца, полевого шпата и глауконита. Окраска белая, светло-серая, желтоватая. Структура глобулярная, обусловленная наличием мелких (0,01-0,0мм) сферических выделений (глобулей) кремнистого вещества. Текстура однородная пористая. Обладает сорбционными и тепло-изоляционными свойствами.

*Гипс* – сульфатная порода, состоящая из минерала того же названия. Структура кристаллически-зернистая, от тонко- до грубозернистой. Текстура массивная. Легко распознается по небольшой твердости (царапается ногтем) и плотности.

*Каменная соль* – галоидная порода, состоящая главным образом из минерала галита. Структура средне- и крупнокристаллическая. Текстура массивная, слоистая. Отличается по легкой растворимости в воде и соленому вкусу.

*Бурый железняк* – железистая порода, сложенная главным образом гидроксидами железа с примесью глинистого и песчаного материала. Цвет бурый различных оттенков. Структура скрытокристаллическая. Текстура землистая, пористая, оолитовая, редко слоистая.

*Боксит* – глиноземистая порода, состоящая преимущественно из гидроксидов алюминия с примесью гидроксидов железа, а также глинистого вещества (каолинита). Внешний облик и цвет разнообразны – землистые, глиноподобные или плотные (каменистые) массы, окрашенные в красные, бурые, белые, желтые и серые тона. Структура скрытокристаллическая, оолитовая и бобовая (рис. 3.5, 10). Текстура массивная, редко слоистая.

*Фосфориты* – осадочные породы, состоящие на 50% и более из аморфного или тонкокристаллического фосфата кальция (обычно фторапатита). В образовании фосфоритов участвуют различные типы морских осадков (обломочные, химические и органогенные). По генезису фосфата различают фосфориты хемогенные, смешанного происхождения и органогенные. Последние будут описаны в группе органогенных пород. К собственно хемогенным относятся так называемые микрозернистые фосфориты – плотные крепкие породы серого или темно-серого цвета, состоящие из зерен и оолитов размером 0,01-0,5 мм фосфата, сцементированных фосфатным, карбонатным, кремнистым или смешанным из этих компонентов цементом. Структура тонкозернистая, текстура слоистая, массивная.

Зернистые и желваковые фосфориты имеют смешанное происхождение. Зернистые фосфориты представляют собой пески или песчаники, состоящие из округлых фосфатных зерен размером 0,1-1,0 мм (стяжений, оолитов и окатанных фосфатных раковин и костей рыб), а также обломочных зерен кварца и других минералов. Фосфатная составляющая этих фосфоритов хемогенная, в меньшей степени органогенная.

Желваковые фосфориты – пески, алевролиты или глины, насыщенные фосфатными стяжениями, конкрециями, окатанными гальками, фосфатизированными ядрами моллюсков размером 0,6-5 см, иногда до 15 см. Фосфатные стяжения образовались путем цементации хемогенным фосфатным осадком обломочного материала на дне моря (глинистого вещества, зерен кварца и других минералов).

**Органогенные осадочные породы** в общем случае обладают органогенной структурой, массивной и слоистой текстурой. Среди негорючих органогенных пород наиболее распространены: карбонатные (известняк, мел), кремнистые (диатомит), фосфатные (фосфорит ракушечниковый).

*Известняк органогенный* образован известковистыми раковинами и внутренними скелетами различных водных животных (рис. 3.5, 11,12). От обычного хемогенного известняка отличается только органогенной структурой.

*Мел* – карбонатная порода, сложенная преимущественно остатками водорослей из группы кокколитофоридов и тонкокристаллического кальцита органического и химического происхождения; тонкопористая, однородная, белая, иногда с желтоватым оттенком, небольшой твердости (пачкает руки) (рис. 3.5, 13).

*Диатомит* – кремнистая (опаловая) порода, состоящая в основном из остатков панцирей диатомей, по цвету, внешнему облику и свойствам аналогичная трепелу (рис. 3.5, 14).

*Фосфорит ракушечниковый* – обломочно-органогенная порода. Представляет собой кварцевый песок или песчаник, насыщенный фосфатизированными раковинами и их обломками.

Каустобиолиты, источником органогенного вещества которых были растения, представлены торфом, бурым углем (лигнитом) и каменным углем. С участием продуктов разложения простейших планктонных организмов образуются горючие сланцы. Торф соответствует начальной стадии преобразования растительного органического вещества и является исходным материалом для формирования бурого, а из него каменного угля, по мере погружения пород и увеличения в связи с этим давления и температуры. Процесс превращения торфа в уголь и дальнейшего изменения угля под действием указанных геологических факторов называется *у г л е ф и к а ц и е й*.

*Торф* – рыхлая порода бурого или черного цвета, состоящая из визуально различаемых остатков растений. Содержание углерода невысокое (35-45%). Структура органо-генная, текстура пористая, слоистая.

*Бурый уголь* – плотная темно-бурая или черная породы с землистым, редко раковистым изломом, матовым блеском. Черта темно-бурая. Содержание углерода до 70%. Структура аморфная с хорошей сохранностью отдельных фрагментов растений. Текстура однородная слоистая.

*Каменный уголь* – черная, более плотная, чем бурый уголь, порода с зернистым изломом и матовым смолистым блеском. Черта черная, чем отличается от бурого угля. Содержание углерода до 85%.

*Антрацит* – каменный уголь наиболее высокой степени углефикации. Цвет серо-черный, черта бархатисто-черная, блеск, яркий металлоидный. Содержание углерода 94-97%.

*Горючий сланец* – порода смешанного обломочно-органогенного происхождения. Представляет собой мергель или аргиллит, пропитанный органическим веществом (керогеном), содержание которого составляет 10-80%. Окраска коричнево-серая, оливково-серая. Структура пелитовая. Текстура тонкослоистая. Обладает способностью в тонкой пластинке или куске загораться от спички, издавая специфический запах горящей резины.

### **3.4.Метаморфические горные породы**

Метаморфические горные породы, или метаморфиты, образуются в результате изменения минерального состава, структуры и текстуры исходных (первичных) магматических и осадочных пород под воздействием высокого давления и температуры и, как правило, при участии флюидов. Совокупность указанных процессов преобразования исходных пород называется метаморфизмом. Исходными могут быть и метаморфические породы, образованные, например, при умеренных давлении и температуре, а затем попавшие в условия высоких значений этих термодинамических параметров.

При метаморфизме происходит главным образом перекристаллизация горных пород в твердом состоянии, сопровождающаяся формированием новых минеральных ассоциаций. Общий химический состав пород при этом почти не изменяется.

**Типы метаморфизма и метаморфические фации.** Различают два основных типа метаморфизма: контактовый и региональный. Контактный метаморфизм обусловлен главным образом температурным полем, возникающим в окружении тел интрузивных пород на стадии внедрения магмы и ее кристаллизации. Давление при контактовом метаморфизме существенной роли не играет.

Региональный метаморфизм охватывает крупные по площади участки, на которых в результате прогибания земной коры породы, образованные в верхней ее части, погружаются в недра Земли, где царят высокие давление и температура. Поскольку такие участки обычно приурочены к тектонически активным зонам, в их глубоких частях наряду с литостатическим давлением имеет место и ориентированное давление (стресс). Стресс обуславливает *сланцеватость* метаморфических пород – появление в них параллельных плоскостей делимости и ориентированных согласно этим плоскостям таблитчатых, чешуйчатых и вытянутых в одном направлении минералов.

Общепринятой классификации метаморфических пород не существует. Тип метаморфической породы определяется условиями ее образования, т.е. фацией, и составом исходных пород (табл. 3.4).

Таблица 3.4

**Наиболее распространенные метаморфические породы различных метаморфических фаций**

Тип метаморфизма	Фация метаморфическая	Метаморфиты по исходным породам:		
		глинистым, кремнистым, кварц-полевошпатовым	карбонатным	ультраосновным – средним магматитам, мергелю
Контактный	Роговиковая	роговик	мрамор	роговик
Региональный	Зеленых сланцев	глинистый сланец, филлит, кварцит	мрамор	зеленые сланцы
	Амфиболитовая	кристаллические сланцы, кварцит, гнейс	мрамор	амфиболит
	Гранулитовая	гранулит, гнейс	–	гранулит
	Эклогитовая	–	–	эклогит

Контактово-метаморфические породы образуются в рамках одной фации (*роговиковой*). При этом исходные карбонатные породы (известняк, доломитизированный известняк, доломит) превращаются в мрамор, кварцевые песчаники – в кварцит, а существенно силикатные породы – в роговики различного состава.

Породы регионального метаморфизма формировались в условиях нескольких фаций (в последовательности повышения температуры и давления): *зеленосланцевой*, *амфиболитовой*, *гранулитовой* и *эклогитовой*. Для *зеленосланцевой* фации характерны филлиты (по исходным глинистым породам), зеленые сланцы (по основным магматическим породам и мергелям). В условиях всех упомянутых выше фаций регионального метаморфизма, начиная с *зеленосланцевой*, карбонатные породы преобразуются в мрамор, а кварцевые песчаники и кремнистые породы в кварциты. Зачастую метаморфические породы *зеленосланцевой* фации сохраняют следы облика исходной породы. В этом случае для их названия используют приставку «мета»; например, *метаконгломерат* (рис. 3.6, 1), *метабазальт* и т.п.

В условиях *амфиболитовой* фации образовались кристаллические сланцы и гнейсы (по глинистым породам и песчаникам, магматическим породам кислого и среднего состава), амфиболиты (по основным, реже средним магматическим породам и мергелю). Сланцы и гнейсы по осадочным породам называются *парасланцами* и *парагнейсами*, а по магматическим породам – соответственно *ортосланцами* и *ортогнейсами*.

Гранулитовая фация метаморфизма характеризовалась образованием гранулитов и отдельных разновидностей гнейсов, а эклогитовая – эклогитов.

Рассмотренная смена фаций регионального метаморфизма показывает, что метаморфические породы предыдущей стадии являются исходными для метаморфических пород последующей стадии. Вот, например, как выглядит последовательность образования метаморфических пород из осадочных пелитов: глинистые сланцы – филлиты – кристаллические парасланцы – парагнейсы – гранулиты.

**Форма залегания метаморфических горных пород** либо наследуется от исходных пород (при региональном метаморфизме), либо представлена оболочкой вокруг интрузивного тела (при контактовом метаморфизме).



*Рис. 3.6. Метаморфические горные породы*  
 1 – метаконгломерат, 2 – роговик, 3 – глинистый сланец, 4 – филлит,  
 5 – слюдяной сланец, 6 – гранат-сланцевый сланец, 7, 8 – мрамор, 9 – кварцит,  
 10 – железистый кварцит, 11 – гнейс, 12 – амфиболит, 13 – эклогит

### **Описание наиболее распространенных метаморфических горных пород:**

*Роговик* – крепкая порода от светло-серой и желтой до темно-серой и черной окраски. Минеральный состав зависит от состава исходных пород. Биотитовые роговики, сложенные кварцем и биотитом, примесью полевого шпата и других минералов, образовались по песчано-глинистым породам. Амфиболитовые роговики, в составе которых преобладают амфибол и плагиоклаз, характерны для зон контактового метаморфизма магматических пород основного и среднего состава. Структура роговиков гранобластовая (тонкозернистая), порфиробластовая, иногда скрытокристаллическая. Текстура массивная, полосчатая (рис. 3.6, 2).

*Глинистый сланец* – продукт начальной стадии метаморфизма глин и аргиллитов. Плотная, не размокающая в воде, сланцеватая порода от серого до черного цвета (рис. 3.6, 3). С увеличением давления и температуры в условиях зеленосланцевой фации глинистый сланец переходит в *филлит* – скрытокристаллическую тонкосланцеватую породу, состоящую в основном из кварца, серицита, хлорита и полевого шпата. На плоскостях сланцеватости наблюдается характерный шелковистый блеск, обусловленный присутствием серицита (рис. 3.6, 4).

*Зеленые сланцы* – собирательное название метаморфических пород сланцеватой текстуры, образованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма по породам основного состава. Типоморфные минералы: альбит, хлорит, эпидот, актинолит, кварц.

*Кристаллические сланцы* – общее название регионально метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации сланцеватых пород, образованных по песчано-глинистым осадочным породам и магматическим породам кислого и среднего состава. Главные минералы – кварц, мусковит, биотит; часто встречаются гранат, роговая обманка, плагиоклаз, графит. В зависимости от минерального состава, различают биотитовый, мусковитовый, гранат-биотитовый и другие разновидности кристаллических сланцев. Структура пород грано-, лепидо- и порфиробластовая. Текстура преимущественно сланцеватая (рис. 3.6, 5,6).

*Мрамор* – кристаллически-зернистая порода, часто сахаровидного облика, состоящая главным образом из кальцита и (или) доломита (рис. 3.6, 7). Цвет мрамора может быть самый различный, но преобладают светлоокрашенные его разновидности. Структура гранобластовая, текстура массивная, иногда полосчатая (рис. 3.6, 8). Образуется при метаморфизме известняков, доломитов и доломитизированных известняков.

*Кварцит* – крепкая порода белого, темно-серого и красно-бурого цвета, состоящая преимущественно из кварца. Структура гранобластовая, обычно мелкозернистая (рис. 3.6, 9). Текстура массивная, редко полосчатая. В результате регионального метаморфизма древних железисто-кремнистых осадочных и вулканогенно-осадочных пород образовались *железистые кварциты*. Они состоят главным образом из кварца, оксидов железа (магнетита и гематита) и силикатов (хлорита, биотита, амфиболов и др.). Структура гранобластовая, обычно тонкозернистая. Текстура полосчатая, плейчатая. Отдельные полосы сложены преимущественно кварцем, или рудными, или силикатными минералами (рис. 3.6, 10). Железистые кварциты бассейна КМА – основное железорудное сырьё России.

*Гнейс* – метаморфическая порода светло-серой, серой окраски, по составу близкая к гранитам (больше 20% объема представлено полевым шпатом и кварцем, присутствуют слюды, амфибол, пироксен, гранат). Структура грано-, лепидобластовая, обычно средне- и крупнозернистая. Текстура полосчатая, реже сланцеватая (рис. 3.7, 11).

*Амфиболит* – порода от серо-зеленого до черно-зеленого цвета, состоящая преимущественно из роговой обманки и плагиоклаза. Основные минералы-примеси: пироксен, биотит, гранат и дистен. Структура гранобластовая. Текстура массивная

(рис. 3.6, 12), иногда сланцеватая. Образуется за счет ультраосновных и основных, реже средних магматических пород, а также мергелей в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

*Гранулит* – светлоокрашенная порода, сложенная главным образом ортоклазом и кварцем, в массе которых рассеяны зерна граната и пироксена. Структура гранобластовая, мелкозернистая. Текстура сланцеватая, гнейсовая.

*Эклогит* – метаморфическая порода наиболее высокой фации регионального метаморфизма. Структура кристаллически-зернистая. Текстура массивная (рис.3.6,13), иногда слабо сланцеватая. Состоит преимущественно из граната с высоким содержанием (до 73%) пиропового компонента ( $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ ) и омфацита (моноклинного пироксена с повышенным содержанием Si, Al, Na). В небольшом количестве в породе присутствуют кварц, биотит, калиевый полевой шпат и другие минералы. По химическому составу эклогит соответствует базальту. Экспериментально установлен переход при высоком давлении и температуре базальта в эклогит.

## Глава 4. ВРЕМЯ В ГЕОЛОГИИ

### 4.1. Геохронология

Для начала вспомним, что такое время и хронология безотносительно к проблемам геологии. Время как философская категория является формой последовательности смены явлений и состояния материи. В обыденном понимании время – продолжительность того или иного процесса или дата какого-либо события. Датирование может быть относительным (например, событие А произошло позже события Б) или абсолютным (событие А произошло в 1991 г., 23 сентября в 12 часов дня). В этом смысле говорят об относительном и абсолютном исчислении времени.

Для измерения времени используют периодически повторяющиеся процессы одинаковой длительности (например, полный оборот Земли вокруг Солнца составляет год, а вокруг собственной оси – сутки). Для измерения времени в более дробных единицах (часах, секундах и их долях) обычно используют устройства, реализующие колебательные процессы устойчивой частоты (механический маятник в обычных часах, «квантовый» маятник в кварцевых или иных атомных часах).

**Хронология** (греч. «хронос» – время, «логос» – учение) – последовательность исторических событий во времени. Другое толкование этого слова – наука об измерении времени. Таким образом, **геохронология** – наука о последовательности геологических событий в истории Земли и способах измерения геологического времени, т.е. относительного и абсолютного возраста горных пород, а, следовательно, и геологических событий (процессов), в результате которых эти породы образовались.

**Относительный возраст горных пород.** Долгое время геологи не могли определять абсолютный возраст горных пород и пользовались исключительно относительной датировкой геологических образований.

**Относительный возраст осадочных и эффузивных горных пород** определяется преимущественно стратиграфическим и палеонтологическим методами, которые дополняют друг друга.

*Стратиграфический метод* основан на правиле последовательности напластования осадочных пород, впервые сформулированным в XVII в. датским ученым Нильсом Стеноном (Николаусом Стено): всякий слой отложился позднее слоя, на котором залегают, и ранее того, который его перекрывает. Согласно этому правилу в стратифицированной, т.е. представленной последовательно налегающими друг на друга слоями (пластами), толще осадочных и (или) эффузивных пород вверх по ее разрезу возраст слоев становится все моложе.

*Палеонтологический метод* основан на эволюции органического мира нашей планеты. Впервые он предложен в XVIII в. английским ученым В. Смитом, который в работе «Об отождествлении слоев по ископаемым» писал: «Все пласты последовательно осаждались на дне моря и каждый из них содержит в себе остатки организмов, которые жили во время его образования». В XIX в. благодаря исследованиям Ж. Кювье (Франция), В.О. Ковалевского (Россия) и других палеонтологов, были сформулированы основы палеонтологического метода определения возраста горных пород, который широко используется и в современной стратиграфии.

Одновозрастными считаются пласты пород, содержащие одинаковые комплексы органических осадков. Виды животных и растений, остатки которых являются определяющими при оценке возраста того или иного пласта пород, называются **ископаемыми руководящими формами**. Эти виды организмов в относительно узком интервале времени широко расселялись на Земле, а затем изменялись или исчезали. Для них характерно ограниченное вертикальное и широкое горизонтальное (площадное) распространение остатков. Важно также, чтобы руководящие ископаемые формы обладали хо-

рошей сохранностью и отличительными признаками твердых частей скелета или отпечатков растительных остатков.

В настоящее время в качестве руководящих ископаемых форм научились использовать споры и пыльцу растений, на основе чего разработан *палинологический метод* определения возраста пород (палинология – ветвь ботаники, занимающаяся изучением спор и пыльцы растений).

С использованием стратиграфического и палеонтологического методов геологического датирования во второй половине XIX в. была разработана общая для всех регионов Земли *геохронологическая шкала*, т.е. шкала относительного геологического времени, показывающая последовательность и соподчиненность основных этапов геологической истории Земли и развивающегося на ней органического мира. В 1881 г. Международный геологический конгресс в г. Болонья (Италия) утвердил эту шкалу как руководящий документ для геологических служб всех стран. В дальнейшем указанная шкала уточнялась и дополнялась.

Геохронологической шкале соответствует *стратиграфическая*, которая показывает последовательность и соподчиненность стратиграфических подразделений (слоёв горных пород, занимающих определенное место в общей последовательности напластования геологических образований). Каждому стратиграфическому подразделению соответствует эквивалентное ему геохронологическое подразделение.

**Относительный возраст интрузивных горных пород** определяется, исходя из следующих достаточно очевидных соображений: интрузив моложе пород, которые он прорывает, и древнее тех пород, которые его или прорывают, или перекрывают (рис. 4.1). При этом перекрывающие породы залегают на размытой поверхности интрузива и обычно содержат в основании своего разреза обломки пород, слагающих интрузив.

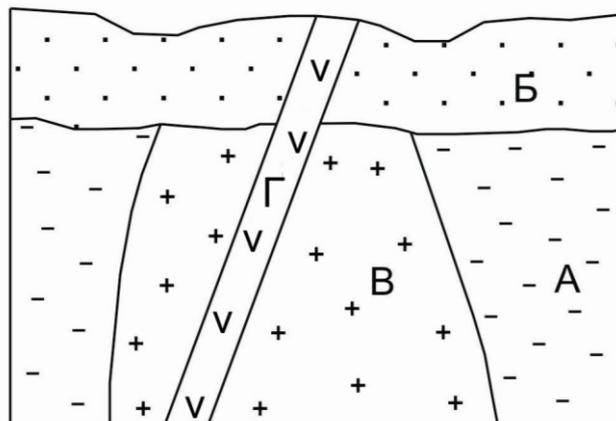


Рис. 4.1. Относительный возраст интрузивных пород (схематический разрез)  
А, Б, В, Г – тела горных пород: А, Б – осадочных, В, Г – интрузивных. Последовательность их образования: А-В-Б-Г

**Радиохронологический возраст горных пород.** При всех успехах относительной геохронологии вплоть до XX в. вопрос о продолжительности геологических процессов, возрасте горных пород и Земли в целом в абсолютных, привычных единицах измерения времени (годах), оставался открытым. Например, в XVIII в. Ж.Бюффон оценивал возраст Земли всего в 75 тыс. лет, а в XIX в., когда уже была принята общая геохронологическая шкала, У. Томсон (лорд Кельвин) довел планку возраста Земли до 100 млн. лет.

Задачу определения абсолютного возраста горных пород помогли решить успехи ядерной физики. В 1906 г. П.Кюри и Э.Резерфорд предложили использовать в качестве меры геологического времени скорость радиоактивного распада элементов, которая постоянна и для каждого изотопа своя. Напомним, что *изотопами* называются разновидности атомов одного элемента, имеющие в ядре одинаковое число протонов, но разное число нейтронов, а следовательно различную массу. Для обозначения изотопов к символу химического элемента слева вверху добавляют цифру, соответствующую массовому числу ядра (сумме протонов и нейтронов):  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{14}\text{C}$  и др.

Зная количество радиоактивного изотопа элемента ( $N_t$ ) и конечного продукта его распада ( $N_k$ ), можно определить первичное количество этого изотопа ( $N_0$ ). Время, прошедшее с начала процесса распада атомов радиоактивного изотопа ( $t$ ), соответствующее возрасту исследуемого геологического объекта, определяется по уравнению:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{N_t} = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{N_k}{N_t} + 1 \right),$$

где  $\lambda$  – постоянная распада данного радиоактивного изотопа.

Кроме постоянной распада  $\lambda$  скорость этого процесса оценивается периодом полураспада – временем, необходимым для перехода в стабильный дочерний изотоп половины атомов радиоактивного материнского элемента. Период полураспада  $T$  связан с константой распада отношением

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln 2 = \frac{0,693}{\lambda}$$

Названия изотопно-геохронологических методов образуются обычно из названий радиоактивных изотопов и конечных продуктов их распада. Первые радиохронологические определения сделаны в США Б. Болтвудом в 1907 г. уран-свинцовым методом. Прогрессу радиохронологии во многом способствовало изобретение Ф.В. Астоном в 1927 г. масс-спектрографа – прибора, предназначенного для измерения масс изотопов. В настоящее время применяется несколько радиохронологических методов: уран-свинцовый, рубидий-стронциевый, калий-аргоновый, рений-осмиевый, углеродный и другие.

*Калий-аргоновый метод* используется наиболее широко, что объясняется относительной простотой определения отношения количества  $^{40}\text{K}$  и продукта его распада  $^{40}\text{Ar}$ , а также присутствием калия в значительных количествах во многих минералах (период полураспада  $^{40}\text{K}$  – 1,3 млрд. лет).

*Углеродный метод* служит для определения возраста очень молодых пород (не более 70 тыс. лет), содержащих растения, и деревянных археологических находок: период полураспада радиоактивного изотопа  $^{14}\text{C}$  равен всего 5,5 тыс. лет. Радиоактивный углерод из атмосферы усваивается растениями и после их гибели уже не пополняется. С этого момента начинается уменьшение количества его за счет распада с образованием азота. Так как первоначальная концентрация  $^{14}\text{C}$  во всем живом на Земле одинакова (за исключением полярных районов), зная, сколько углерода распалось, не составляет труда определить время распада.

Радиохронологические методы позволили установить возраст нашей планеты – около 4,5 млрд. лет, исходя из того, что этими методами возраст самых древних горных пород Земли оценен в  $3,9 \pm 0,3$  млрд. лет, а возраст метеоритов – в 4,5 – 4,6 млрд. лет. Близкие к указанным цифрам данные изотопного датирования горных пород Луны (3,78–4,26 млрд. лет), что свидетельствует об одновозрастности Земли и ее спутника.

Кроме того, радиохронологические методы дали возможность определить продолжительность геохронологических подразделений (временных этапов развития Земли и ее органического мира) единой геохронологической шкалы.

## 4.2. Современная геохронологическая и стратиграфическая шкала

Наиболее детально разработана верхняя часть этой шкалы, соответствующая последним примерно 535 миллионам лет существования Земли, когда зародилась и бурно развивалась достаточно высокоорганизованная органическая жизнь, давшая многочисленные ископаемые остатки. Этот временной этап получил название *фанерозоя* (греч. «фанерос» – явный, «зоо» – жизнь) или фанерозойского эона.

Более древний этап истории Земли, охватывающий большую её часть (около 3–3,5 млрд. лет) и получивший название *криптозой* (греч. «криптос» – скрытый), в связи с

почти полным отсутствием в породах указанного возраста органических остатков, геохронологически и стратиграфически расчленен слабо. Другое название этого этапа – *докембрий*. В докембрии выделяется несколько эонов.

Геохронологическая и стратиграфическая шкалы фанерозоя являются общими международными, а аналогичные шкалы докембрия – региональными, т.е. разработанными и принятыми для отдельных регионов или стран земного шара.

Фанерозойский эон согласно международной геохронологической шкале подразделяется на эры, а они в свою очередь на периоды и эпохи (табл. 4.1).

Таблица 4.1

**Международная геохронологическая (стратиграфическая) шкала**

Эон (эонотема)	Эра (эратема)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Начало, млн. лет	Цветовое обозначение		
ФАНЕРОЗОЙ	КАЙНОЗОЙСКАЯ KZ	Четвертичный (четвертичная) Q	Голоценовая (голоцен)	Q <sub>2</sub>	1.8	Желтово-то-светло-серый	
			Плейстоценовая (плейстоцен)	Q <sub>1</sub>			
		Неогеновый (неогеновая) N	Плиоценовая (плиоцен)	N <sub>2</sub>	23.8	Лимонно-желтый	
			Миоценовая (миоцен)	N <sub>1</sub>			
		Палеогеновый (палеогеновая) P	Олигоцен (олигоцен)	Р <sub>3</sub>	65	Оранжево-жёлтый	
				Эоцен (эоцен)			Р <sub>2</sub>
	Палеоценовая (палеоцен)			Р <sub>1</sub>			
	МЕЗОЗОЙСКАЯ MZ	Меловой (меловая) K	Поздне меловая (верхнемеловой)	K <sub>2</sub>	144	Зелёный	
			Раннемеловая (нижнемеловой)	K <sub>1</sub>			
		Юрский (юрская) J	Позднеюрская (верхнеюрский)	J <sub>3</sub>	203	Синий	
			Среднеюрская (среднеюрский)	J <sub>2</sub>			
			Раннеюрская (нижнеюрский)	J <sub>1</sub>			
		Триасовый (триасовая) T	Позднетриасовая (верхнетриасовый)	T <sub>3</sub>	250	Фиолетовый	
	Среднетриасовая (среднетриасовый)			T <sub>2</sub>			
	Раннетриасовая (нижнетриасовый)			T <sub>1</sub>			
	ПАЛЕОЗОЙСКАЯ PZ	Пермский (пермская) P	Позднепермская (верхнепермский)	P <sub>2</sub>	295	Оранжево-коричневый	
			Раннепермская (нижнепермский)	P <sub>1</sub>			
		Каменноугольный (каменноугольная) C	Позднекаменноугольная (верхнекаменноугольный)	C <sub>3</sub>	355	Серый	
			Среднекаменноугольная (среднекаменноугольный)	C <sub>2</sub>			
			Раннекаменноугольная (нижнекаменноугольный)	C <sub>1</sub>			
		Девонский (девонская) D	Позндевонская (верхнедевонский)	D <sub>3</sub>	410	Коричневый	
				Среднедевонская (среднедевонский)			D <sub>2</sub>
				Раннедевонская (нижнедевонский)			D <sub>1</sub>
		Силурийский (силурийская) S	Позднесилурийская (верхнесилурийский)	S <sub>2</sub>	435	Серозеленый (светлый)	
				Раннесилурийская (нижнесилурийский)			S <sub>1</sub>
		Ордовикский (ордовикская) O	Позднеордовикская (верхнеордовикский)	O <sub>3</sub>	500	Оливковый	
				Среднеордовикская (среднеордовикский)			O <sub>2</sub>
	Раннеордовикская (нижнеордовикский)			O <sub>1</sub>			
Кембрийский (кембрийская) E	Позднекембрийская (верхнекембрийский)	E <sub>3</sub>	535	Голубовато-зелёный			
		Среднекембрийская (среднекембрийский)			E <sub>2</sub>		
		Раннекембрийская (нижнекембрийский)			E <sub>1</sub>		

Выделяют 3 эры фанерозойского эона: *палеозойскую* (греч. «палеос» – древний) (6 периодов); *мезозойскую* (греч. «мезос» – средний) (3 периода) и *кайнозойскую* (греч. «кайнос» – новый) (3 периода). Периоды названы, как правило, по той местности, где они были впервые выделены и описаны: кембрий – древнее название полуострова Уэльс в Англии; ордовик и силур – по названию древних племен, живших также в Англии; девон – по графству Девоншир (Англия); пермь – по Пермской губернии (Россия) и т.д. Геологические периоды обладают разной длительностью от 22 (неоген) до 79 (мел) млн.лет. Только четвертичный период, или антропоген (греч. «антропос» – человек) по длительности не превышает 1,8 млн. лет.

Подразделения геохронологической и стратиграфической шкал соотносятся следующим образом: эон – *эонотема*, эра – *эратема* (до 1991 г. в России и СССР применялся термин «*группа*»), период – *система*, эпоха – *отдел*, век – *ярус*.

Все подразделения геохронологической (стратиграфической) шкалы ранга периода (системы) обозначаются индексами по первой букве латинского наименования (например, кембрий *Є*, ордовик *О*, силур *S*, и т.д.), а эпохи (отделы) цифрами 1, 2, 3, которые ставятся справа от индекса внизу (например, ранняя юра *J<sub>1</sub>*, поздний мел – *K<sub>2</sub>* и т.д.). Каждый период (система) имеет свой цвет, который показывается на геологических картах и разрезах.

Не следует смешивать подразделения геохронологические и стратиграфические. Нельзя говорить «нижнеюрская или верхнеюрская эпоха», так как время не бывает нижним и верхним. Деление на нижнее, среднее и верхнее – чисто стратиграфическое. Оно относится к последовательности наложения пород и употребляется на картах и разрезах. Временные подразделения, соответствующие нижнему, среднему и верхнему отделам какой-либо системы, следует именовать как ранняя, средняя или поздняя эпоха. Поэтому же мы говорим, что в «каменноугольный период формировались залежи каменного угля», но «каменноугольная система характеризуется распространением угленосных отложений». В первом случае речь идет о времени, во втором – об отложениях.

Принятая в России геохронологическая (стратиграфическая) шкала докембрия включает два крупных подразделения – акрона (акротемы) – *протерозой* (греч. «протерос» – первичный), непосредственно предшествующий фанерозою, и наиболее древний – *архей* (греч. «археос» – древнейший) (табл. 4.2). Каждый из этих этапов (акротем) подразделяется на несколько эонов (эонотем), большинство которых расчленены на эры (эратемы). Периоды (системы) выделены только в венде, но вопрос о его принадлежности к определенной эре (эратеме) остается открытым.

Судя по возрасту наиболее древних пород земной коры архейский акрон начался около 4 млрд. лет назад. Доархейский период существования Земли (примерно 0,5 млрд. лет) называется *катархеом*. В последнее время всё чаще употребляется другое его название – *гадей* (греч. «гадес» – подземный мир), установленное Международной стратиграфической комиссией в 2004 г. Этот период не охарактеризован геологическими документами, поэтому его еще называют «догеологическим». Считается, что первичная (катархейская) земная кора была уничтожена последующими геологическими процессами.

В марте 2004 г. Международный союз наук о Земле (IUGS) официально ввел в общую геохронологическую (стратиграфическую) шкалу новый период (систему) – эдиакарий, соответствующий нашему венду. Эдиакарский период будет являться частью неопротерозойской эры и охватывать временной отрезок истории нашей планеты от 600 до 535 млн. лет.

В стратиграфических схемах конкретных регионов общая стратиграфическая шкала дополняется местной (региональной) шкалой. Наиболее крупным местным стратиграфическим подразделением является *серия*. Она охватывает мощную и схожую по составу толщу осадочных и вулканических или метаморфических пород. По объему серия может быть сопоставима с системой, а для толщ докембрийских пород – с эратемой и даже эонотемой (например, михайловская серия КМА соответствует верхнеархейской эонотеке).

**Геохронологическая (стратиграфическая) шкала докембрия,  
принятая в России**

Акрон (акро- тема)	Эон (эонотема)	Эра (эратема)	Период (система)	Начало, млн. лет	
Протерозой PR  розовый	Поздний (верхний) протерозой PR <sub>2</sub>	Рифей R	Венд	Поздний (верхний) V <sub>2</sub>	570
				Ранний (нижний) V <sub>1</sub>	600
				Поздний (верхний, каратавий) R <sub>3</sub>	1030
		Средний (средний, юрматиний) R <sub>2</sub>	1350		
		Ранний (нижний, бурзяний) R <sub>1</sub>	1650		
		Ранний (нижний) протерозой, карелий PR <sub>1</sub>	Позднекарельская (верхне- карельская) PR <sub>1</sub> <sup>2</sup>	2100	
		Раннекарельская (нижнека- рельская) PR <sub>1</sub> <sup>1</sup>	2500		
Архей AR  малино- во- розовый	Поздний (верхний) архей, лопий AR <sub>2</sub>			3150	
	Ранний (нижний) архей, саамий AR <sub>1</sub>			>3600	

Основной единицей местной стратиграфической шкалы является свита. Если выделяются серии, то свиты являются их составными частями. Если серии не выделяются, то свиты являются частями ярусов или отделов. С в и т а обычно объединяет совокупность отложений, образованных в данном регионе в определенных физико-географических условиях. По объему свита может соответствовать части яруса, целому ярусу или нескольким ярусам. Название свиты всегда географическое (например, коробковская свита курской серии). Свиты сложного строения делятся на п о д с в и т ы (нижнюю, среднюю и верхнюю или нижнюю и верхнюю) по литологическим особенностям разреза.

## Глава 5. ОСНОВЫ ПАЛЕОНТОЛОГИИ. ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА НА ЗЕМЛЕ

**Палеонтология** (греч. «палеос» – древний, «онтос» – существо, «логос» – учение) – наука, изучающая органический мир геологического прошлого. Важность этой науки для геологии обусловлена следующими обстоятельствами. Органический мир активно и масштабно участвует во многих геологических процессах. Скелетные остатки организмов образуют толщи негорючих органогенных пород (карбонатных, кремнистых). Растительная масса и мягкие ткани животных служат материалом для образования угля, нефти и газа в процессе сложной биохимической переработки исходной органики с помощью бактерий. С участием бактерий образуются осадочные месторождения железных, марганцевых и других руд, самородной серы.

На основе данных палеонтологии производится стратиграфическое расчленение толщ осадочных пород. Изучение органического мира в увязке с геологической историей Земли дает возможность установить, когда и в каких формах появилась жизнь на нашей планете, как она эволюционировала от далекого геологического прошлого до современной эпохи.

### 5.1. Систематика органического мира. Понятие об ископаемых органических остатках

**Систематика органического мира.** Согласно современной биологической систематике весь органический мир делится на 5 царств: бактерии, цианобионты, грибы, растения и животные. Бактерии и цианобионты объединяются в надцарство прокариотов, а грибы, растения и животные – в надцарство эукариотов.

**Прокариоты** – одноклеточные одиночные и колониальные организмы. Их клетки не имеют ядра. Размеры прокариот колеблются от 0,15 мкм до 20 см (колониальные формы).

**Бактерии** – микроорганизмы размером 1-5 мкм, способные образовывать нити, цепочки и скопления различного облика. По форме среди них различают кокки (сферические), палочки и спириллы (искривленные палочки), а по отношению к молекулярному кислороду – аэробные для жизни которых необходим кислород, и анаэробные, живущие в бескислородной среде. Бактерии, преимущественно автотрофы (греч. «аутос» – сам, «трофос» – пища), но среди них встречаются и гетеротрофы (греч. «гетерос» – другой, различный). Автотрофы создают органические вещества из неорганических путем хемосинтеза – без использования света, либо путем фотосинтеза, т.е. только на свету. Гетеротрофы используют для питания готовые органические соединения.

**Цианобионты** – одиночные и колониальные аэробные организмы. Размер одиночных форм около 10 мкм, а колониальных – значительно крупнее. Колониальные формы обычно нитевидные и покрыты общей слизистой оболочкой. В организме и слизистой оболочке цианобионтов мог накапливаться карбонат, который вместе с хемогенным карбонатом, застрявшим между нитями цианобионтов, приводил к образованию на дне водоемов строматолитов – карбонатных наростов со сложной внутренней слоистостью (рис. 5.1). Мощность строматолитовых карбонатных толщ достигает сотен метров.

Цианобионты – первые на Земле фотосинтезирующие организмы, которые, как и растения, способны благодаря наличию в их клетках хлорофилла производить биогенный молекулярный кислород. Традиционно за цианобионтами закрепились такие названия как «цианобактерии», «сине-зеленые водоросли». В них отражено промежуточное положение цианобионтов между бактериями и низшими растениями (водорослями).

**Эукариоты** – одноклеточные и многоклеточные организмы, клетки которых содержат ядро. Различие между прокариотами и эукариотами настолько велико, что обычно современных прокариотов рассматривают как реликтовые формы самой ранней стадии

биологической эволюции, а появление эукариотов – как великий скачок в истории жизни. Для палеонтологии наибольшее значение имеют растения и животные.



Рис. 5.1. Образец строматолита

*Растения* – автотрофные организмы, преимущественно неподвижные. Они синтезируют органические вещества из углекислоты и воды с помощью хлорофилла и солнечной энергии, выделяя при этом молекулярный кислород.

*Животные* – гетеротрофные организмы, подвижные на протяжении всей жизни или на отдельных возрастных стадиях. У большинства животных имеются органы чувств.

Растения и животные подразделяются на следующие основные систематические категории:

**Царство Растения (Phyta)**

**Подцарство Низшие растения (Thallophyta)**

*(водоросли)*

**Подцарство Высшие растения (Telomophyta)**

*Надотдел Споровые растения (Sporophyta)*

Отдел Моховидные (Bryophyta)

Отдел Проптеридофиты (Propteridophyta)

Отдел Птеридофиты (Pterodophyta)

*Надотдел Семенные растения (Spermatophyta)*

Отдел Голосеменные (Gymnophyta)

Отдел Покрытосеменные (Angiospermae)

**Царство Животные (Animalia)**

**Подцарство Одноклеточные, или Простейшие (Protozoa)**

Тип Саркодовые (Sarcodina)

**Подцарство Многоклеточные (Metazoa)**

*Надраздел Низшие многоклеточные (Parazoa)*

Тип Пороносы (Porifera)

Тип Археоциаты (Archaeocyatha)

*Надраздел Высшие многоклеточные (Eumetazoa)*

Тип Стрекающие (Cnidaria)

Тип Кольчатые Черви (Annelida)

Тип Членистоногие (Arthropoda)

Тип Мшанки (Bryozoa)

Тип Моллюски (Mollusca)

Тип Плеченогие (Brachiopoda)

Тип Иголокожие (Echinodermata)

Тип Погонофораты (Pogonophorata)

Тип Полухордовые (Hemichordata)

Тип Хордовые (Chordata)

Полный ряд таксонов (систематических категорий) для царства животных: подцарство – надраздел – раздел – тип- подтип- класс- отряд – семейство – род – вид; для царства растений: подцарство – надотдел – отдел – класс – порядок- семейство – род-вид.

Основными разделами палеонтологии являются палеозоология, изучающая мир древних животных, и палеоботаника, предметом изучения которой являются растения прошлых геологических эпох.

**Ископаемые органические остатки.** Природным материалом, который исследуется палеонтологией, являются *ископаемые органические остатки* – сохранившиеся в горных породах в окаменелом либо в каком-то другом (мумифицированном, замороженном, обугленном) состоянии отдельные части организмов (редко целые организмы), их отпечатки, а также всякие следы жизнедеятельности (ползания, сверления, проделывания ходов и т.п.). На основе изучения таких остатков устанавливается принадлежность организма к тому или иному виду, возраст содержащих остатки пород, выделяются стратиграфические единицы.

Наиболее распространены окаменелые остатки, или *окаменелости* (рис. 5.2). В последнее время вместо этого слова чаще употребляют его синоним – *фоссилии* (греч. «фоссилис» – ископаемый, погребенный). Окаменелости обычно сохраняются в виде отпечатков на поверхности горной породы, в которой был погребен организм, псевдоморфоз минерального вещества по первичному органическому материалу, а также слепков, образующихся при заполнении минеральным веществом внутренней полости твердой части умершего организма (например, раковины). Растительные остатки часто встречаются в обугленном состоянии. При этом сохраняются мельчайшие детали строения растительной ткани.

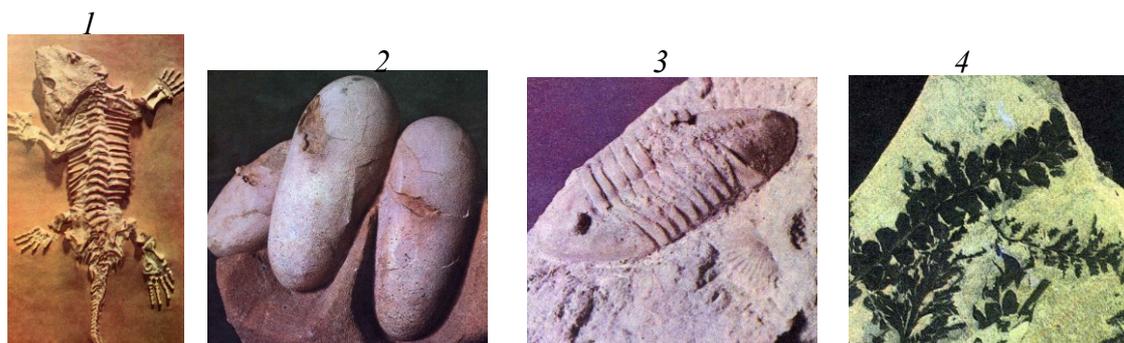


Рис. 5.2. Окаменелые остатки древних животных и растений  
1 – скелет котилозавра (примитивной рептилии позднего палеозоя), 2 – яйца динозавра (гигантской рептилии мезозоя), 3 – слепок трилобита (членистоногого раннего палеозоя), 4 – отпечаток листа папоротника (растения позднего палеозоя).

## 5.2. Основы палеоботаники

В настоящее время известно около 310 000 видов ископаемых и современных растений. Все они делятся на низшие и высшие, различающиеся строением тела и средой обитания.

**Низшие растения** включают различные водоросли. Их тело не дифференцировано на корень, стебель и листья. Оно носит название таллома, или слоевища. В ископаемом состоянии чаще других встречаются остатки диатомитовых, золотистых (кокколитофоридов), бурых и харовых водорослей (рис. 5.3, 1-4).

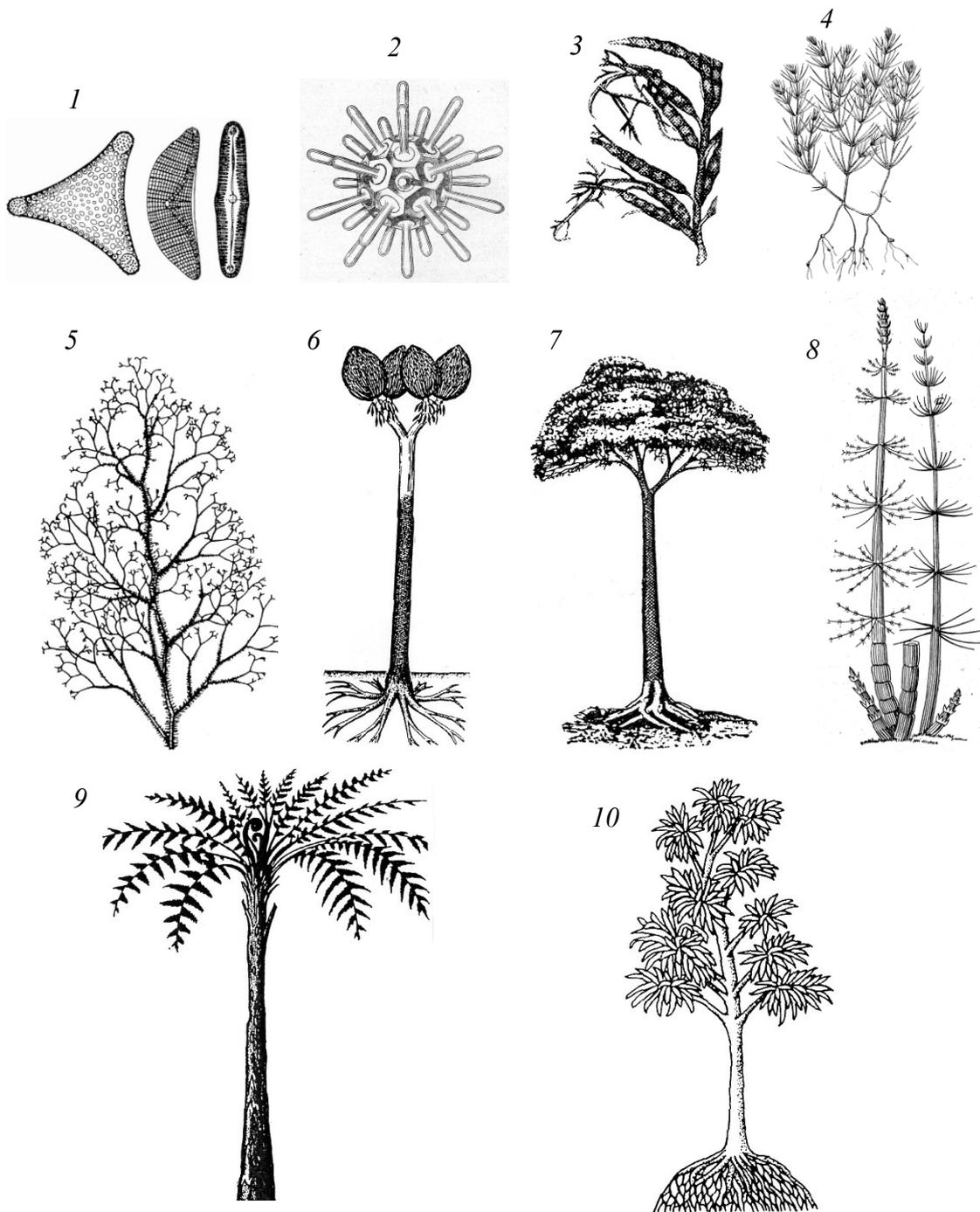


Рис. 5.3. Некоторые растения прошлых геологических эпох  
 1-3 – **низшие растения** (водоросли): 1 – диатомовые, 2 – золотистые (кокколитофориды),  
 3 – бурые, 4 – харовые; 5-8 – **высшие растения**: 5 – псилофитон, 6 – сигиллярия,  
 7 – лепидодендрон, 8 – каламитес, 9 – папоротник древовидный, 10 – кордаитес

Диатомовые и золотистые водоросли одноклеточные, мелкие по размерам (десятки мкм, диатомовые до 2 мм), встречаются обычно в виде фитопланктона. Бурые и харовые водоросли многоклеточные. Первые из них достигают в длину десятков метров, а вторые – 2 м. Достоверные находки остатков водорослей известны в венде.

**Высшие растения** – наиболее высокоорганизованные, живущие преимущественно на суше и широко распространенные растения. Их тело расчленено на побег (стебель с листьями), корень и органы размножения. По способу размножения высшие растения подразделяются на споровые и семенные.

**Споровые растения** размножаются с помощью спор – репродуктивных клеток, заключенных обычно в плотную, устойчивую к внешним воздействиям оболочку. Судя по достоверным находкам фоссилий споровых, эти растения появились в середине силура. Среди споровых выделяют три отдела: моховидные проптеридофиты и птеридофиты.

*Моховидные*, или мхи, представлены мелкими травянистыми растениями, лишенными корней. К субстрату они прикрепляются и извлекают из него питательные вещества ризоидами (волосо – и нитевидными образованиями). Появились в каменноугольном периоде, возможно в конце девона.

*Проптеридофиты* (допапоротники) – низкорослые растения, живущие преимущественно в болотистых местах. Для них характерно дихотомическое ветвление побега (рис. 5.3, 5). Настоящие листья и корни отсутствовали. Роль корней выполняли ризоиды. Проптеридофиты появились в силуре, были широко распространены в среднем девоне и вымерли в позднем девоне.

*Птеридофиты* обладают стеблем, листьями или листовидными образованиями, корнем. Среди них выделяют три основных класса: плауновидные, членистостебельные (хвощевые) и папоротники

*Плауновидные* представлены обширной группой преимущественно древовидных растений (рис. 5.3, 6, 7). Отдельные их виды (например, лепидодендрон и сигиллярия) достигали высоты 30 м, при диаметре ствола до 2 м. Плауновидные были широко распространены в каменноугольном и пермском периодах.

*Членистостебельные* – это растения с полым стеблем. Среди них встречаются древовидные (например, каламитес – рис. 5.3, 8) и травянистые (например, современный хвощ) формы. Членистостебельные появились в позднем девоне.

*Папоротники* – травянистые и древовидные растения со слабо развитым стеблем, крупными листьями и корнем (рис. 5.3, 9). Листья составляют основную массу растений. Они разнообразны по форме и размеру (от миллиметров до 30 м). Папоротники известны со среднего девона. Ископаемые остатки листьев и спор папоротников часто встречаются в отложениях позднего палеозоя и мезозоя.

**Семенные растения** размножаются семенами и обладают сосудистой системой. Они появились в позднем девоне. Среди них выделяют два отдела: голосеменные и покрытосеменные.

*Голосеменные* – преимущественно древовидные растения. Семена у них развиваются из голой семечки при отсутствии цветка. Самые примитивные из этого класса – семенные папоротники. Более высокоорганизованные голосеменные – кордаитовые, гинкговые и хвойные. Кордаитовые были широко распространены в позднем палеозое. Ветви кордаитовых поднимались высоко над землей и несли длинные узкие листья (рис. 5.3, 10).

Гинкговые составляли существенную часть лесов в мезозое. В настоящее время сохранился единственный вид гингговых *Ginkgo Biloba*, произрастающий в Восточной Азии. Это крупные (до 30 м) деревья с большими листьями, сидящими на длинном черешке. Хвойные появились в позднем карбоне и широко распространены сейчас в областях с умеренным и холодным климатом.

Другие голосеменные (беннетиттовые и цикадовые) внешне напоминали пальмы и древовидные папоротники. Они появились в начале триаса, были широко представлены в мезозое, но затем значительная их часть вымерла.

*Покрытосеменные*, или цветковые – наиболее высокоорганизованные растения, у которых семечка находится внутри завязи, являющейся частью цветка. Из завязи развивается плод – приспособление для защиты и распространения семян. Среди покрытосеменных есть травы, кустарники, лианы и деревья. Размеры их разнообразны: от сантиметров до 150 м высотой (эвкалипты). Покрытосеменные появились в начале мелового периода и уже во второй его половине заняли господствующее положение в растительном мире.

### 5.3. Основы палеозоологии

В настоящее время насчитывается около 1,5 млн. видов животных. Все они подразделяются на два подцарства: Простейшие и Многоклеточные.

**Простейшие** – элементарные одноклеточные организмы. Их тело состоит из протоплазмы (бесцветного студенистого вещества), в котором обособлено ядро, и оболочки (кутикулы), нечто вроде скорлупы. Кутикула может отставать от поверхности тела и образовывать раковину. Одни из простейших образуют раковину из хитина (сложного органического вещества), другие – из извести, третьи – из мельчайших песчинок, сцементированных известью, окислами железа или кремнеземом. Размер этих организмов от 1 мкм до 16 см, чаще всего 0.1-1 мм. Наиболее распространены простейшие типа саркодовые: класс фораминифера – отряд фузулина, швагерина, глобигерина, нуммулитес; класс радиолярии (рис. 5.4, 1-4). Геологическая история саркодовых ведет начало с кембрия.

**Многоклеточные** – животные, тело которых состоит из большого числа клеток, выполняющих различные функции. По уровню строения эти животные делятся на низшие и высшие многоклеточные.

**Низшие многоклеточные** не имеют постоянной дифференциации клеток по функциям, у них отсутствуют ткани и органы. К низшим относятся два типа: Пороносцы и Археоциаты.

*Тип Пороносцы* объединяют водных донных животных, имеющих органический, минеральный или смешанный скелет. Образ их жизни неподвижный. Основу этого типа составляет класс губки. Тело губок представляет собой мешочек бокаловидной формы с многочисленными каналами и порами, пронизывающими стенки (рис. 5.4, 5). Оно состоит из 3 слоев: наружного, промежуточного и внутреннего. Скелетные элементы губок – роговые, известковые или кремниевые иглы (спикулы) – образуются в промежуточном слое. Достоверно известны с венда.

*Тип Археоциаты.* Это вымершие одиночные и колониальные животные, имеющие известковый скелет. Форма их тела – конусообразная с центральной внутренней полостью (рис. 5.4, 6). Скелет археоциат состоит из двух стенок, пронизанных рядами пор, и перегородок (радиальных и горизонтальных) между стенками. Археоциат находят в породах нижнего кембрия. Практически полностью вымерли в позднем кембрии.

**Высшие многоклеточные** – животные, которые обладают стабильной дифференциацией клеток, тканями и органами. Ниже дана краткая характеристика основных типов высших многоклеточных.

*Тип Стрекающие* имеют тело в форме трехслойного мешка с центральной полостью, открывающейся наружу ртом, который окружен венцом щупалец, снабженных стрекающими капсулами. Внутри капсул находится спиральная нить с острием на конце. Центральная полость является пищеварительной. Поэтому долгое время этот тип животных называли *кишечнополостными*. Они являются хищниками, которые щупальцами со стрекающими клетками поражают добычу. Наиболее распространены гидры, медузы и коралловые полипы (кораллы). Многие стрекающие образуют твердый известковый или роговой скелет. В ископаемом состоянии сохранились представители двух классов стрекающих: гидроидные (строматопоры) и кораллы (рис. 5.4, 7,8), которые появились в венде.

*Тип Кольчатые черви* – это наиболее высокоорганизованный тип червей. Некоторые его представители, например, род серпула (рис. 5.4, 9) и спирорбис выделяют вокруг себя известковые трубки, сохраняющиеся в ископаемом состоянии. Известны с венда.

*Тип Членистоногие* – животные, тело которых состоит из большого числа члеников или сегментов. Почти все сегменты тела несут по паре конечностей, также имеющих членистое строение. Тело членистоногих покрыто хитиновым, иногда хитино-известковым панцирем, который в процессе роста периодически сбрасывается. Членистоногие имеют хорошо развитые пищеварительную, кровеносную, нервную системы и органы чувств, в том числе глаза. Это наиболее многочисленный по количеству видов тип животных (ра-

ков, пауков, многоножек, насекомых и др.). Наиболее важным для палеонтологии является класс трилобитов – морских животных, обитавших в палеозойское (кембрий-пермь) время (рис. 5.4, 10).

*Тип Мшанки* – преимущественно морские, прикрепленные колониальные животные, внешне напоминающие мох или лишайник (рис. 5.4, 11). Обычно мшанки в виде корочки или плёнки покрывают твердые подводные предметы. Первые мшанки появились в ордовике.

*Тип Моллюски* – обширная группа мягкотелых животных (улиток, устриц, осьминогов, кальмаров и других). Они имеют сложно устроенные системы (пищеварительную, кровеносную, нервную) и органы чувств. Тело моллюска одето мягкой оболочкой – мантией. Раковина хитиновая или чаще известковая. Между мантией и собственно телом моллюска имеется мантийная полость, где расположены жабры. На брюшной стороне есть мускульный орган – нога, с помощью которого животное передвигается.

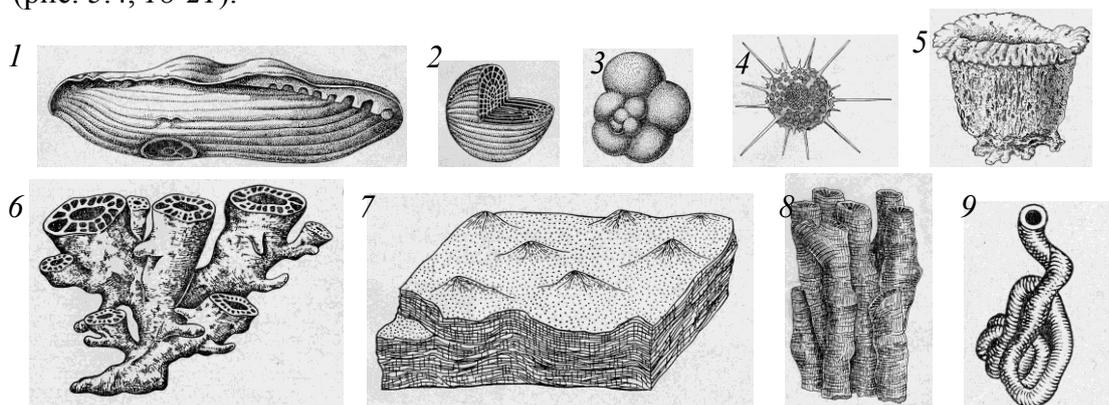
Различают 3 основных класса моллюсков: брюхоногие (Gastropoda), тело которых заключено в асимметричную спирально закрученную раковину (трохус, геликс и др.), двустворчатые (Bivalvia), или топорногие (Pelecypoda), имеющие раковину с двумя одинаковыми створками (мактра, пектен, острей и др.) и головоногие (Cephalopoda), среди которых выделяются наружнораковинные и внутрираковинные формы (рис. 5.4, 12-17). Раковины первых из них имеют вид прямых, согнутых или спирально закрученных конических трубок. У внутрираковинных головоногих раковина расположена внутри тела.

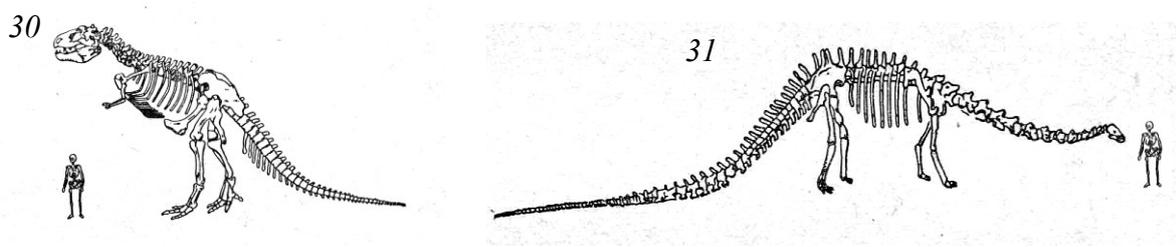
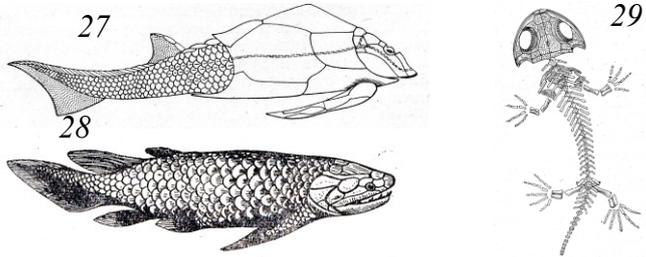
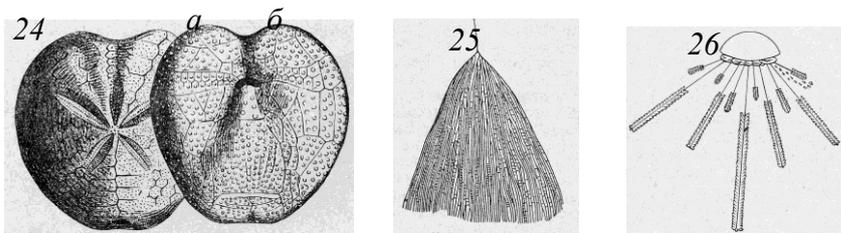
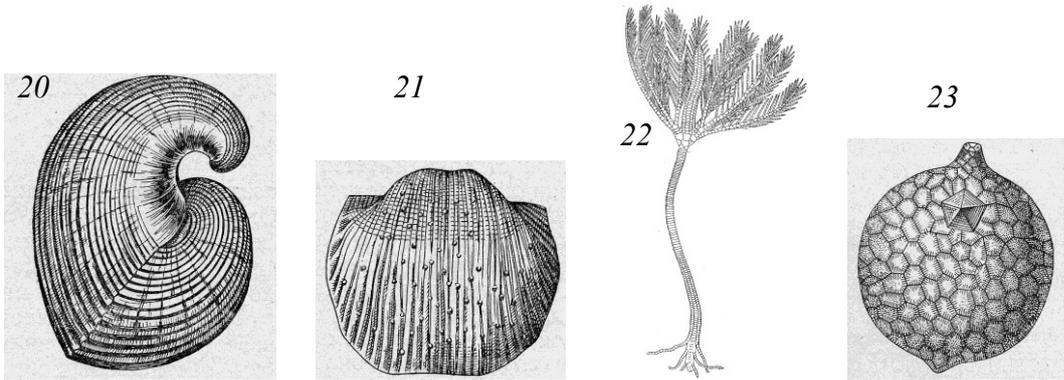
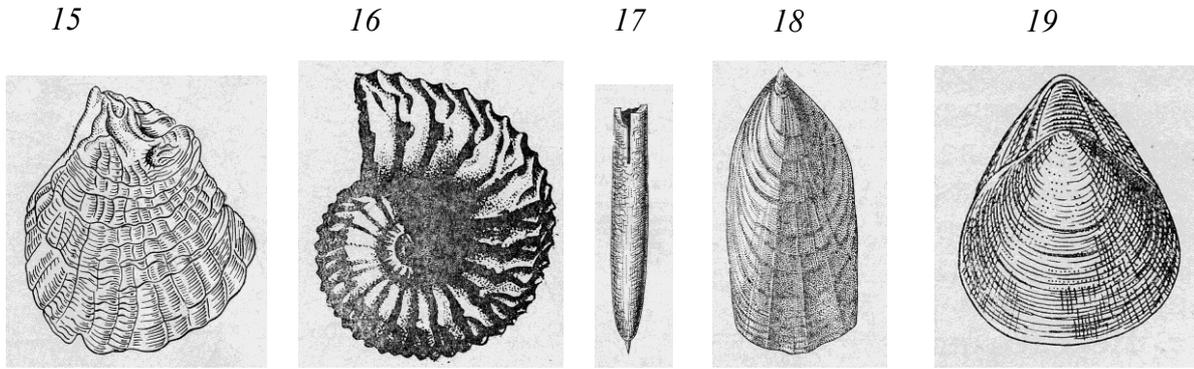
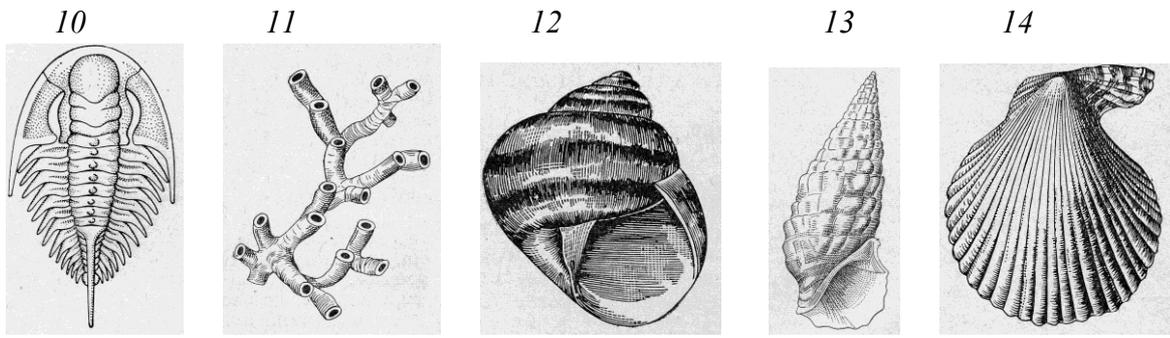
К наиболее распространенным представителям подкласса наружнораковинных относятся наутилоидеи и аммониты, а к подклассу внутрираковинных – ныне живущие кальмары, осьминоги и каракатицы, а также группа ископаемых организмов (белемнитов). Моллюски появились в палеозое, из них двустворчатые и головоногие достигли расцвета в мезозое, брюхоногие – в кайнозое. Аммониты вымерли в конце мезозоя, а белемниты – в начале кайнозоя.

*Тип Плеченогие*, или брахиоподы – морские одиночные животные, ведущие малоподвижный образ жизни. Мягкое тело брахиоподы защищено двустворчатой раковинной (известковой или известково-роговой) с неодинаковыми створкам. Брюшная створка обычно выпуклая и больше спинной, которая имеет плоскую или вогнутую форму. Изнутри раковина выстилается мягкой перепонкой – мантией. Выделяют два класса брахиопод: беззамковые и замковые.

У беззамковых створки раковин сочленяются только с помощью мускулов, а у замковых, кроме того, и с помощью замка в виде двух выступов (зубов) на внутренней стороне брюшной створки и соответствующих им двух ямок спинной створки.

Раковины брахиопод напоминают раковину двустворчатых моллюсков (пелеципод), но отличаются тем, что охватывают тело со спинной и брюшной сторон, а у пелеципод – покрывают тело с боков. Брахиоподы были широко распространены в палеозое. В настоящее время встречаются редко. Некоторые наиболее распространенные представители брахиопод: беззамковых – лингула и оболус; замковых – пентамерус и продуктус (рис. 5.4, 18-21).





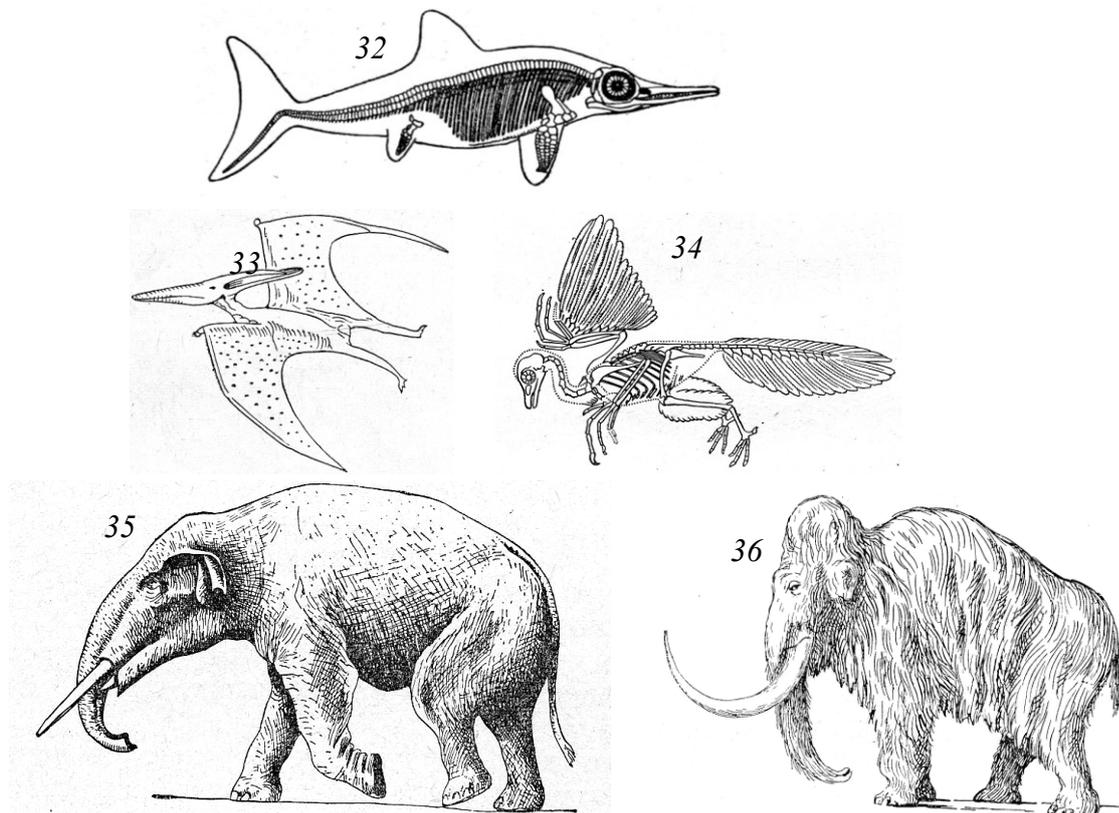


Рис. 5.4. Некоторые животные прошлых геологических эпох

Моллюски и брахиоподы представлены их раковинами

**Простейшие:** 1 – фузулина, 2 – швагерина, 3 – глобигерина; 4 – радиолярия. **Низшие многоклеточные:** 5 – губки (род вентрикулитес), 6 – археоциаты. **Высшие многоклеточные беспозвоночные.** *Стрекающие:* 7 – строматопора, 8 – кораллы (род литостротрион); *черви:* 9 – серпула; *членистоногие:* 10 – трилобит (род оленнелус); *мианки:* 11 – стоматопора); *моллюски:* брюхоногие (12 – церитиум, 13 – геликс), двустворчатые (14 – пектен, 15 – острей) и головоногие (16 – аммонит, 17 – белемнит); *брахиоподы:* беззамковые (18 – лингула, 19 – оболус) и замковые (20 – пентамерус, 21 – продуктус); *иглокожие:* 22 – морская лилия, 23 – морской пузырь, 24 – морской еж (а – вид сверху; б – вид снизу); *полухордовые:* 25 – диктионема, 26 – диплограптус. **Высшие многоклеточные позвоночные.** *Рыбы:* 27 – панцирные (род птерихтис); 28 – кистеперая (род голоптихиус); *земноводные:* 29 – стегоцефал; *пресмыкающиеся:* 30 – тиранозавр, 31 – диплодок, 32 – ихтиозавр, 33 – птеронодон; *птицы:* 34 – археоптерикс; *млекопитающие* отряда хоботных: 35 – мастодонт, 36 – мамонт.

*Тип Иголкожие* представлен морскими одиночными животными, имеющими подкожный панцирь из известковых табличек. Поверхность тела покрыта бугорками и иглами. Для большинства иглокожих характерна радиальная пятилучевая симметрия. Иголкожие делятся на два подтипа: прикрепленные – морские лилии и пузыри (рис. 5.4, 22, 23) и свободноживущие – морские ежи (рис. 5.4, 24), морские звезды, голотурии. Иголкожие достоверно известны с кембрия.

*Тип погонофораты* установлен совсем недавно (1955-1957 гг.) нашим соотечественником А.В.Ивановым. Это морские неподвижные организмы. Тело их шнуровидное, заключено в эластичную хитиноидную трубку кольцевого строения, открытую с обоих концов. Длина тела до 3 м при поперечнике до 5 см. Погонофораты обладают мышечной, нервной, кровеносной и половой системами. Источник их питания – протеины хемосинтезирующих бактерий, взвесь которых захватывается и всасывается внутрь тела щупальцами. Погонофораты массово распространены вокруг выходов горячих сульфидообразующих гидротерм на дне океанов. Ископаемые трубки погонофорат обнаружены в рудах сульфидных месторождений, сформированных на дне древних океанов в силуре, карбоне и меловом периоде.

*Тип Полухордовые* – животные, имеющие спинной нервный тяж, но настоящей спинной струны у них нет. В ископаемом состоянии чаще всего встречаются представители класса граптолитов (диктионема, диплографтус, монографтус), являющиеся морскими колониальными животными. Остатки их колоний имеют вид маленьких веточек или нитей (рис. 5.4, 25,26). Распространены от ордовика до нижнего девона.

*Тип Хордовые* объединяет животных, для которых характерно наличие внутри тела осевого скелета. У примитивных хордовых этот скелет представлен упругим хрящевым стержнем (хордой), а у высокоорганизованных – позвоночным столбом, состоящим из ряда хрящевых или костных позвонков. Тип хордовых делится на ряд подтипов. Наиболее важное значение для палеонтологии и исторической геологии имеет подтип позвоночные (Vertebrata), а среди позвоночных надкласс Рыбы (Pisces) и классы: земноводные (Amphibia), пресмыкающиеся (Reptilia), птицы (Aves) и млекопитающие (Mammalia).

**Надкласс Рыбы.** Рыбы ведут водный образ жизни. Тело их покрыто чешуей. Дышат рыбы жабрами. Скелет рыб хрящевый или костный. Почти все рыбы имеют парные плавники. Надкласс рыб делится на три класса: пластинокожие (панцирные), хрящевые и костные (костистые) рыбы. Панцирные рыбы наиболее примитивные. Их голова и передняя часть туловища покрыта костяным панцирем (рис. 5.4, 27). Длина отдельных видов панцирных рыб достигала 6 м. Остатки панцирных рыб распространены в девоне.

Хрящевые рыбы (акулы, скаты, химеры) обладают внутренним хрящевым скелетом. Костные рыбы характеризуются костным внутренним и наружным скелетом. Среди костных рыб выделяются кистеперые (рис. 5.4, 28), двоякодышащие и лучеперые. От кистеперых рыб предположительно произошли первые четвероногие суши. К лучеперым относится подавляющее большинство рыб. Хрящевые и костные рыбы появились в среднем девоне и существуют ныне.

**Класс земноводные.** Это первые наземные позвоночные. Они дышат лёгкими, но ещё тесно связаны с водоёмами, поскольку размножаются подобно рыбам, откладывая яйца (икринки) в воду. Личинки до превращения во взрослую особь живут в воде, дышат жабрами, имеют хвост, у них отсутствуют конечности. Земноводные – холоднокровные животные; температура их тела непостоянна и зависит от окружающей среды. Все земноводные (лягушки, жабы, саламандры, тритоны и др.) – хищники. Находки наиболее древних земноводных установлены в верхнедевонских отложениях Гренландии. Наиболее известны ископаемые остатки стегоцефалов (панцироголовых), которые имели на черепе костный панцирь (рис. 5.4, 29). Стегоцефалы жили с позднего девона до начала юры.

**Класс пресмыкающиеся.** Пресмыкающиеся являются наземными и водными животными. Они дышат легкими. Поверхность их тела покрыта роговыми чешуями, предохраняющими тело от высыхания. Пресмыкающиеся откладывают на суше яйца, из которых выводятся вполне оформившиеся животные. Личиночная стадия развития у пресмыкающихся в отличие от земноводных отсутствует. Позвоночный столб развит хорошо. Температура тела непостоянная.

В мезозое была широко распространена группа гигантских ящеров – динозавров: травоядных и хищников. Время их наибольшего распространения – юрский период. Тиранозавр – хищник длиной до 14 м с крупными ножевидными зубами (рис. 5.4, 30). Диплодок – травоядное животное длиной до 25-30 м (рис. 5.4, 31). Часть пресмыкающихся обитала в воде – ихтиозавры (рис. 5.4, 32), плезиозавры, а некоторые умели летать – птеронодон (рис.5.4,33), птеродактиль. Класс пресмыкающихся появился в карбоне, но временем их расцвета был мезозой, в особенности юрский и меловой периоды. В конце мезозоя большинство пресмыкающихся вымерло. В кайнозойскую эпоху появились крокодилы, черепахи, ящерицы и змеи, живущие и в настоящее время.

**Класс Птицы.** Птицы – теплокровные животные с постоянной высокой температурой тела. Откладывают и высидывают яйца. Кости птиц полые, облегченные. Характерная особенность птиц – наличие перьев и крыльев. Известны с юрского периода (археоптерикс, рис. 5.4, 34), широкое распространение получили в кайнозое.

Класс Млекопитающие. Это высший класс позвоночных. Их отличительная особенность – способность к рождению живых детенышей и вскармливание их молоком. Температура тела млекопитающих постоянная. На коже имеется волосистой покров. Первые млекопитающие появились в триасе, но полного расцвета они достигли в кайнозой.

Среди млекопитающих различают несколько групп: первозвери, сумчатые и высшие млекопитающие. К первозверям из современных животных относятся ехидна и утконос, которые размножаются путем кладки яиц, но детенышей вскармливают молоком. Сумчатые донашивают новорожденных детенышей в особом мешке на брюшной части тела, куда открываются молочные железы. В настоящее время в Австралии обитает несколько родов сумчатых: кенгуру, сумчатый волк и др.

Группа высших млекопитающих объединяет большое число отрядов и семейств: копытных, хоботных (рис. 5.4, 35,36), приматов и других. Одни из них известны по ископаемым остаткам. Многие обитают в наши дни. К отряду приматов относятся обезьяны и человек. Высокоорганизованные человекообразные приматы (австралопитеки) – вероятные предки человека – появились примерно 2,5 млн. лет назад, а древнейший человек (питекантроп) жил уже в начале четвертичного периода.

#### **5.4. Зарождение жизни и эволюция органического мира на Земле**

Населяющие Землю живые организмы представляют собой сложные обособленные системы, построенные из высокомолекулярных соединений углерода (белков и нуклеиновых кислот). Они существуют в режиме постоянного обмена вещества с окружающей средой и способны размножаться, т.е. воспроизводить себе подобных в соответствии с генетическим кодом. Происхождение жизни на Земле – нерешенная научная проблема. Если оставить в стороне представление о божественном начале всего живого, то существует две основные гипотезы происхождения жизни на Земле: внеземного (панспермии) и земного (из абиогенных соединений углерода в условиях первичной гидросферы).

Гипотеза панспермии впервые выдвинута немецким исследователем Х.Е.Рихтером (1865 г.), существенно дополнена шведским физико-химиком С.Аррениусом (1905 г.) и поддержана крупными учеными того времени Г.Гельмгольцем, У.Томсоном (лордом Кельвиным) и другими. Согласно этой гипотезе зародыши жизни (например, споры) и примитивные ее формы (бактерии) рассеяны в мировом пространстве. Они могут быть занесены на планеты и при наличии благоприятных условий (воды, соответствующей температуры и т.п.) дать начало развитию органического мира. Открытие губительного воздействия на живые существа ультрафиолетового излучения и других факторов в условиях открытого космоса сделало непопулярной эту гипотезу в научной среде.

Однако в последние десять – двадцать лет получены данные об удивительной жизнестойкости микроорганизмов (например, они выдерживают температуру до  $-240^{\circ}\text{C}$ ), а споры бактерий могут существовать в условиях открытого космоса не менее 6 лет. Они устойчивы к жесткому электромагнитному излучению, сверхвысоким дозам радиации и к ультрафиолетовому излучению.

Эти данные заставили снова вернуться к гипотезе внеземного происхождения жизни. Предполагают, что основным переносчиком жизни являются кометы, траектории которых проходят через разные системы, подобные Солнечной. В ледяной массе ядра комет могут длительное время сохраняться споры или микроорганизмы в состоянии анабиоза. Хотя гипотеза панспермии не решает проблему происхождения живого из космической материи, идея внеземного происхождения зародышей жизни, с которых, возможно, началась эволюция органического мира на Земле, имеет право на существование.

Гипотеза происхождения живого на Земле путем абиогенного синтеза высокомолекулярных органических соединений и их дальнейшей химической эволюции наиболее детально разработана академиком А.И.Опариним в 1957 г. Считается, что исходными компонентами для такого синтеза послужили простые углеродные соединения ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$  и др.), вода, азот и водород. Синтезированные сложные органические вещества образовывали *коацерваты* – обособленные гелеподобные сгустки органики, способные улавливать из окружающего их раствора различные вещества и за счет этого менять свою массу и состав.

Такие коацерваты (открытые системы, взаимодействующие с окружающей средой) А.И. Опарин назвал *пробионтами* – предтечами живых организмов. Однако по признанию самого А.И. Опарина, между организацией пробионтов и строением самых примитивных организмов (прокариотов), состоящих из одной безъядерной клетки, «существует целая пропасть». Эта пропасть и включает в себе качественный переход от косного к живому, суть которого остается неясной.

Непонятно также, почему за несколько миллиардов лет существования Земли акт зарождения живого из косного совершился единожды и никогда более не повторялся. Происходила только эволюция органического мира. По Ч. Дарвину, на которого обычно ссылаются сторонники земного абиогенного происхождения жизни, после ее появления любое возникшее белковое соединение, способное к дальнейшим химическим превращениям, было бы немедленно съедено или адсорбировано уже существующими организмами.

Мнение Ч. Дарвина достаточно спорное, поскольку из него следует, что абсолютно все белковые соединения поглощаются живыми организмами, чего на самом деле не происходит. Огромные массы мертвой органики постоянно пребывают в водной среде и, в конце концов, отлагаются в донных илах, минуя участь быть съеденными. Трудно себе представить, что живые организмы со стопроцентной гарантией уничтожают абиогенные белковые соединения, оставляя нетронутой существенную часть аналогичных соединений биогенного происхождения.

По господствующей в настоящее время теории Ч. Дарвина эволюция органического мира протекала как процесс приспособительный. Основные факторы этого процесса: наследственная изменчивость, борьба за существование и естественный отбор. Дарвинизм в какой-то мере объясняет внутривидовую эволюцию органического мира, а также живучесть и практически неизменяющийся на протяжении сотен миллионов лет облик примитивных организмов (одноклеточных, низших многоклеточных) или достаточно высокоорганизованных и идеально приспособленных к определенным и слабо меняющимся условиям обитания (например, акулы Мирового океана). Однако теория естественного отбора бессильна объяснить направленную эволюцию органического мира к все более сложным и высокоорганизованным типам живых существ.

Итак, вопрос о происхождении жизни на Земле и механизме ее эволюции остается открытым. Вместе с тем, изучение ископаемых органических остатков убедительно свидетельствует о том, что жизнь в примитивных формах имела место на Земле уже в раннем докембрии, а в последующие геологические эпохи была представлена все более высокоорганизованными живыми существами. В доказательстве этих положений заключается неопределимый вклад геологической науки и особенно одной из ее ветвей – палеонтологии – в познание того, когда возникла жизнь на Земле и каким образом эволюционировал на ней органический мир. Кратко рассмотрим современные представления по этому вопросу.

**Докембрий** – эпоха зарождения жизни и ее развития от примитивных одноклеточных до достаточно высокоорганизованных многоклеточных мягкотелых форм, не имеющих скелета.

Первичная земная атмосфера была крайне разреженной и бескислородной. Она формировалась в результате вулканической дегазации недр планеты, а в вулканических эманациях содержатся все газы, составляющие современную атмосферу, кроме кислорода.

Сконденсированный избыток выделенного вулканами водяного пара образовал первичную гидросферу. Начальное накопление в атмосфере кислорода, вероятно, происходило за счет *фотодиссоциации* воды – распада ее молекул под действием ультрафиолетового излучения Солнца. Благодаря этому первичному кислороду в атмосфере начал формироваться озоновый слой, необходимый для защиты живых организмов от ультрафиолетовой радиации, разрушающей аминокислоты.

Однако простейшие организмы – прокариоты – установлены в очень древних раннеархейских породах, имеющих возраст 3,5 млрд. лет. Эти прокариоты были анаэробными организмами, способными жить в отсутствие свободного кислорода. Вероятно, прокариоты развивались в достаточно глубоководной среде, чтобы избежать влияния ультрафиолетовой радиации.

Вследствие накопления кислорода в атмосфере и создания защитного озонового слоя прокариоты со временем приобрели способность к фотосинтезу. Появление фотосинтезирующих прокариотов дало старт неуклонному росту содержания кислорода в атмосфере. Ведь именно благодаря фотосинтезу растений образовалась подавляющая часть кислорода современной атмосферы.

Достоверные следы жизнедеятельности аэробных цианобактерий (сине-зеленых водорослей) установлены в виде карбонатных наростов – строматолитов (см. рис. 5.1) – в породах Южной Африки, возраст которых составляет 2,9-3,2 млрд. лет.

В начале протерозоя (2,5 млрд. лет назад) содержание кислорода в атмосфере стало достаточным для широкого распространения фотосинтезирующих прокариотов, на смену которым в начале позднего протерозоя (около 1,5 млрд. лет назад) появились первые эукариоты в виде фитопланктона.

Увеличение содержания кислорода в атмосфере и наращивание озонового слоя обусловили зарождение разнообразных мелководных сообществ живых организмов, в том числе многоклеточных, которые отмечены в отложениях среднего рифея, имеющих возраст 1,2 млрд. лет.

В венде (600-535 млрд. лет назад) появились разнообразные многоклеточные мягкотелые животные, напоминающие медуз и червей. Отпечатки таких животных впервые найдены в Австралии в районе рудника Эдиакара (отсюда идет название недавно введенного геологического периода – эдиакарий), а затем обнаружены в породах венда других регионов мира.

Таким образом, в докембрии выделяется несколько временных рубежей, с которыми связаны основные этапы развития органического мира: ранний архей (3,5 млрд. лет) – зарождение жизни в форме прокариотов, начало позднего протерозоя (1,5 млрд. лет) – появление эукариотов, средний рифей (1,2 млрд. лет) – появление многоклеточных организмов (рис.5.5).

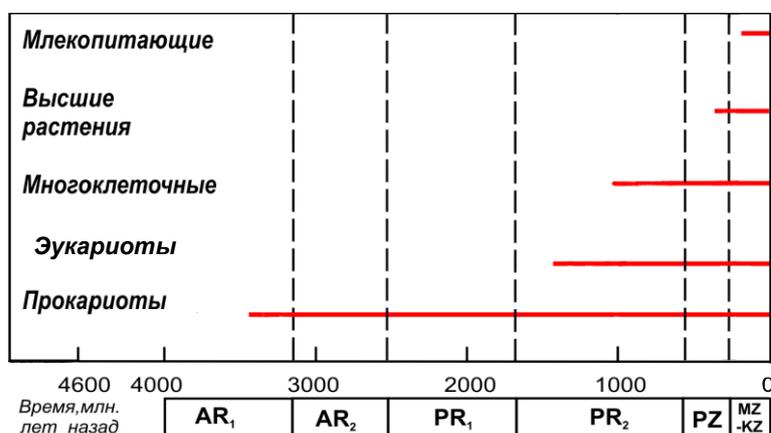


Рис. 5.5. Распределение во времени ископаемых остатков организмов

Полученные в последнее время результаты исследования ископаемых микроорганизмов с применением электронной микроскопии свидетельствуют о том, что начало появления прокариотов, эукариотов и многоклеточных возможно относится к более древним, чем указано выше, временным рубежам – соответственно 4,0; 2,7 и 2,1 млрд. лет назад.

**Ранний палеозой (кембрий, ордовик и силур)** характеризуется расцветом беспозвоночных животных, имеющих наружный скелет: археоциаты, трилобиты, наутилоидеи (примитивные головоногие моллюски). Растительный мир был представлен низшими растениями (водорослями) и примитивными высшими растениями (мхами и проптеридофитами). За счет жизнедеятельности растений увеличилось количество кислорода в атмосфере (до 10% от современного), а количество озона достигло величины, при которой стал возможен переход жизни из воды на сушу. На границе ордовика и силура (430 млн. лет назад) широко распространились высшие наземные растения. Феномен быстрого возникновения множества новых биологических форм в начале палеозоя получил название «кембрийский взрыв». Причины этого явления не установлены.

**Поздний палеозой (девон, карбон, пермь)** характеризуется пышной наземной растительностью, представленной обширными густыми лесами плауновых, членистостебельных и папоротников (рис. 5.6). Появились первые голосеменные растения. Животный мир был представлен брахиоподами, гониатидами (примитивными головоногими моллюсками), кораллами. Появились позвоночные – амфибии (земноводные) и рептилии (пресмыкающиеся). В морях было много рыб (панцирных, хрящевых и костных).

**Мезозой (триас, юра, мел)** – период расцвета голосеменных растений (хвойных, гинговых) и появления (в раннем мелу) первых покрытосеменных. Животный мир мезозоя был представлен аммонитами (головоногими моллюсками – предками теперешних кальмаров и осьминогов), белемнитами (десятиногими головоногими моллюсками). Широко распространились рептилии, в том числе динозавры, особенно в юрском периоде. Появились летающие ящеры – птерозавры (размах крыльев до 17 м), в конце юры – птицы, а также первые млекопитающие, которые были представлены мелкими зверьками. В середине мела появились костные лучеперые рыбы – аналоги современных рыб. В конце мезозоя произошла достаточно резкая перестройка органического мира: покрытосеменные почти полностью вытеснили голосеменные растения; полностью вымерли аммониты и белемниты; вымерли все динозавры и летающие ящеры, почти все морские рептилии.

Вероятно, начиная с триасового периода до настоящего времени состав атмосферы существенно не изменялся. Относительное постоянство концентрации кислорода в атмосфере обеспечивалось главным образом двумя процессами: 1) поступлением кислорода в результате разложения  $\text{CO}_2$  растениями, т.е. фотосинтезом; 2) поглощением кислорода и образованием углекислого газа вследствие дыхания животных.

**Кайнозой (палеоген, неоген и четвертичный период)** длится уже 95 млн. лет. Место вымерших в конце мезозоя животных заняли млекопитающие. Они полностью господствовали на суше, а часть из них переселилась в мо-



Рис. 5.6.  
Позднепалеозойский лес (реконструкция)

ре (киты, дельфины и др.) или освоила воздушный бассейн (летучие мыши). Широко были распространены птицы. Появились приматы. Для растительного мира характерны расцвет и широкое распространение покрытосеменных растений, хотя наряду с ними росли и леса голосеменных (хвойных) деревьев. Постепенно животный и растительный мир становится похожим на современный. Около 1,5-1,8 млн. лет назад появился человек.

Итак, однажды возникнув, органический мир Земли необратимо эволюционировал в сторону усложнения организации и разнообразия форм жизни. При этом вымершие организмы никогда не появлялись вновь. Возникновение со временем новых более сложных и высокоорганизованных видов растений и животных шло параллельно с сохранением примитивных и относительно простых форм органической жизни. Интенсивность эволюционного процесса постепенно нарастала, достигнув своего максимума в фанерозое.

## Часть II

# ЭНДОГЕННЫЕ И ИМПАКТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

### Глава 6. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Тектонические движения представляют собой преимущественно механические перемещения вещества в земной коре и верхней, а возможно и в нижней мантии. Они проявляются в поднятии, прогибании и горизонтальном перемещении отдельных участков литосферы, нарушении первичных форм залегания горных пород (смятии их в складки, расчленении на блоки разрывами), изменении рельефа земной поверхности. Изучением тектонических движений и обусловленных ими особенностей строения земной коры в связи с общим развитием Земли занимается специальная наука *г е о т е к т о н и к а*.

Характерной особенностью тектонических движений является их непрерывное и повсеместное проявление на протяжении всей геологической истории. Скорость тектонических движений обычно очень маленькая (мм/год), но даже на коротком в геологическом масштабе отрезке времени (например, продолжительности человеческой цивилизации) отчетливо видны их проявления – опускание и затопление морских побережий, расположение на суше причалов древних портов и др. Существуют и быстрые тектонические движения. Примером их является исчезновение буквально на глазах у людей островов в морской пучине или, наоборот, их возникновение в связи с землетрясениями.

#### 6.1. Классификация и причины тектонических движений

**Классификация тектонических движений.** Тектонические движения по масштабам проявления разделяются на *общекоровые*, выраженные перемещениями крупных блоков земной коры в целом, и *внутрикоровые*, происходящие в отдельных участках земной коры, имеющих различную позицию как в плане, так и по глубине.

По преимущественному направлению действующих сил и обусловленных ими перемещений вещества тектонические движения подразделяются на вертикальные и горизонтальные.

*Вертикальные движения* по знаку (вверх или вниз) в свою очередь делятся на *восходящие* и *нисходящие*. По характеру распределения сил, вызывающих вертикальные движения, и геометрическим особенностям образуемых ими структур в земной коре следует различать *рассредоточенные*, *линейно-сосредоточенные* и *центрированные* движения. *Рассредоточенные* движения распространяются на относительно крупные более или менее изометричные в плане блоки земной коры. *Линейно-сосредоточенные* движения сконцентрированы в узких вытянутых зонах. *Центрированные* движения локализованы вокруг одного центра, с удалением от которого интенсивность движений затухает.

Вертикальные движения общекорового характера обычно колебательные. Даже при преобладании восходящих или нисходящих движений на фоне их общей направленности периодически меняется знак движений.

*Колебательные движения* подразделяются на *общие* и *волновые*. *Общие* движения представляют собой не изменяющие залегания горных пород медленные поднятия или опускания больших по площади участков земной коры, иногда целых материков. *Волновые* движения проявляются в образовании смежных поднятий и прогибов. При этом обычно плавные волновые движения сочетаются с *г л ы* -

б о в о - в о л н о в ы м и , для которых характерны перемещения блоков по разрывам в земной коре.

*Горизонтальные движения* по ориентировке действующих сил и характеру создаваемых ими напряжений разделяются на с ж и м а ю щ и е (движение соседних блоков земной коры направлено навстречу друг другу), р а с т я г и в а ю щ и е (движение блоков в противоположные стороны) и с д в и г а ю щ и е (смещение блоков параллельно и относительно друг другу).

По интенсивности проявлений различают эпейрогенические и орогенические тектонические движения. *Эпейрогенические движения* (греч. «эпейрос» – суша) – медленные поднятия и (или) опускания обширных территорий, не вызывающие изменения их геологической структуры. По существу это общие колебательные движения. *Орогенические движения* (греч. «орос» – гора) в отличие от эпейрогенических более интенсивные, распределяются в пределах ограниченных по размерам блоках земной коры, радикально преобразуют их геологическое строение. Конечный результат орогенических движений (*орогенеза*) – горноскладчатые сооружения (*орогены*). Орогеническими могут быть как вертикальные, так и горизонтальные движения. Среди ученых нет единого мнения о том, какие из этих движений являются первичными и главенствующими в процессе образования орогенов.

**Причины тектонических движений.** Общекоровые тектонические движения обусловлены главным образом перемещением масс подкорового вещества нашей планеты. Пока не ясно, чем вызваны такие перемещения. Спорным является также вопрос об относительной роли вертикальных и горизонтальных движений в земной коре и мантии. Подробно об этом будет рассказано в гл. 24. Здесь лишь отметим, что наиболее вероятной причиной первичных вертикальных движений считаются физико-химические процессы дифференциации и перераспределения вещества мантии, а горизонтальных – тепловая гравитационная конвекция мантийного вещества, в результате которой на уровне астеносферы образуются горизонтальные течения, вовлекающие в движение земную кору. Определенное влияние на тектоническое развитие планеты в целом оказывают силы вращения Земли и твердые приливы, обусловленные гравитационным воздействием на нее Луны и в значительно меньшей мере Солнца. Образующиеся приливные горбы вслед за Луной оббегают Землю и деформируют ее тело.

Внутрикоровые тектонические движения являются отражением общекоровых движений. Вместе с тем и в самой земной коре имеют место процессы, приводящие к масштабным внутрикоровым движениям. Основные из них – магматизм и диапиризм. Перемещение в коре магматических масс вызывает сильное механическое воздействие на окружающие их горные породы, производя различные тектонические движения. *Диапиризм* (лат. «диапиро» – протыкаю) – всплывание под литостатическим давлением более легкого и пластического материала с прорывом перекрывающих более плотных и прочных пород. При этом образуются диапиры – куполовидные, каплевидные и иной формы тела, которые поднимают и деформируют вышележащую толщу пород. Диапиризм широко проявлен в земной коре. Известны диапиры гранитные, гранито-гнейсовые, сложенные минеральными солями (в основном галитом) и глинами.

## 6.2. Методы изучения тектонических движений

Тектонические движения происходили непрерывно на протяжении всей истории Земли. Происходят они и в настоящее время. По времени проявления тектонические движения разделяют на современные, новейшие и древние. Такое деление достаточно условно, не связано с какими-то принципиальными изменениями в характере тектонических движений, а отражает различие в форме проявления и соответственно в методике изучения современных, новейших и древних тектонических движений.

**Современные тектонические движения.** К современным относятся движения, проявленные в исторический период (в последние 10 000 лет, т.е. на памяти человечества), включая настоящее время. *Современные вертикальные движения* изучают двумя методами – историческим и геодезическим.

Исторический метод основан на наблюдениях за изменением положения зданий и сооружений относительно уровня моря, а также изучении историко-археологических материалов, в том числе графических документов, указывающих на изменение во времени уровня моря в той или иной местности. Классический пример использования исторического метода для изучения вертикальных современных движений – установление колебаний уровня моря по трем 12-метровым колоннам храма Сераписа, построенного за два века до новой эры на берегу Неаполитанского залива (Италия). В XIV-XV в. его колонны погрузились более чем на 6 м ниже уровня моря, а в XVI в. вышли из-под воды и снова оказались на берегу залива. В начале XIX в. участок суши с храмом вновь начал погружаться под воду, и в настоящее время фундамент колонн находится на глубине более 2 м (рис. 6.1).

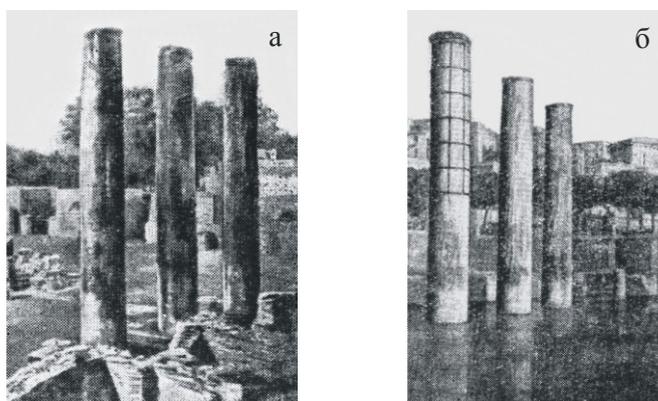


Рис. 6.1. Колонны храма Сераписа в 1836 г. (а, по Ч.Лайелю) и в настоящее время (б, по Г.П. Горшкову)

Начиная с 80-х годов XIX в. во многих портах мира проводятся регулярные наблюдения за положением уровня моря относительно постоянных реперов (футштоков) и количественно оцениваются поднятия и опускания земной поверхности.

Геодезический метод заключается в повторной инструментальной съемке закрепленных на местности пунктов (реперов). По результатам повторного нивелирования в 1963 г. составлена карта современных вертикальных движений европейской части СССР (рис. 6.2.) и установлено, что знак современных вертикальных движений наследуется от имеющихся поднятий и прогибов, а их скорость колеблется от 0,1 до 6-10 мм/год. В тектонически более активных участках земного шара скорость вертикальных движений значительно выше. Например, на побережье Неаполитанского залива она составляет 1-2 см/год.

*Современные горизонтальные движения* изучают геодезическим методом. С этой целью создается сеть опорных геодезических пунктов в виде примыкающих друг к другу треугольников, вершинами которых являются эти пункты. Для определения координат пунктов раньше использовали триангуляцию, предусматривающую инструментальные измерения всех углов каждого треугольника и длины одной из его сторон, а сейчас применяют более точный метод трилатерации – измеряют все три стороны треугольника.

По результатам повторной геодезической съемки, выполненной в различных регионах земного шара, диапазон изменения скорости горизонтальных движений – от долей мм до 2-4 см/год.

**Новейшие тектонические движения.** К новейшим тектоническим движениям относятся движения, проявившиеся в неогеновое и четвертичное время, т.е. в последние 30-40 млн. лет. С новейшими движениями связано образование поднятий и прогибов, продолжающееся и в настоящее время, что находит отражение в современном рельефе: горные хребты соответствуют зонам поднятий, межгорные впадины – зонам прогибания. В равнинных областях новейшим поднятиям соответствуют водораздельные пространства, а к новейшим прогибам приурочены основные речные системы. Новейшие тектонические движения изучаются главным образом геоморфологическим и геологическим методами.

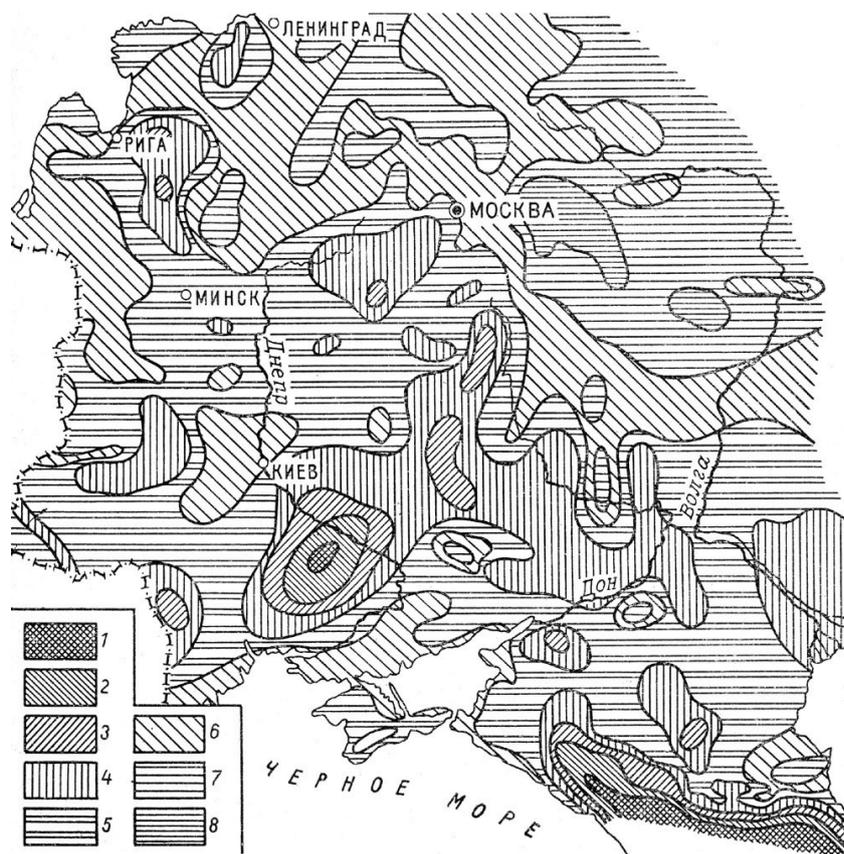


Рис. 6.2. Карта скоростей современных вертикальных движений европейской части бывшего СССР (под редакцией Ю.А. Мещерякова)

Воздымание разной интенсивности, мм/год: 1 – 8-10, 2 – 6-8, 3 – 4-6, 4 – 2-4, 5 – 0-2; опускание разной интенсивности, мм/год: 6 – 2-0, 7 – 4-2, 8 – 6-4

Геоморфологический метод основан на детальном изучении форм современного рельефа – морских и речных террас, древних береговых линий водных бассейнов, особенностей строения речных долин, устьевых частей (дельт) рек, коралловых построек и др. Например, восточное Черноморское побережье имеет шесть террас, наиболее древняя из которых (плиоценовая) расположена на высоте 900 м. Во многих морях и океанах вблизи берегов на дне установлены ушедшие под воду русла рек. Глубина их погружения достигает более 1000 м (рис. 6.3). Геоморфологический метод обычно позволяет установить лишь вертикальную компоненту тектонических движений.

Геологический метод изучения новейших тектонических движений включают анализ распределения фаций и мощностей неогеновых и четвертичных осадочных пород, а также проявленных в них складчатых и разрывных нарушений.

Современные и новейшие тектонические движения тесно связаны между собой. Например, выявленное по результатам повторного нивелирования поднятие Скандинавии является продолжением предшествующего процесса воздымания этой территории с конца послеледникового периода. Общая амплитуда её восходящих движений достигает 270 м.

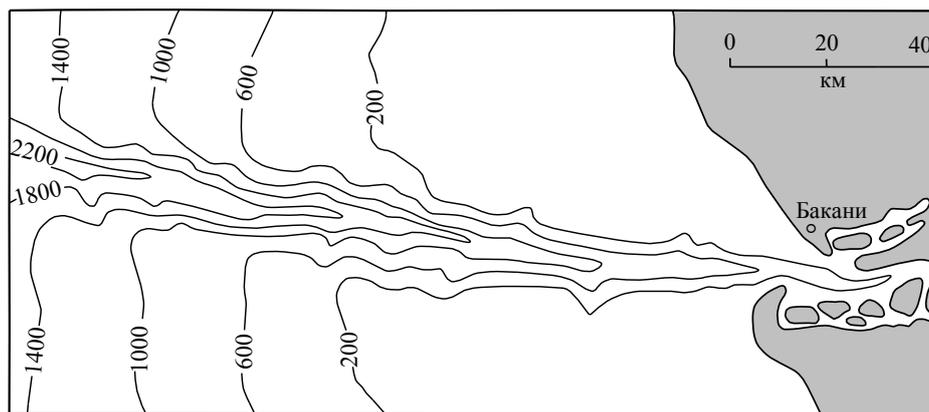


Рис. 6.3. Подводное русло р. Конго (Африка)  
Значения изогипс морского дна в метрах

Современные и новейшие тектонические движения изучаются сравнительно молодой отраслью геотектоники – неотектоникой. Данные, получаемые в результате неотектонических исследований обобщаются путем составления карт различного масштаба и назначения. Детальные карты неотектоники отдельных районов способствуют успешному поиску полезных ископаемых (нефти и газа, россыпей), локализация которых связана с формированием новейших прогибов и поднятий. Важное практическое значение неотектоника имеет при выборе мест строительства крупных инженерных сооружений (атомных и гидроэлектростанций, морских портов и т.п.).

**Древние тектонические движения.** Древние (донеогеновые) тектонические движения обычно не отражаются в современном рельефе и недоступны для непосредственных наблюдений. Поэтому они изучаются главным образом геологическими методами.

**Древние вертикальные движения** изучаются методами, основанными на различных видах геологического анализа (фациального, мощностей горных пород, стратиграфических перерывов и несогласий) имеющихся материалов по геологии рассматриваемого участка земной коры. Перечисленные виды геологического анализа вертикальных тектонических движений применяют совместно, поскольку они дополняют и уточняют друг друга.

**Фациальный анализ** основан на изучении обстановок осадконакопления, выраженных в составе и строении толщ осадочных горных пород. Фация – комплекс пород, образованных в близких физико-географических условиях. Различают две основные группы фаций (морские и континентальные). В группе морских фаций выделяют прибрежные (сформировавшиеся на глубине до 20 м), мелководные (20-200м), средних глубин (200-2000м) и глубоководные (более 2000м) фации. Распределение разновозрастных фаций отражает топографию дна древнего морского бассейна, положение его береговой линии, фиксирует область суши данного времени и особенности ее рельефа. Сопоставление картины распределения фаций в различные геологические эпохи, а соответственно рельефа морского дна и поверхности суши, позволяет примерно определить место проявления, знак и амплитуду древних вертикальных движений. Смещение границ фациальных зон называется **миграцией фаций**. По характеру миграции фаций различаются трансгрессивные и регрессивные серии осадков.

**Трансгрессивные серии осадков** возникают при опускании суши и наступлении на нее моря (рис .6.4, а). В вертикальном разрезе этой серии в направлении снизу вверх и от берега вглубь моря прибрежные и мелководные крупнообломочные фации (галечники, пески) сменяются более глубоководными мелко- и тонкообломочными фациями (алевролитами и глинами).

**Регрессивные серии осадков** формируются при поднятии суши и отступлении моря, вследствие чего вверх по разрезу и в сторону моря глубоководные фации осад-

ков замещаются более мелководными (рис. 6.4, б). Изучение трансгрессивных и регрессивных серий осадков по геологическим разрезам конкретной территории, а также анализ построенных на основе этих разрезов фациальных и палеогеографических карт, позволяет восстановить историю развития тектонических движений на данной территории.

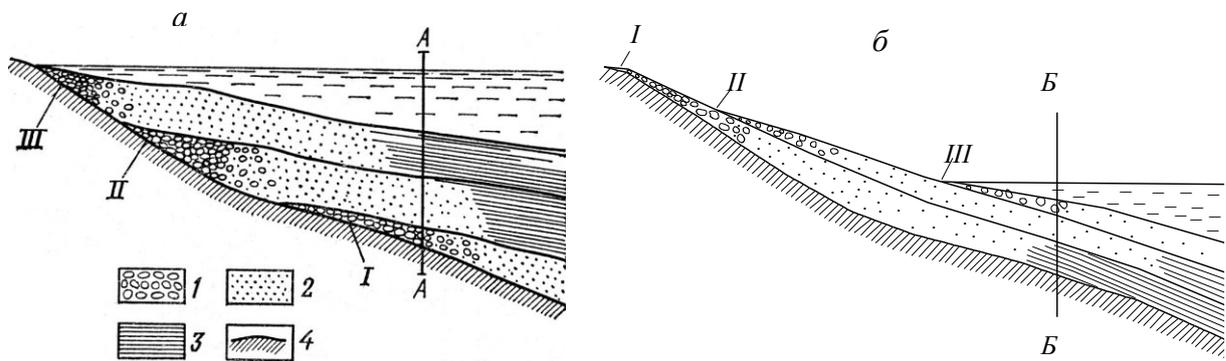


Рис. 6.4. Схема миграции фаций морских обломочных осадков (а – трансгрессивная серия, б – регрессивная серия)

1 – галечники, 2 – пески, 3 – глины, 4 – коренные породы; I-III – положение уровня моря на различных стадиях осадконакопления; А-А и Б-Б – соответственно разрезы трансгрессивной и регрессивной серии осадков

Анализ мощностей одновозрастных пород может дать количественную оценку амплитуды нисходящих вертикальных движений при двух условиях: во-первых, если осадконакопление было компенсированным, т. е. происходило в мелководных бассейнах, мощность осадков в которых соответствует величине погружения их дна, и, во-вторых, если отсутствуют длительные перерывы в осадконакоплении. Закономерности изменения мощности одновозрастных пород по площади изучают с помощью карт *изопахит* (и *зопахиты* – линии равной мощности).

Анализ перерывов в осадконакоплении и несогласий – один из важных методов палеотектонической реконструкции истории вертикальных движений на тех или иных участках земной коры в определенные интервалы времени. При согласном залегании слои осадочных пород параллельны друг другу без признаков перерывов в осадконакоплении. При несогласном залегании такие признаки есть. Это выпадение из разреза отдельных толщ пород, присутствие в разрезе прослоев базальных конгломератов (окатанных обломков нижележащей, т.е. более древней породы, сцементированных материалом вышележащей породы), разные углы наклона граничащих толщ осадочных пород. Различают *стратиграфическое несогласие*, когда при наличии перерыва в осадконакоплении сохраняется параллельность слоев, и *угловое несогласие*, когда более молодые отложения залегают на размытой поверхности более древних под иным, чем они углом (рис. 6.5).

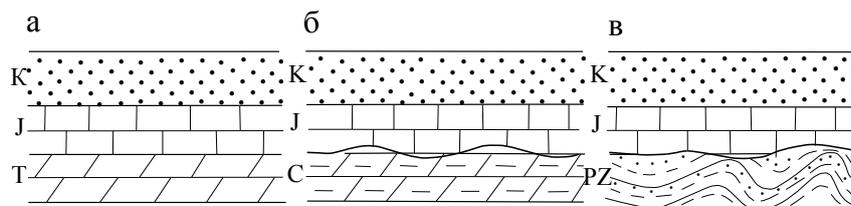
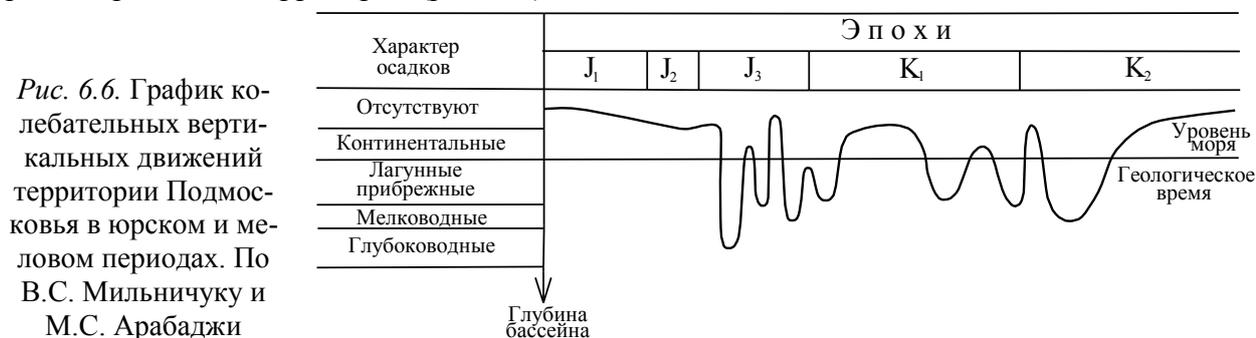


Рис. 6.5. Условия залегания осадочных горных пород в стратиграфическом разрезе

а – согласное залегание, б – стратиграфическое несогласие, в – угловое несогласие

Наличие несогласия свидетельствует о том, что в начале произошло поднятие территории и морской режим осадконакопления сменился континентальным размытием сформированных пород, а затем вследствие погружения этой территории на размытой поверхности вновь возобновился процесс осадконакопления. По результатам изучения геологических материалов восстанавливают график колебательных вертикальных движений рассматриваемой территории (рис. 6.6).



Судя по максимальной мощности морских отложений на погружавшихся участках земной поверхности амплитуда вертикальных тектонических движений достигала более 20 км. Об этом же свидетельствуют данные изучения метаморфических пород. Многие из слагающих их минералов могли образоваться только при высоких (до 10 кбар и более) давлениях, т.е. на глубине 20-30 км.

*Древние горизонтальные движения* далекого геологического прошлого поддаются изучению значительно труднее, чем вертикальные движения. Тем не менее, к настоящему времени накопилось достаточно много данных, которые указывают на возможность периодического проявления крупных (сотни и даже тысячи километров) горизонтальных перемещений блоков земной коры. Эти данные получены геологическим, палеонтологическим и палеомагнитным методами.

Геологический метод базируется на сопоставлении геологического строения континентов, разобщенных в настоящее время океанами, а также на определении перемещений по крупным хорошо изученным разломам путем измерения расстояний между смещенными (расположенными по разные стороны разлома) частями однозначно идентифицируемого геологического образования (слоя характерной осадочной породы, зоны даек магматических пород и т.п.).

В частности, геологическим методом установлено совпадение многих особенностей геологического строения массивов докембрийских и палеозойских пород, расположенных на противоположных берегах Атлантического океана (Северной Америки и Европы, Бразилии и Африки). По сдвигам в земной коре выявлены большие горизонтальные перемещения отдельных её блоков.

Палеонтологический метод основывается на сходстве наземных фаун и флор верхнепалеозойского и мезозойского возраста на далеко удаленных друг от друга массивах суши с совершенно разными современными климатическими условиями.

Палеомагнитный метод основан на использовании остаточной намагниченности — способности ферромагнитных минералов (магнетита, титаномагнетита и др.) сохранять «память» о магнитном поле, в котором они образовались. Суть метода заключается в отборе ориентированных образцов пород, реконструкции их пространственного положения на момент образования, определении в них магнитного наклона, что позволяет при условии дипольного характера магнитного поля Земли установить направление на полюс, широту места образования пород и положение полюса в это время.

Если предположить, что истинная миграция магнитных полюсов Земли происходит в небольших пределах, а установленный вектор намагничивания породы совпадает с палеомагнитным меридианом, то отклонение расчетного положения палеополюса от современ-

ного положения полюса дает траекторию перемещения точки взятия образца с момента образования породы, из которой он взят. С учетом указанных предположений полученные для каждого континента кривые, соединяющие последовательно положения палеополюсов, установленные для пород различного возраста, интерпретируются как следствие горизонтальных перемещений континентов (рис. 6.7).

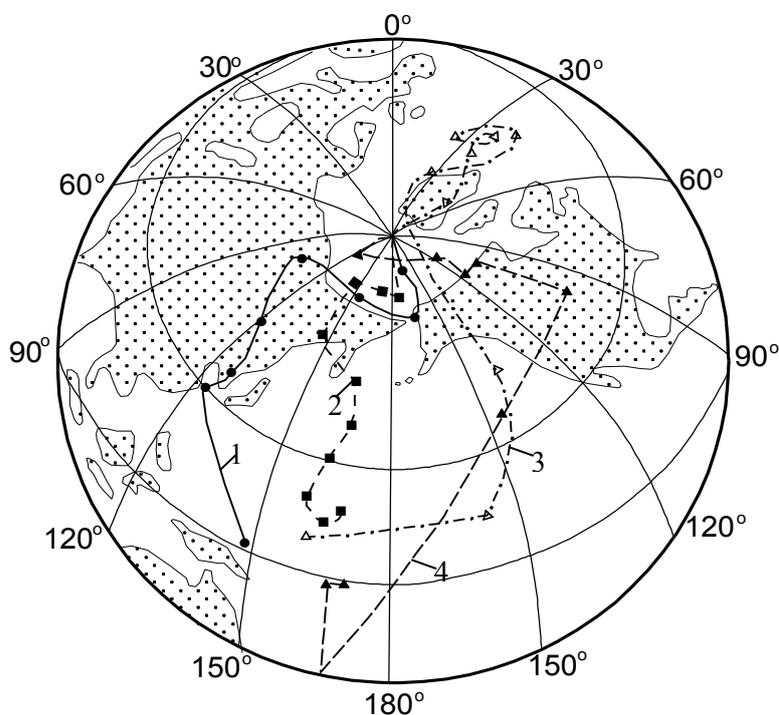


Рис. 6.7. Траектории кажущейся (?) миграции северного геомагнитного полюса с кембрия до настоящего времени для различных континентов. По К. Сайферту и Л. Сиркину  
1 – Северной Америки, 2 – Европы, 3 – Южной Америки, 4 – Африки

Надо сказать, что часть геологов критически относится к результатам упомянутых выше методов, справедливо указывая на их недостатки – качественный характер и известную долю субъективности геологического и палеонтологического методов, а также высокую погрешность и неоднозначность интерпретации результатов палеомагнитного метода, связанные с тем, что нам неизвестна истинная траектория миграции геомагнитных палеополюсов.

Кроме того, магнитное поле Земли лишь сугубо приближенно можно считать полем диполя. Вектор намагничивания горной породы никогда не ориентирован строго по магнитному меридиану. Он представляет собой некоторую результирующую между полем диполя и полями региональных (материковых) и локальных аномалий, которые изменчивы во времени. Какими они были в прошлые геологические эпохи, мы не знаем. Принимая во внимание сложный характер непрерывно и повсеместно проявляющихся тектонических движений, следует признать также неоднозначной по своим конечным результатам реконструкцию первичного положения в пространстве ориентированного образца горной породы, взятого для палеомагнитных исследований.

Таким образом, можно уверенно говорить о проявлении в геологической истории горизонтальных перемещений крупных участков литосферы, но в вопросе о масштабе и траектории этих перемещений остается много неясного.

## Глава 7. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

### 7.1. Типы, механизм, сопутствующие явления и регистрация землетрясений

Землетрясения – сравнительно кратковременные и внезапные колебания земной коры. Они изучаются специальной наукой с е й с м о л о г и е й . Все явления, обусловленные землетрясениями, называются с е й с м и ч е с к и м и .

Землетрясения относятся к одним из наиболее впечатляющих и часто катастрофических по своим последствиям современным геологическим процессам. Вместе с тем они происходили и в прошлые геологические эпохи. Следы древних землетрясений фиксируются подводно-оползновыми деформациями осадков, отложениями мутьевых потоков и нептуническими дайками (трещинами, заполненными осадочным материалом).

**Типы землетрясений.** В зависимости от причин, вызывающих землетрясения, обычно выделяют три их основных типа: денудационные, вулканические и тектонические.

*Денудационные землетрясения* происходят вследствие крупных обвалов пород в горных районах и подземных обвалов (преимущественно в кровле карстовых пещер). Денудационные землетрясения немногочисленные (около 1 % от всех зарегистрированных) и относительно слабые. Строго говоря, по генезису их следует относить к экзогенным явлениям.

*Вулканические землетрясения* возникают в непосредственной близости от действующих вулканов в момент усиления их активности, предшествуя или сопровождая извержения вулканов. Наиболее вероятные причины таких землетрясений – взрывы вулканических газов, гидравлические удары магмы, движущейся по каналу сложной формы.

*Тектонические землетрясения* связаны со скачкообразной разгрузкой длительно накапливающихся напряжений в земной коре. Медленные тектонические движения приводят к нарастанию напряжений в горных породах и при переходе через предел прочности породы разрушаются. Это происходит практически мгновенно с относительным перемещением блоков пород по глубоким разломам (существующим и вновь образованным) и выделением огромной энергии. Тектонические землетрясения наиболее многочисленные (95% от всех зарегистрированных) и разрушительные.

Тектонические землетрясения иногда провоцируются техногенными причинами. В этих случаях землетрясения называются *наведенными*. Основные факторы, которые играют роль спускового механизма для наведенных землетрясений:

- давление толщи воды в связи с заполнениями крупных водохранилищ;
- нейтрализация геостатической нагрузки, уменьшение трения и прочности пород в зонах разрывных нарушений вследствие закачки под давлением жидкости в скважины;
- подземные ядерные взрывы;
- перераспределение напряжений в массивах горных пород при подземной разработке месторождений полезных ископаемых.

Известно большое число наведенных землетрясений, связанных с заполнением водохранилищ (Гувер, США, 1935 г.; Синьфынцзян, Китай, 1962 г.; Кремаста, Греция, 1965 г. и др.). Сильные землетрясения, вызванные подземными горными работами зарегистрированы в нашей стране – на Втором Соликамском руднике (Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей в Пермской области, 1995 г.) и руднике «Умбозеро» (Лавозерское месторождение редких металлов в Мурманской области, 1999 г.). Эти землетрясения сопровождались разрушением горных выработок на большом протяжении и обрушением выработанного пространства.

Изменение локальной сейсмичности выявлено при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений. По мнению многих специалистов сильнейшие землетрясения, происшедшие в районе газового месторождения Газли (Узбекистан) в 1976 и 1984 годах, обу-

словлены большими объемами пластовых вод, поступившими в газоносную структуру на место добытого газа.

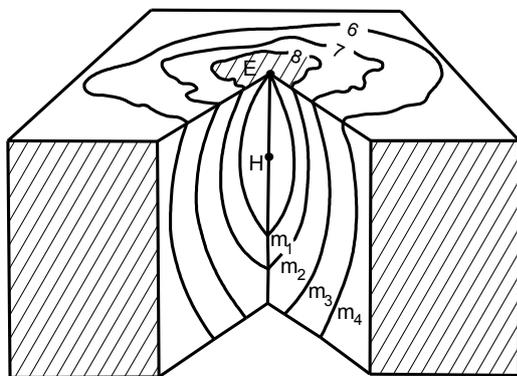
**Механизм землетрясений.** Энергия, освободившаяся при взрывах, ударах или быстротечных тектонических движениях, вызывающих землетрясения, распространяется в массиве горных пород в виде упругих колебаний (сейсмических волн), которые и являются главным разрушающим фактором. Различают три основных вида сейсмических волн: продольные, поперечные и поверхностные.

*Продольные волны (P)* – элементарные колебания объема в земной коре. Они представляют собой колебательные движения частиц вещества (твердого, жидкого или газообразного) в направлении распространения волны. Их можно уподобить натягиванию и ослаблению резиновой ленты. Скорость распространения продольных волн в массивах горных пород до 5-6 км/с.

*Поперечные волны (S)* – колебания частиц среды в плоскостях, перпендикулярных направлению движения волны. Их можно сравнить с колебаниями струны. Поперечные волны являются реакцией среды на изменение формы, поэтому они возникают только в твердых телах. Жидкости и газы не сопротивляются изменению формы и в них поперечные волны не образуются. Скорость распространения поперечных волн в одних и тех же горных породах обычно в 1.7 раза меньше скорости продольной волн.

*Поверхностные волны (L)* возникают только на границе раздела двух сред, различающихся агрегатным строением (на земной или водной поверхности). Их возбуждают продольные волны, которые первыми достигают этих поверхностей. По характеру колебаний среди поверхностных волн выделяют волны Лява (поперечные колебания частиц в горизонтальной плоскости) и волны Релея (колебания частиц в вертикальной плоскости по сложной эллипсовидной траектории). Поверхностные волны длиннопериодные. Длина их достигает сотен километров при амплитуде до нескольких сантиметров, а скорость распространения почти в два раза меньше, чем у обычных поперечных волн.

Объемный участок земной коры или верхней мантии, в котором произошло освобождение энергии и разрушение массива горных пород, называют **очагом землетрясения** (рис. 7.1). Он обычно имеет десятки километров в поперечнике. Различают **глубинный центр очага (гипоцентр или фокус)** и его проекцию на дневную поверхность (**эпицентр**). Деформации, вызванные сейсмическими волнами, распространяются от гипоцентра во все стороны по радиусам (сейсмическим лучам), образуя ряд последовательных положений фронта деформации (**волнового фронта**). Область наибольшего проявления разрушений на поверхности Земли вокруг эпицентра называется **эпизентральной или плейстосейстовой**. Поверхности, во всех точках которых сила землетрясения одинакова, получили название **изосейсмических поверхностей**, а линии их пересечения с поверхностью Земли – **изосейстами**.



*Рис. 7.1.* Схема очага землетрясения  
Н – гипоцентр; Е – эпицентр;  $m_1, m_2, m_3, m_4$  – последовательные положения волнового фронта; 6, 7, 8 – изосейсты. Заштрихована плейстосейстовая область.

В зависимости от глубины гипоцентра землетрясения делятся на поверхностные (до 10 км), нормальные (10-60 км), промежуточные (60-300 км) и глубокофокусные (более

300 км). Денудационные, вулканические и значительная часть тектонических землетрясений, в том числе все наведенные, относятся к поверхностным. Среди тектонических землетрясений на территории нашей страны преобладают нормальные (46%) и поверхностные (36%). В меньшей степени проявлены промежуточные (18%). Немногочисленные глубокофокусные землетрясения отмечаются главным образом на Дальнем Востоке.

Продолжительность (период) землетрясения от нескольких минут до нескольких месяцев и даже лет. Обычно за первыми слабыми толчками (форшоками) быстро следует крупный толчок (главная фаза землетрясения), а завершает период землетрясения цепь более мелких толчков (афтершоков), которые с убывающей частотой могут продолжаться довольно долго.

**Явления, сопутствующие землетрясениям.** Землетрясения сопровождаются звуками низких тонов (подземным гулом), световыми явлениями, возникновением в массиве горных пород трещин (одиночных и групповых) (рис. 7.2) и крупных разрывных нарушений (сбросов, реже взбросов и сдвигов) длиной от нескольких до сотен километров. При Гоби – Алтайском землетрясении (1957 г.) образовалась серия разрывов в зоне протяженностью около 700 км. По разрывным нарушениям происходят перемещения блоков пород с образованием опусканий (провалов) и поднятий. Впечатляют масштабы отдельных сейсмогенных провалов. Например, в Японии после землетрясения 1923 г. дно залива Сагами опустилось на 300-400 м.

В обводненных на глубине рыхлых породах наблюдаются выбросы на поверхность воды и грязи с последующим образованием воронок оседания. Постоянными следствиями землетрясений в горных районах являются обвалы, оползни и оплывины (сели), часто огромной разрушительной силы. Все перечисленные выше явления существенно изменяют рельеф местности, приводят к подпруживанию рек и образованию озер. В небольших водоемах во время землетрясения возникают с е й ш и (стоячие волны) с периодом появления от нескольких минут до нескольких часов.



*Рис. 7.2. Трещины в грунте и повреждение здания, вызванные смещением грунта при Ляопинском землетрясении в Китае. По Дж.А.Эйби*

В целом разрушительная сила землетрясений больше в рыхлых и слабосцементированных породах, чем в плотных скальных. Нередко при землетрясениях здания и сооружения, построенные на коренных породах, особенно магматических и метаморфических, почти не подвергались деформациям, а такие же постройки на рыхлых породах разрушались. Наиболее сильные сотрясения наблюдаются там, где рыхлый материал залегает на скальных прочных породах сравнительно тонким слоем. По этой причине во время землетрясений возникают волнообразные изгибы, проседания, разрывы и смещения шоссе и железных дорог (рис. 7.3), построенных на насыпях.



Рис. 7.3. Железная дорога, разрушенная землетрясением. По Дж.А.Эйби

В результате подводного землетрясения с эпицентром в открытом море над эпицентральной областью в массе воды возникает локальная зона возмущения, обусловленная быстрым поднятием или опусканием морского дна. При этом образуется направленная вверх волна давления, которая на поверхности моря преобразуется в волну цунами, концентрически распространяющуюся от эпицентра со скоростью до 900 км/ч.

В открытом море высота цунами не превышает 2 м, что при большой длине делает ее малозаметной. Однако с приближением к берегу волна цунами тормозится и сокращает свою длину (рис. 7.3). Вся энергия, рассеянная до этого по фронту волны на глубину до 7 км, начинает сгущаться по мере ее уменьшения до 100 м и менее. Молекулы воды получают мощный импульс и их суммарные колебания вызывают быстрое увеличение высоты волны до 20-40 м, при этом передовой склон волны становится почти вертикальным, а ее пенистый гребень напоминает конскую гриву. С огромной силой цунами обрушивается на побережье, сметая все на своем пути (рис. 7.4).

Наиболее катастрофическими были последствия цунами, вызванными землетрясениями вблизи о. Хонсю (1896г.), Лиссабонским (1750 г.) и при взрыве вулкана Кракатау (1893г.), а в России – цунами Курильского землетрясения в 1952 г., разрушившего г. Северо-Курильск на о. Парамушир. Особо разрушительным было цунами, вызванное сильнейшим землетрясением с эпицентром вблизи о.Суматра в Индонезии (25 декабря 2004 г.). Атаке цунами подверглись побережья стран юго-восточной Азии (Индонезии, Таиланда, Индии и др.). Всего погибло около 300 тысяч человек.

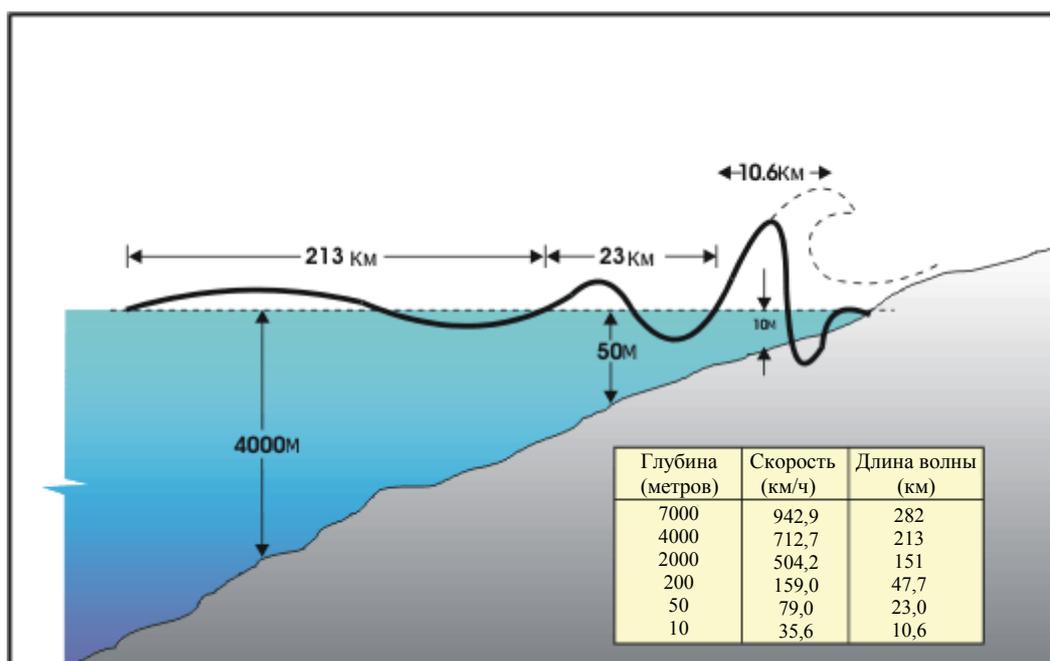


Рис. 7.4. Трансформация волны цунами. По Э.Лорка и М.Рекабаррен

**Регистрация землетрясений** осуществляется сетью сейсмических станций с помощью специальных приборов – сейсмографов, фиксирующих с высокой точностью время прихода сейсмических волн и их амплитуду. Обычно на сейсмической станции производится регистрация волн тремя сейсмографами: один регистрирует вертикальные колебания, а два других – горизонтальные колебания, ориентированные в широтном и меридианальном направлениях. Сейсмографы записывают колебания земли в виде сейсмограммы (рис. 7.5). Первыми фиксируются продольные волны (P), имеющие максимальную скорость распространения, затем – поперечные (S), а последними – поверхностные волны (L), для которых характерны колебания большой амплитуды и периода.

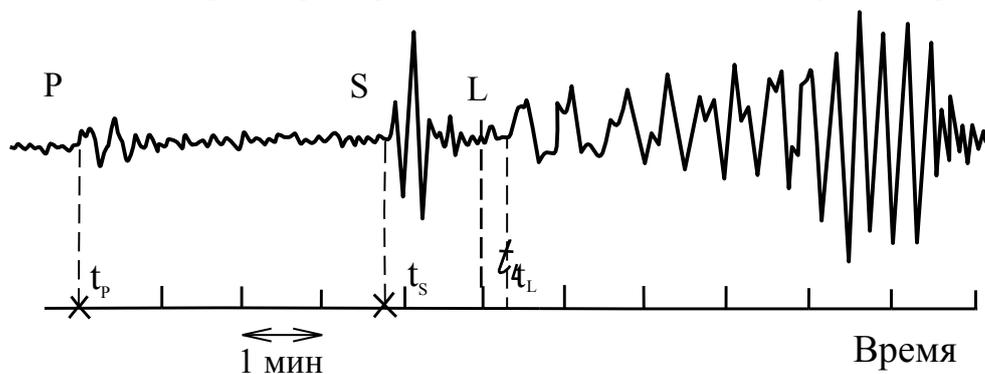


Рис. 7.5. Сейсмограмма с указанием моментов прихода продольных (P), поперечных (S) и поверхностных (L) волн

Специалисты-сейсмологи на основании изучения сейсмограмм определяют расстояние от станции до эпицентра землетрясения, длительность, местоположение эпицентра, глубину гипоцентра и ряд других параметров землетрясения. Точное положение эпицентра землетрясения устанавливают методом засечек с различных сейсмических станций.

## 7.2. Сила, энергия и магнитуда землетрясений

Сила (интенсивность) землетрясения обычно оценивается в баллах на основании записей сейсмографов (по величине колебаний при толчках), субъективных ощущений людей и наблюдаемых явлений.

Существует несколько шкал балльности землетрясений, калибрующих их интенсивность на поверхности Земли. В России используют международную шкалу MSK-64 (по начальным буквам фамилий авторов С.В. Медведева, В. Шпонхойера, В.Карника и году ее принятия) (табл. 7.1.). В США и ряде других стран применяется предложенная итальянским сейсмологом Меркалли и позднее усовершенствованная шкала ММ. Своя шкала балльности разработана и принята в Японии.

Сильные землетрясения ощущаются на расстоянии нескольких тысяч километров. Последствия таких землетрясений в густонаселенных районах катастрофические. Например, во время Токийского землетрясения (1923 г.) было полностью уничтожено 128 тыс. домов, погибло и пропало без вести около 143 тыс. человек.

Механическая (упругая) энергия землетрясений определяется расчетными методами по параметрам зарегистрированных сейсмических волн. Она изменяется в широких пределах – от  $10^{10}$  до  $10^{25}$  эргов (1 эрг – количество энергии, способное перемещать массу 1 г на расстояние 1 см, сообщив ей при этом ускорение, равное  $1 \text{ см/с}^2$ ). В целом её количество сопоставимо с энергией ядерных взрывов (энергия взрыва атомной бомбы средней мощности равна  $10^{20}$  эргов), но сильные землетрясения с катастрофическими последствиями по энергии превышают ядерные взрывы в тысячи раз.

**Шкала интенсивности землетрясений MSK-64**

Балл	Общая характеристика	Внешние эффекты (даны сокращенно)
1	Незаметное	Колебания почвы отмечаются приборами
2	Очень слабое	Колебания ощущаются немногими людьми
3	Слабое	Колебания ощущаются в помещениях, особенно на верхних этажах
4	Умеренное	Отмечается многими людьми, возможно дребезжание стекол
5	Довольно сильное	Качание висячих предметов, многие спящие просыпаются
6	Сильное	Легкие повреждения зданий, тонкие трещины в штукатурке, бьются окна
7	Очень сильное	Многие здания получают значительные повреждения, отваливаются куски штукатурки
8	Разрушительное	Большие трещины в стенах зданий, падение карнизов и дымовых труб, незначительные трещины в грунтах
9	Опустошительное	Обвалы в некоторых зданиях – обрушение стен, перекрытий, кровли; трещины в грунтах шириной до 10 см
10	Уничтожающее	Разрушение до основания большей части построек, многочисленные трещины в грунтах шириной до 1 м
11	Катастрофа	Сохраняют устойчивость только единичные каменные строения, широкие трещины на земной поверхности, большие обвалы в горах
12	Сильная катастрофа	Изменение рельефа в больших размерах, полное разрушение практически всех наземных и подземных сооружений

Непосредственное определение энергии землетрясений вызывает большие затруднения. Вместо этого по предложению американского сейсмолога Ч.Ф.Рихтера (1935 г.) для относительной энергетической характеристики землетрясений используют *магнитуду* (лат. «магнитудо» – величина) – десятичный логарифм амплитуды наибольшей сейсмической волны (в микронах), записанной стандартным сейсмографом на фиксированном расстоянии (100 км) от эпицентра землетрясения.

Поскольку шкала Рихтера экспоненциальная, она охватывает очень широкий диапазон магнитуд. При этом разница магнитуд двух землетрясений на единицу соответствует различию энергии землетрясений в 30 раз, а на две единицы – в 900 раз и т.д. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений характеризуются магнитудой не более 8,7.

Если балльность определяет интенсивность сотрясения на поверхности Земли, то магнитуда – энергию очага землетрясения. Соотношение между магнитудой и балльностью зависит от расстояния между очагом (гипоцентром) и эпицентром землетрясения. Чем меньше глубина очага, тем больше интенсивность сотрясений на поверхности при одной и той же магнитуде. Например, землетрясение магнитудой 7 и глубиной очага 20 км будет иметь в эпицентре силу в 9 баллов (опустошительное), а при глубине очага 600 км – всего 4-5 баллов (умеренное).

### **7.3. Географическая и геотектоническая приуроченность сейсмических областей**

Эпицентры землетрясений расположены на поверхности Земли закономерно, образуя так называемые *сейсмические области* (зоны или пояса). Территории земного шара, где землетрясения происходят редко и небольшой силы, называют *асейсмическими областями*.

Сейсмические области, как правило, пространственно совпадают с областями современного вулканизма и молодых проявлений интенсивного рельефообразования, связанных с неотектоническими движениями. Большинство очагов землетрясений (около 90%) находится в двух узких зонах земной коры (поясах): Тихоокеанском и Средиземно-Морско-Индонезийском (рис. 7.6).

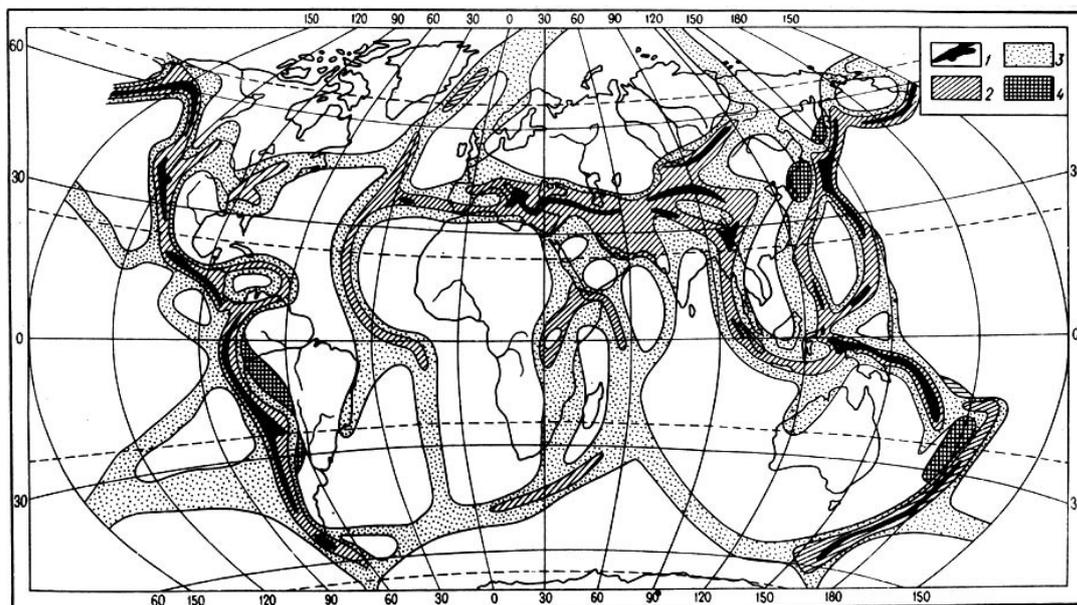


Рис. 7.6. Сейсмичность Земли. По Н.В. Шебалину

1-4 – зоны землетрясений: 1 – сильнейших; 2 – средней силы; 3 – слабых; 4 – глубинных (глубина гипоцентра более 100 км).

*Тихоокеанский сейсмический пояс* наиболее крупный. На его долю приходится около 70% всех зарегистрированных землетрясений, причем большинство из них глубокофокусные. Этот пояс расположен по периферии Тихого океана, следуя вдоль глубоководных желобов и островных дуг. Очаги землетрясений в Тихоокеанском поясе связывают с зонами Беньофа, падающими в направлении континентов под углом примерно 45° (см.раздел 22.3).

*Средиземноморско-Индонезийский сейсмический пояс* протягивается от Гибралтара через Средиземное море, Малую Азию, Ближний Восток и Гималаи к островам Индонезии, где он сочленяется с Тихоокеанским поясом. Со Средиземноморско-Индонезийским поясом связано более 20 % землетрясений, большинство из которых мелкофокусные и промежуточные. В геотектоническом плане этот пояс соответствует гигантскому Альпийско-Гималайскому складчатому поясу, сформированному в мезокайнозойское время и продолжающему свою тектоническую жизнь.

Остальные сейсмические области и пояса приурочены к современным океаническим и континентальным рифтам – линейно вытянутым на тысячи километров сравнительно узким зонам растяжения земной коры, проявленным на поверхности ровообразными углублениями, крупными разрывами сплошности горных пород, вулканизмом. Вдоль океанических рифтов проходят линейные возвышения океанического дна – срединные океанические хребты (см.раздел 22.3). С зонами континентальных рифтов связаны сейсмические области района Великих озер в Африке, Прибайкалья (Россия), а также отдельных районов Монголии и Китая.

Асейсмические области занимают обширные равнинные пространства континентов и океанов.

## 7.4. Прогноз землетрясений

Прогноз землетрясений заключается в научно обоснованном предсказании места, силы и времени проявления будущего землетрясения. Задача определения места и силы землетрясений частично решается путем составления карт сейсмического районирования (выделения районов сейсмической активности и их дифференцированной оценки по силе возможных землетрясений). Такие карты составляются на основе анализа сейсмического режима территории за длительный период времени с учетом особенностей ее геологического строения и развития. Пример такой карты для территории бывшего СССР дан на рис. 7.7. Анализ карты показывает, что на территории России сейсмоактивными являются районы Кавказа, Алтайского края, юга Восточной Сибири и Дальнего Востока, где возможны землетрясения силой до 6-8 баллов, а в Прибайкалье, на Камчатке и Курильских островах до 9-10 баллов.

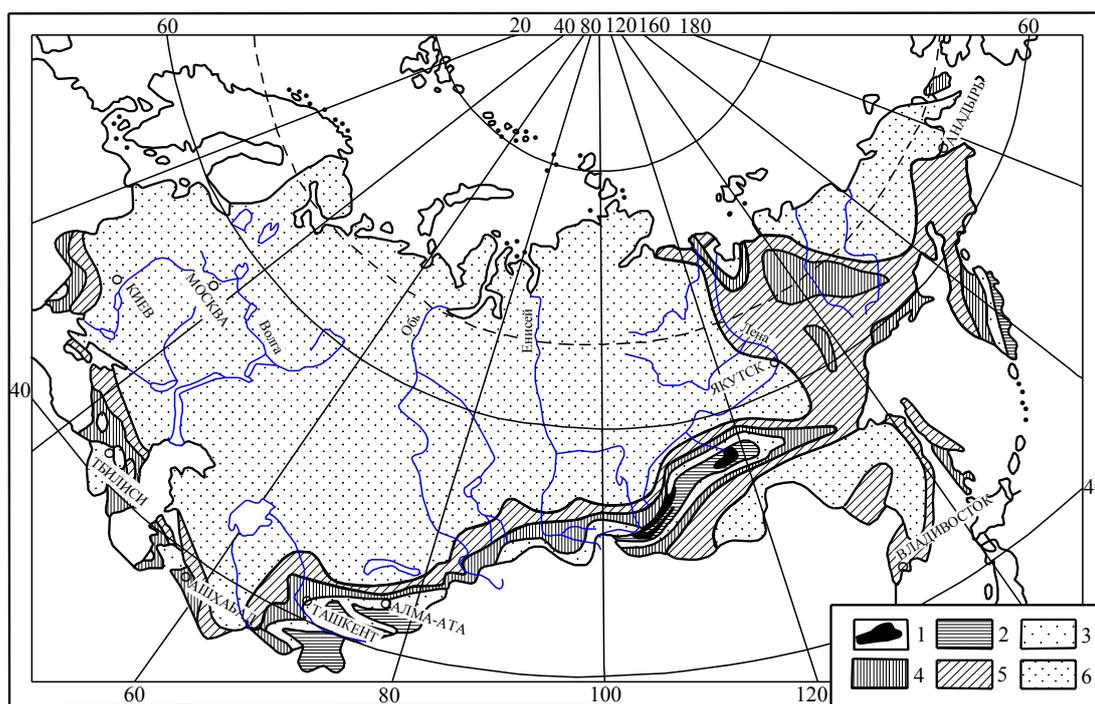


Рис. 7.7. Сейсмическое районирование территории бывшего СССР

(по данным Института физики Земли)

1-5 – сейсмические зоны: 1 – десятибалльная, 2 – девятибалльная, 3 – восьми балльная, 4 – семибалльная, 5 – шестibalльная; 6 – асейсмическая зона (сила землетрясений менее шести баллов)

Сейсмическое районирование позволяет учитывать сейсмические особенности тех или иных районов нашей страны при планировании и строительстве новых городов, железных дорог, электростанций и других крупных промышленных сооружений. На отдельных детально изученных участках можно определить вероятность возникновения землетрясений и дать сугубо приближенную оценку их параметров. Предсказание места и силы конкретного землетрясения остается нерешенной задачей, также как предсказание времени начала землетрясения.

Проводимые в этом направлении исследования базируются на изучении так называемых предвестников землетрясений. Можно выделить четыре группы таких предвестников:

- 1) *геофизические*, выражающиеся в изменении соотношения скоростей продольных и поперечных волн, характеристик электромагнитных и гравитационных полей, температуры и некоторых других физических параметров горных пород.

- 2) *геодинамические*, связанные с накоплением механических напряжений в земной коре и изменением наклонов земной поверхности, которые фиксируются специальными приборами – наклономерами.
- 3) *гидрогеохимические*, проявленные изменением уровней и дебита вод, нефти и газа в источниках и скважинах, а также концентрации газовых компонентов подземных вод (гелия, радона, диоксида углерода, сероводорода), вариациями изотопных соотношений отдельных элементов (гелия, углерода в диоксиде углерода и метане, кислорода в воде).
- 4) *биологические*, основанные на неадекватном поведении перед началом землетрясения многих животных, птиц и рыб.

Борьба с сейсмоопасностью на той или иной территории ведется в двух направлениях. Одно из них – выбор для гражданского и промышленного строительства участков с минимальной вероятностью возникновения землетрясений, а в сейсмоактивных районах – с минимальным приращением сейсмического эффекта при землетрясениях. Второе направление – сейсмостойкое строительство. В зависимости от потенциальной сейсмической опасности применяют различные методы (специальные материалы, антисейсмические конструкции, облегчение кровли, уменьшение этажности и пр.). В нашей стране действуют официальные нормы сейсмостойкого строительства. При правильном их применении они обеспечивают сохранность зданий и сооружений даже при сильных землетрясениях.

## Глава 8. МАГМАТИЗМ

### 8.1. Понятие о магме и лаве, формах проявления магматизма, магматических формациях

Магма (греч. «магма» – тесто, густая мазь) – поступающий из земных недр преимущественно силикатный (редко сульфидный, карбонатный или иной по составу) расплав, насыщенный летучими компонентами – водяным паром и газами. Достигая поверхности Земли, магма освобождается от основной массы растворенных в ней летучих компонентов и превращается в лаву.

Экспериментальными исследованиями установлено, что магма (лава) представляет собой микрогетерогенную жидкость, в которой присутствуют катионы Na, K, Ca, Mg, Fe и др., сложные комплексные анионы на основе кремнекислородных тетраэдров, Al и Ti; сульфиды и ферритные соединения типа  $Fe_3O_4$ , обладающие металлическими связями; атомы металлов и молекулы газов. Катионы и комплексные анионы могут образовывать в магме сиботаксисные группы, соответствующие будущим силикатным минералам. По мере охлаждения из сиботаксисов в магме появляются кристаллы наиболее тугоплавких минералов, и она становится трехкомпонентной системой «жидкость – газ – твердое вещество».

Магматизмом называется совокупность процессов зарождения и эволюции вещественного состава магмы, восходящего ее движения в литосфере (вплоть до излияния на земную поверхность в виде лавы) и образования магматических горных пород.

Обычно выделяют два основных вида магматизма: интрузивный магматизм (лат. «интрузио» – внедрение), или плутонизм, когда магма не достигает поверхности и застывает на различной глубине, и эффузивный магматизм (лат. «эффузио» – излияние), или вулканизм, который охватывает все явления, связанные с выходом магмы на дневную поверхность. По мнению ряда исследователей, в том числе автора данной книги, необходимо также выделять флюидно-эксплозивный магматизм. Он осуществляется преимущественно в гипабиссальных условиях при ведущей роли флюидизированных систем «газ-твердое», «газ-расплав». Результатом флюидно-эксплозивных процессов являются уходящие на большую глубину субвертикальные трубообразные тела сложного строения, в составе которых доминирующую роль играют брекчии различного состава.

Парагенетически связанные, т.е. произошедшие от магмы одного глубинного очага, близкие по возрасту и пространственно сопряженные магматические породы называются комагматами. Ассоциация комагматов, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке, называется магматической формацией. Одна и та же магматическая формация может проявиться как в различные геологические эпохи, так и в одну эпоху, но в разных регионах земного шара.

Магматические формации подразделяются по формам магматизма, обусловившего их возникновение (на интрузивные, эффузивные, смешанные интрузивно-эффузивные) и по принадлежности к различным типам геотектонических элементов земной коры (на платформенные, геосинклинальные и др.). Свое название магматическая формация получает или по преобладающей в ней породе (например, гранитовая, базальтовая и т.п.), или по наиболее типичным представителям слагающих ее пород (например, габбро-перидотитовая, липарит-базальтовая и т.п.).

### 8.2. Интрузивный магматизм

Преобладающая часть магмы (около 90%) затвердевает в недрах Земли, образуя тела магматических пород – интрузии. На земную поверхность интрузии выступают после длительной эрозии и удаления перекрывающих их пород вследствие восходящих тектонических движений.

**Зарождение и движение магмы в земных недрах.** Магма является результатом плавления горных пород в локальных зонах глубинных недр Земли. Различают плавление полное (всё вещество породы переходит в расплав) и плавление парциальное, при котором от нерасплавившегося остатка отделяется более низкоплавкая жидкая фракция. Пример полного плавления – возникновение гранитного расплава за счет алюмосиликатных пород земной коры (сланцев, гнейсов и др.). Парциальное плавление характерно для ультраосновных и основных пород. В результате парциального плавления перидотита образуется базальтовая магма, а габброидов – андезитовая или риолитовая магма.

Для того, чтобы в каком-то участке земных недр началось плавление горных пород (зарождение первичного магматического очага), необходимо, чтобы в нем либо понизилось давление, а соответственно уменьшилась температура плавления пород, либо при неизменном давлении увеличилась температура до уровня, достаточного для плавления пород.

Механизм возникновения очагов магматического расплава не известен. Гипотетически в качестве факторов, вызывающих генерацию магмы, рассматриваются радиогенное тепло, снижение давления в зонах глубинных разломов, проникающих в верхнюю мантию; восходящие потоки горячих флюидов, зарождающиеся на границе мантии и внешнего жидкого ядра Земли.

Не вызывает сомнения тесная связь между магматизмом и тектоническими движениями земной коры. Наиболее интенсивные проявления магматизма закономерно приурочены к тектонически активным областям земного шара. Размещение интрузий и вулканов часто контролируются зонами разрывов, которые образовались как результат тектонических движений. В свою очередь обусловленный магматизмом тепломассоперенос, как правило, сопровождается тектоническими движениями в земной коре и изменениями ее структуры. Однако характер этой связи в подкоровых недрах Земли остается неясным, так как мы не знаем механизма возникновения первичных очагов магматического расплава.

Пока нет единого мнения о родоначальной магме, из которой произошли все магматические породы. Одни исследователи признают родоначальной только основную (базальтовую) магму, другие считают таковыми две магмы: базальтовую и гранитную, а третьи – несколько магм: ультраосновную (перидотитовую), основную (базальтовую), среднюю (андезитовую) и кислую (гранитную).

Первичные очаги базальтовой и перидотитовой магмы располагаются в верхней мантии, точнее в астеносфере. По мнению ряда исследователей, область зарождения таких магм может быть пограничный слой между мантией и жидким внешним ядром. Андезитовые магмы, видимо, генерируются в нижней части земной коры. Первичные очаги гранитной магмы образуются в земной коре вследствие плавления пород в условиях высоких давлений и температур, при участии потоков горячих глубинных растворов.

Магма первичных очагов, поднимаясь вверх, образует на различных глубинах в земной коре вторичные (промежуточные) долгоживущие очаги, из которых она в периоды тектонической активности региона перемещается (внедряется) в верхние этажи земной коры. Каждому также периоду соответствует своя стадия внедрения магмы, которая завершается образованием тел магматических пород. При пространственном совмещении таких тел возникают сложно построенные интрузивные массивы многостадийного генезиса.

Движение магмы вверх обусловлено главным образом двумя факторами: литостатическим давлением и адиабатическим расширением системы «расплав – газ». Действие первого фактора связано с тем, что магма как более легкая (при расплавлении пород их объем увеличивается на 1/10) и подвижная субстанция по сравнению с вмещающими ее горными породами выжимается за счет их веса вверх в область пониженного давления. Большие массы легких гранитоидных магм в земной коре могут «всплывать» в форме куполов, воздействуя на перекрывающие ее более тяжелые породы термически, т.е. делая их пластичными.

Механизм действия второго фактора впервые обосновал американский геолог Л.Г. Грейтон. Выполненные им расчеты показали, что при содержании в магме 9,4% газа (главным образом водяного пара) ее относительный объем при перемещении с глубины 40 км до земной поверхности увеличивается многократно (в сотни раз), причем наиболее заметно это происходит, начиная с глубины 5 км от поверхности.

Таким образом, магма с глубоких недр Земли поднимается под влиянием литостатического давления, а по мере приближения ее к земной поверхности все большую роль начинает играть адиабатическое расширение и возрастание давления системы "расплава-газ".

Восходящее движение магмы может быть пассивным по готовым открытым трещинам в земной коре, но чаще всего она активно прокладывает себе путь вверх. Активность магмы проявляется как в механическом завоевании пространства путем раздвигания трещин, дробления вмещающих пород и поглощения их обломков, куполовидного поднятия пород кровли магматического очага, так и в расплавлении и усвоении горных пород на фронте восстающей магматической колонны. Последнее характерно для магм, обогащенных летучими компонентами.

**Дифференциация магмы.** Наблюдаемое разнообразие магматических пород, а также магм (лав), из которых непосредственно возникли эти породы, обусловлено следующими процессами преобразования родоначальных и производных от них магм:

- **дифференциация** – расщепление исходной магмы на различные петрохимические ветви;
- **гбризм** – смешение двух исходных магм;
- **ассимиляция** – плавление и усвоение магмой вмещающих пород.

Основную роль в петрохимическом разнообразии магм и раскристаллизованных из них пород играет дифференциация. Выделяют три физико-химических процесса дифференциации магмы. Два из них (гравитационная дифференциация и ликвация) осуществляются в жидкой магме, а третий (кристаллизационная дифференциация) – в системе «расплава – кристаллы».

*Гравитационная дифференциация* жидкой магмы проявляется в разделении по вертикали компонентов расплава (ионов, симботаксисных групп, атомов металлов, сульфидов и др.). Возможно, именно гравитационной дифференциацией силикатного расплава в магматическом очаге обусловлено наблюдаемое иногда последовательное (сначала кислой, а затем основной) излияние лав при извержении вулканов. Например, извержение вулкана Гекла (Исландия) началось излиянием дацитового (содержание  $\text{SiO}_2$  – 62%), а закончилось базальтовой (содержание  $\text{SiO}_2$  – 54%) лавой.

*Ликвация* – разделение магматического расплава на две или несколько несмешивающихся жидкостей. Механизм ликвации и физико-химические условия ее проявления еще недостаточно изучены. Различают две формы проявления ликвации. Первая из них – обособление капель и шаровидных выделений одного расплава в другом расплаве, образующем заключающую их матрицу. В результате при кристаллизации возникают магматические породы шаровой и нодулярной структуры.

Другая форма ликвации – обособление расплавов в виде слоев, вследствие чего образуются расслоенные интрузивные массивы. Иногда происходит тонкое ритмичное расслаивание магмы с появлением пород полосчатой текстуры. Ликвационному расслоению магмы способствуют два фактора: обогащение ее летучими компонентами, в частности, фтором и условия быстрого охлаждения. Расслоенность в связи с ликвацией магмы характерна для гипабиссальных интрузий гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и базит-гипербазитов.

Ликвация играет важную роль в магматическом рудообразовании, так как благодаря этому процессу происходит отделение от магмы рудных расплавов (ферритных, из которых кристаллизуются железные руды; сульфидных медно-никелевых и других).

*Кристаллизационная дифференциация* обусловлена разделением магмы при остывании на две фракции (кристаллы и расплав) и последовательным выделением из расплава кристаллов в соответствии с их реакционным рядом (рис. 8.1), гравитационным разделением кристаллов в расплаве.

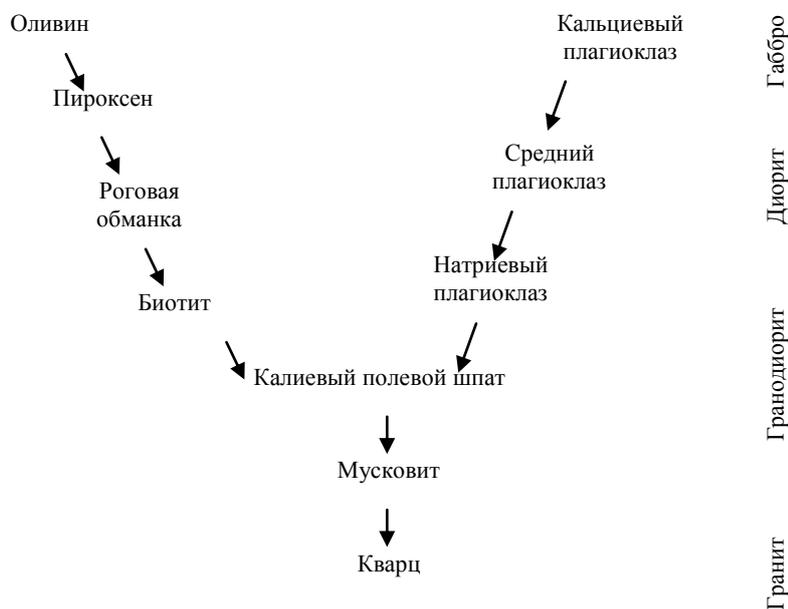


Рис. 8.1. Реакционный ряд минералов.  
По Н.Л. Боуэну и Т.Ф. Барту

Минералы, расположенные на одном уровне, кристаллизуются приблизительно одновременно, давая ассоциацию, характерную для определенного класса магматических пород (от основных до кислых)

Например, ранняя кристаллизация оливина, пироксена и лабрадора в базальтовой магме обедняет оставшийся расплав магнием и кальцием, но обогащает кремнеземом, железом и натрием. В результате гравитационного осаждения выделившихся кристаллов остаточный расплав соответствует андезитовой магме. Последующая кристаллизация и отделение от расплавов минералов, занимающих более низкое положение в реакционном ряду приведет к получению все более кислого расплава, вплоть до гранитной (риолитовой) магмы.

Вследствие тектонических движений из камеры, в которой по описанному выше сценарию осуществляется процесс кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, могут поочередно выжиматься вверх в начальную стадию процесса – базальтовый расплав, в среднюю – андезитовый, в финальную – риолитовый. При спокойном длительном остывании магмы в крупных очагах кристаллизационная дифференциация обуславливает вертикальную зональность интрузивного тела, возникшего на месте этого очага.

Яркий пример проявления кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы – расслоенные гипербазит-базитовые интрузии обычно в форме лополитов, сложенные слоями пород, которые образовались в результате последовательного накопления на дне магматической камеры продуктов ранней кристаллизации (к у м у л у с а) и подъема поверхности раздела «нижняя магма – к у м у л а т (породы, отвердевшие из кумулуса и интеркумуляусной жидкости)». Слои таких пород прослеживаются на многие километры без существенного изменения мощности и минерального состава, а текстура пород очень похожа на слоистую, присущую осадочным породам.

### 8.3. Эффузивный магматизм

Эффузивный магматизм проявляется при извержении в у л к а н о в – конусообразных или куполовидных возвышений с выводящим каналом, через который из глубины на

земную поверхность периодически поступают лава, вулканокластический материал, горячие газы и пары (рис. 8.2). Вулканокластическими называют куски жидкой лавы и твердые обломки горных пород и минералов, выброшенные при извержении. Вулканы встречаются как на суше, так и под водой, причем в очень широком диапазоне океанических глубин. Вулканы обычно питаются из относительно небольших периферических магматических очагов, залегающих на глубине до 1,5-2 км от основания вулкана. Эти очаги соединяются с промежуточными или непосредственно с первичными магматическими очагами. Возможно, что питание магмой отдельных вулканов осуществляется прямо из промежуточных или первичных магматических очагов.



Рис. 8.2. Вулкан Ключевской на Камчатке

**Эруптивная деятельность вулканов.** Все процессы, связанные с извержением вулканов, называются *э р у п т и в н ы м и* (лат. «эруптивус» – выброшенный). Эруптивная деятельность вулканов проявляется *э ф ф у з и е й* (излиянием магмы), *э к с п л о з и е й* (взрывами выделяющихся из магмы газов, сопровождаемыми выбросом в атмосферу распыленных частиц лавы и раздробленных взрывом обломков пород), иногда *э к с т р у з и е й* – медленным выжиманием вязкой лавы из выводящего канала вулкана.

Взрывы обычно обусловлены накоплением выделяющихся из магмы газов под перекрывающим выходное отверстие вулкана экраном твердых пород, образованным после предыдущего извержения. По мере накопления газов давление их на породный экран всё возрастает, пока не достигает величины, достаточной для его взламывания, после чего следует взрывообразное расширение газов с выделением большого количества энергии. Разрушение породного экрана обычно происходит не сразу, а начинается с появления в нем отдельных трещин, количество которых быстро увеличивается. Поэтому взрывы идут сериями с нарастанием их силы.

Вместе с тем вулканические взрывы наблюдаются и при отсутствии закупорки выходного отверстия вулкана. Согласно Л.Г. Грейтону их причиной является адиабатическое расширение газированных магм. По его расчетам объем таких магм при подъеме с глубины 250 м до земной поверхности увеличивается в 1555 раз. Другая возможная причина вулканических взрывов – химическое взаимодействие поднимающихся из недр Земли газов (С, Н<sub>2</sub>, СН<sub>4</sub>, Н<sub>2</sub>С и др.) с кислородом воздуха или между собой. В частности, известный вулканолог Г. Тазиев считал, что вулканические взрывы являются результатом мгновенно протекающей реакции глубинного водорода с кислородом воздуха.

Вулканическое извержение начинается с подземного гула, сотрясения почвы и серии мелких взрывов с выбросами газов и распыленных частиц лавы. Над вулканом из выброшенных продуктов образуются клубящиеся тучи с грозowymi разрядами и ливнями. Затем сила взрывов увеличивается и достигает своего максимума, после чего начинается излияние лавы, относительно спокойное или в виде огненных фонтанов высотой до 300 м и бо-

лее. Далее наступает период спокойного состояния вулкана, когда он слабо курится или совсем затухает до нового извержения.

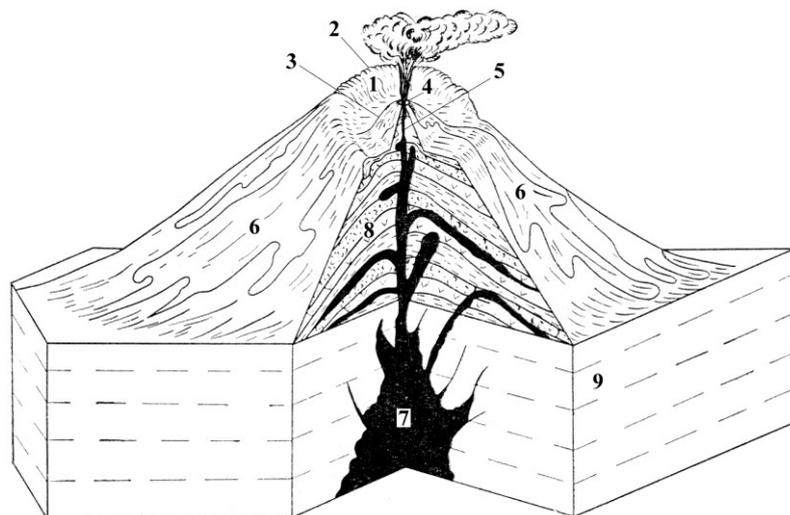
При извержении вулканов высота подъема газов, паров воды и мелких обломков составляет обычно 1-5 км, но иногда достигает 10-45 км. Выброшенный из вулкана обломочный материал переносится в атмосфере на расстояние от нескольких километров до десятков тысяч километров.

Продолжительность извержения колеблется от нескольких часов до нескольких лет, а их периодичность – от 2-4 лет до 1,5 тыс. лет. Общая продолжительность периодических извержений вулканов неизвестна. Вероятно, она составляет не более 100 тыс. лет.

В случае, когда излившаяся на земную поверхность лава встречает на своем пути озера, болота или реки, возникают фреатические взрывы, обусловленные мгновенным превращением в пар больших объемов воды. Фреатические взрывы сопровождаются образованием вулканокластического материала.

Извержения вулканов зачастую носят катастрофический характер. Например, при извержении вулкана Везувий (Италия) в 79 г.н.э. были засыпаны пеплом города Геркуланум, Помпея и Стабия, погибло около 24 тыс. человек. Взрыв вулкана Кракатау, расположенного на острове в Зондском проливе (Индонезия) в 1883 г. уничтожил две трети этого острова. При этом в атмосферу было выброшено около 18 км<sup>3</sup> пирокластического материала. Образовавшиеся в результате взрыва гигантские волны высотой до 35 м прокатились по Индийскому, Тихому и частично Атлантическому океанам, унеся 37 тыс. человеческих жизней.

По особенностям строения различают вулканы центрального и трещинного типов.



**Вулканы центрального типа** – конусовидные горы, сложенные продуктами извержений, с центральным выводным отверстием округлой формы – ж е р л о м (рис. 8.3).

Рис. 8.3. Строение вулкана центрального типа. По М.М. Жукову и др.

- 1 – кальдера, 2 – сомма, 3 – конус молодого вулкана, 4 – кратер, 5 – жерло, 6 – лавовые потоки, 7 – периферический магматический очаг, питающий вулкан, 8 – чередование лавовых потоков и слоев вулканокластического материала, 9 – горные породы довулканического основания

К этому типу относится абсолютное большинство современных вулканов. Жерло вулкана в своем верхнем окончании расширяется в виде к р а т е р а – чашеобразного углубления на вершине вулкана. Высота вулканов от сотен метров до 5-6 км, диаметр их основания от первых до 10-25 км. Диаметр кратера обычно не превышает 1-1,5 км, а его глубина – нескольких сот метров. Крупные вулканы, как правило, имеют побочные ответвления от основного жерла – п а р а з и т и ч е с к и е в у л к а н ы .

В результате компенсационного проседания вулканической постройки, обусловленного опустошением периферического магматического очага по завершению излияния ла-

вы из жерла вулкана, образуется к а л ь д е р а – обширная (до 10-20 км в диаметре) впадина округлых очертаний с плоским дном и крутыми, часто ступенчатыми склонами (рис. 8.4, 8.5). Глубина кальдер составляет сотни метров. Кроме кальдер оседания, выделяют также более редко встречающиеся взрывные кальдеры – результат сильного разрушения вулканического конуса мощными взрывами. По сути это обширный, диаметром более 2,5 км, кратер. Внутри кальдеры может возникнуть новый вулкан. Сохранившаяся гребнеобразная часть старого вулкана, отделенная от нового вулкана кольцевой долиной, называется с о м м а (см. рис. 8.3).

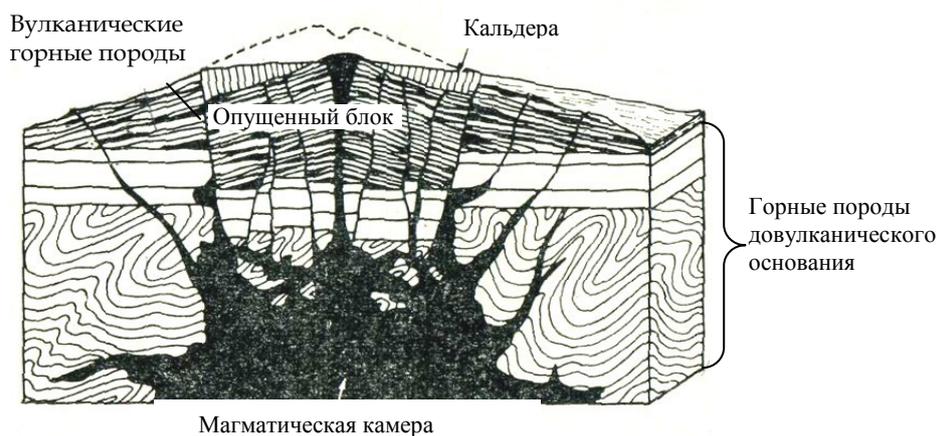


Рис. 8.4. Схема возникновения кальдеры оседания. По Х.Расту

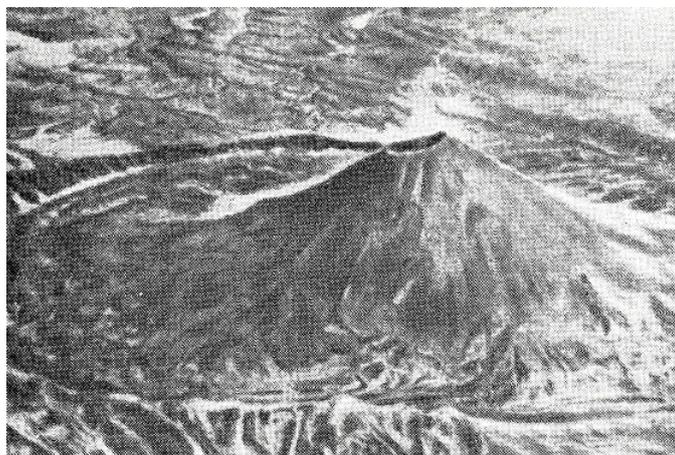


Рис. 8.5. Вулкан Карымский внутри кальдеры

**Вулканы трещинного типа** имеют в качестве подводящего канала протяженные глубокие трещины в земной коре, через которые довольно спокойно изливается слабовязкая и подвижная базальтовая лава. Растекаясь от трещины в разных направлениях, она образует базальтовые покровы мощностью 5-100 м и площадью до нескольких сотен квадратных километров. Вдоль трещины обычно возникают небольшие шлаковые конусы, сложенные обломками застывшей пузыристой лавы. Такие вулканы, действующие на памяти человечества, известны в Исландии. В 1783 г. на этом острове произошло извержение вулкана Лаки. Из трещины длиной около 30 км излилось примерно  $10 \text{ км}^3$  базальтовой лавы, которая покрыла площадь, равную  $500 \text{ км}^2$  (рис. 8.6). В прошлые геологические эпохи в отдельных регионах земного шара трещинные излияния базальтов достигали грандиозных масштабов. Например, мезозойские базальтовые покровы (траппы) Тунгусской синеклизы (Восточная Сибирь) и Деканского плоскогорья в Индии.

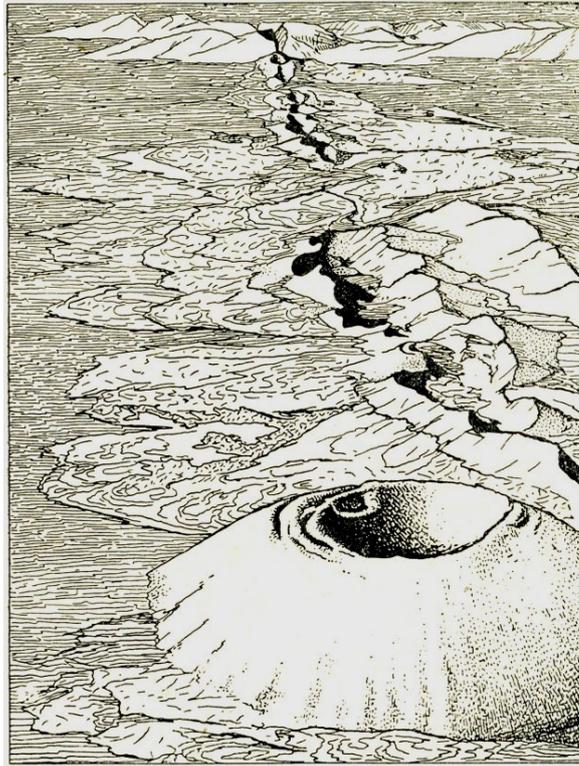


Рис. 8.6. Излияния базальтов трещинного вулкана Лаки, Исландия.  
На переднем плане – шлаковый конус. Рисунок по аэрофотоснимку Н.А. Гусева

**Типы наземных вулканических извержений** по характеру их проявления многообразны. Они определяются количественным соотношением извергаемых продуктов (газообразных, жидких и твердых) и вязкостью лав. Между крайними из них эффузивным и эксплозивным существуют многочисленные постепенные переходы. Однако это многообразие типов извержений относится главным образом к вулканам центрального типа. Для трещинных вулканов характерен эффузивный тип извержений и относительно спокойное излияние базальтовых лав небольшой вязкости. Для вулканов центрального типа выделяют четыре главных типа извержений: эффузивный, эксплозивно-эффузивный, экструзивный и эксплозивный, или, как их еще называют, соответственно – гавайский, стромболианский, купольный и вулканский. Между смежными из указанных типов возможны различные переходные формы извержений. Тип извержения многих вулканов со временем меняется, что обусловлено изменением состава извергаемых магм и степени насыщенности их газами.

*Эффузивный (гавайский) тип извержений* связан, как указывалось выше, с базальтовыми лавами малой вязкости. Их температура около  $1200^{\circ}\text{C}$ . Такие лавы очень подвижные и, стекая по склонам вулкана, образуют лавовые потоки длиной до 80 км. Поскольку базальтовые лавы бедны летучими компонентами, извержения вулканов практически не сопровождаются взрывами. Вулканы рассматриваемого подтипа называют также *щитовыми*, так как по форме они напоминают щит. Диаметр основания щитовых вулканов составляет десятки километров. Склоны их пологие (до  $10^{\circ}$ ). Кратеры щитовых вулканов – колодецеобразные. Они возникают в результате провалов застывшей корки лавы над питающим вулкан каналом (рис. 8.7). К ним часто приурочены лавовые озера.



Рис. 8.7. Щитовой вулкан Килауэа на о. Гавайи.  
По В.А. Апродову

К эффузивным относятся вулканы Гавайских островов, многие вулканы Тихого и Атлантического океанов. Наиболее изучена группа из 5 вулканов, образующих о. Гавайи в Тихом океане. Один из двух действующих вулканов этого острова (Мауна-Лоа) является самым крупным на земном шаре. Он поднимается со дна океана с глубины 5,3 км и возвышается над уровнем океана на 4,17 км, т.е. его общая высота составляет около 10 км. Размер эллипсоидного в плане наземного основания вулкана 45×75 км. Диаметр подводного основания всего вулканического сооружения о.Гавайи не менее 120 км.

*Эксплозивно-эффузивный (стромболианский) тип извержений* связан с лавами основного состава и характеризуется ритмично повторяющимися взрывами в открытом жерле. При этом на высоту до нескольких сотен метров выбрасывается пирокластический материал – различной величины куски раскаленной лавы. Извержения сопровождаются сильными звуковыми эффектами и свечением лавовых выбросов.

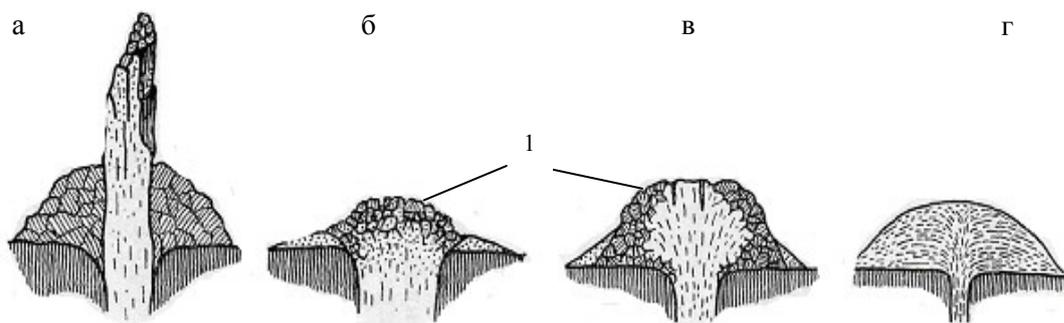
По величине обломков среди пирокластического материала выделяют: вулканические бомбы (от 5-10 см до нескольких метров в поперечнике), лапилли (1-3 см), вулканический песок (от 0,5 мм до размера горошины), вулканический пепел (тонкая пыль серого цвета, состоящая преимущественно из мельчайших обломков вулканического стекла).

При эксплозивно-эффузивных извержениях образуются вулканические конусы, состоящие из чередующихся в разрезе слоев лав и пирокластического материала, из-за чего их еще называют *стратовулканами*. К стратовулканам относятся Везувий, Этна и Стромболи в Италии, Ключевской (см. рис. 8.2) и Карымский (см. рис. 8.5) на Камчатке.

*Экструзивный (купольный) тип извержений* характерен для вязких андезитовой, дацитовой и риолитовой лав, обладающих температурой 900-1000°С. Такие лавы выжимаются из выводного канала, образуя купол. Высота лавовых куполов 0,5-1,0 км, а диаметр их основания 1-2 км. В процессе формирования купола первые порции выступающей лавы превращаются в твердую корку, которая затем выдавливается вверх, остывает, расширяется в результате вспучивания, растрескивается и обрушивается вниз по склону, образуя характерные осыпи. Иногда на вершине вулканического купола появляется чашеобразная впадина, обусловленная просадкой охлажденного материала или снижением уровня лавы в жерле.

Слагающие купол породы обладают хорошо выраженной флюидалной текстурой. Флюидалная полосчатость внутри купола отражает направление течения пластичного лавового материала во время образования купола. Примеры вулканических куполов: Центральный Семлячик на Камчатке, Сева-Синдзан на о. Хоккайдо (Япония).

По форме и особенностям генезиса различают иглы (обелиски), лавовые пробки, купола выжатые (эндогенные) и истечения (экзогенные) (рис. 8.8).



а – игла (обелиск), б – лавовая пробка, в – выжатый купол, г – купол истечения;  
1 – брекчированный чехол; пунктирными линиями показано направление плоскостей течения лавы

Иглы – высокие и узкие купола, быстро разрушающиеся по густой сети трещин, которая образуется вскоре после их остывания. Лавовые пробки – широкие плоско-вершинные купола небольшой высоты. Выжатые (эндогенные) купола возникают путем выжимания полупластичной лавы из канала в породах основания купола. Они не имеют кратера. Их рост обусловлен нагнетанием лавы во внутренние части купола. Купола истечения (экзогенные) образуются последовательными потоками вязкой лавы. Эти купола имеют в своем теле канал, а на вершине – кратер.

Иногда выдавливаемая по выводному каналу магма образует пробку, из-под которой периодически вырываются газы в виде направленного вбок взрыва. В результате этого образуются так называемые палящие тучи, представляющие собой раскаленную до  $800^{\circ}\text{C}$  взвесь газов, обломков пород и пепла. Палящие тучи с большой скоростью (до  $150\text{ м/с}$ ) скатываются вниз по склону вулкана. Такой тип извержений получил название *пелейского* по имени вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника из группы Малых Антильских островов (между Северной и Южной Америкой). При взрыве вулкана Мон-Пеле в 1902 г. палящей тучей был разрушен г. Сен-Пьер с 26 000 жителей. Последнее извержение Мон-Пеле наблюдалось в 1929 г. При этом образовался купол высотой 405 м и диаметром в основании 500 м.

*Эксплозивный (вулканский)* тип извержений также связан с вязкими андезитовыми, дацитовыми и риолитовыми лавами. В этом типе извержений главную роль играют газы, производящие взрывы и выбросы огромных туч, переполненных большим количеством вулканокластического материала. Лавы играют второстепенную роль. Они образуют небольшие потоки. К эксплозивному типу относятся наиболее молодые извержения вулканов Вулькано на Липарских островах (Италия), Авачинского и Карымского на Камчатке.

Эксплозивные извержения, при которых выбрасываются исключительно обломки старой лавы, закупоривающей жерло вулкана, называются *ультравулканскими*, или *бандайскими*. Они возникают при участии не только магматических газов, но и вследствие фреатических взрывов. К ультравулканскому типу относятся извержения вулканов Бандай (Япония) в 1888 г. и Таравера (Новая Зеландия) в 1886 г.

Разновидностью эксплозивных являются также *плинианские извержения*, характерной особенностью которых являются выбросы больших объемов лавы (до  $10\text{ км}^3$  и более). Ярким примером извержения плинианского типа являются уже упоминаемое извержение вулкана Кракатау в 1883 г.

**Подводные вулканические извержения** подразделяются на происходящие в неглубоком море и глубоководные. В первом случае вулканические взрывы могут пробить толщу воды и извержения проявляются кипарисообразными выбросами (фонтанами) паров и газов, переполненных обломками лавы. В результате таких извержений постепенно

вырастает конус и образуется остров, быстро размываемый морем. При сильных повторных извержениях, в том числе лавовых излияниях, возникают длительно существующие острова-вулканы.

Извержения подводных вулканов, расположенных на значительной глубине (свыше 2000 м), обычно незаметны, так как большое давление воды препятствует развитию эксплозивных (взрывных) процессов. Считается, что в глубоководных условиях происходит главным образом эструзивное выжимание и спокойное излияние преимущественно базальтовых лав.

При излиянии базальтовой лавы на дне моря образуются своеобразные породы, сложенные отдельностями, имеющими форму подушки (рис. 8.9). Такие породы получили название подушечных, или п и л л о у - л а в (англ «pillow» – подушка). Подушки покрыты стекловатой коркой, образованной в результате быстрого остывания их поверхности при соприкосновении лавы с водой. Внутренние части подушек, остывающие гораздо медленнее, чем приповерхностные, раскристаллизованы. Промежутки между подушками заполняются осколками стекловатой корки или морскими осадками. Иногда форма отдельности приближается к шару. В этом случае порода называется ш а р о в о й л а в о й .



Рис. 8.9. Поверхность подводного лавового потока на глубине около 3000 м.  
Из кн. Дж. Ферхугена и др.  
«Земля. Введение в общую геологию»

**Постэруптивные процессы.** После извержения еще в течение долгого времени (иногда до тысяч лет) наблюдаются процессы, свидетельствующие об активности питающего вулкан магматического очага. К ним относятся эманации (выделения газов), функционирование очагов термальных (горячих) подземных вод, выходы их на поверхность, в том числе в виде ритмично фонтанирующих г е й з е р о в .

**Эманации** по составу газов изменяются по мере угасания вулкана и уменьшения температуры газов. Наиболее высокотемпературные (выше 180°С) эманации – ф у м а - р о л ы – имеют сложный хлористо-сернисто-углекислый состав с преобладанием хлористых соединений. Сменяющие их во времени с о л ь ф а т а р ы – преимущественно сернистые. Их температура составляет 180-100°С. При температуре ниже 100°С выделяются м о ф е т т ы , содержащие главным образом углекислый газ. Во всех перечисленных типах вулканических газов присутствует водяной пар. Слова «фумаролы, сольфатары, мофетты» означают не только вулканические газы определенной температуры и состава, но также и выходы этих газов из вулканической постройки.

Фумарольные и сольфатарные газы на холодной поверхности застывшей лавы образуют сублиматы в виде натеков и порошковидных агрегатов, представленных самородной серой, борной кислотой, оксидами и сульфидами металлов.

**Восходящие термальные воды**, просачиваясь через вулканические породы, изменяют их, иногда вплоть до глиноподобного состояния. В этом случае образуются так называемые «грязевые котлы» – выходы горячей смеси воды и глинистого материала. Минерализованные термальные воды при охлаждении в приповерхностной зоне отлагают соединения железа, ртути, сурьмы и других элементов в трещинах и порах пород, а также в местах истечения вод на земную поверхность.

В конечном итоге энергия магматического очага, питающего вулкан, иссякает (магма очага остывает и кристаллизуется, образуя гипабиссальное интрузивное тело), вулкан прекращает свою деятельность и разрушается экзогенными процессами.

С учетом стадии своего развития вулканы делятся на древние, проявленные в разрезах пород прошлых геологических эпох эффузивными жерловыми и околожерловыми фациями, и современные, среди которых выделяют потухшие (без признаков постэруптивной деятельности), затаивающиеся (такие признаки присутствуют) и действующие.

Следует помнить, что пока нет четких критериев, позволяющих однозначно утверждать, что тот или иной потухший вулкан прекратил свою деятельность навсегда.

**Географическая и геотектоническая приуроченность вулканов.** На земном шаре насчитываются многие тысячи вулканов (действующих и потухших). Большинство из них (около 14700) расположено на дне Мирового океана. Вулканическими сооружениями представлено 125 океанических островов. Вулканы распределены по поверхности Земли неравномерно. Обширные пространства (например, европейская часть нашей страны, Урал и Западная Сибирь) вообще лишены вулканов, а отдельные регионы (в частности, побережье и островные архипелаги Тихого океана) известны активным проявлением современного вулканизма.

Вулканы либо группируются в узких вытянутых зонах (поясах) глобального масштаба, либо образуют относительно небольшие по протяженности цепочки, либо встречаются как одиночные постройки. Многие вулканы сосредоточены в глобальных поясах, которые по своей географической и геотектонической позиции аналогичны современным сейсмическим поясам (см. рис. 7.6). Наиболее крупные вулканические пояса – Тихоокеанский, Атлантический и Средиземноморско-Индонезийский.

*Тихоокеанский вулканический пояс*, или «Тихоокеанское огненное кольцо» включает две трети всех известных наземных вулканов. Они располагаются по периферии океана в островных дугах (Алеутские и Курильские острова, Япония, Филиппины и др.) или на континентальной стороне границы между океаном и континентом (Анды, Центральная Америка, Кордильеры) (рис. 8.10).

*Атлантический вулканический пояс*, трассируемый одноименным океаническим рифтом, насчитывает 60 действующих вулканов, расположенных в Исландии, на Азорских, Канарских и других островах Атлантического океана.

*Средиземноморско-Индонезийский вулканический пояс* приурочен к мезокайнозойскому складчатому поясу. Он протягивается от Италии, Греции, Турции через Южную Азию к Индонезии. Наиболее активный вулканизм характерен для флангов этого пояса – Средиземноморья и Индонезийского архипелага.

Цепочки вулканов иногда встречаются на континентах (например, на востоке Африки), где они приурочены к молодым рифтам, но в основном характерны для Тихого океана. Изолированная позиция цепочек вулканов на океаническом ложе, удаленность их от крупных тектонически активных зон позволяют связывать их с локальными разрывами в океанической земной коре.

Одиночные вулканы широко распространены в Тихом океане, реже в других океанах земного шара и совсем редко на континентах. Их геотектоническая позиция не ясна. Предполагают, что такие вулканы приурочены к «горячим точкам», которые являются поверхностным выражением плюмов – узких колонн разогретого пластичного, частично расплавленного вещества, поднимающегося из глубин мантии (см. раздел 24.4).

Следует отметить, что при наличии между вулканической и сейсмической активностью литосферы географической и геотектонической связи, соблюдается она далеко не всегда. Например, в Средиземноморско-Индонезийском сейсмическом поясе на большей территории Турции и Центральной Азии вулканы отсутствуют. В Мировом океане к сейсмически активным поясам рифтовых зон приурочена сравнительно небольшая часть вулканов. Большинство их рассеяно по дну океана за пределами этих поясов (см. рис.8.10). Наиболее крупные землетрясения, как правило, не связаны непосредственно с вулканическими извержениями.

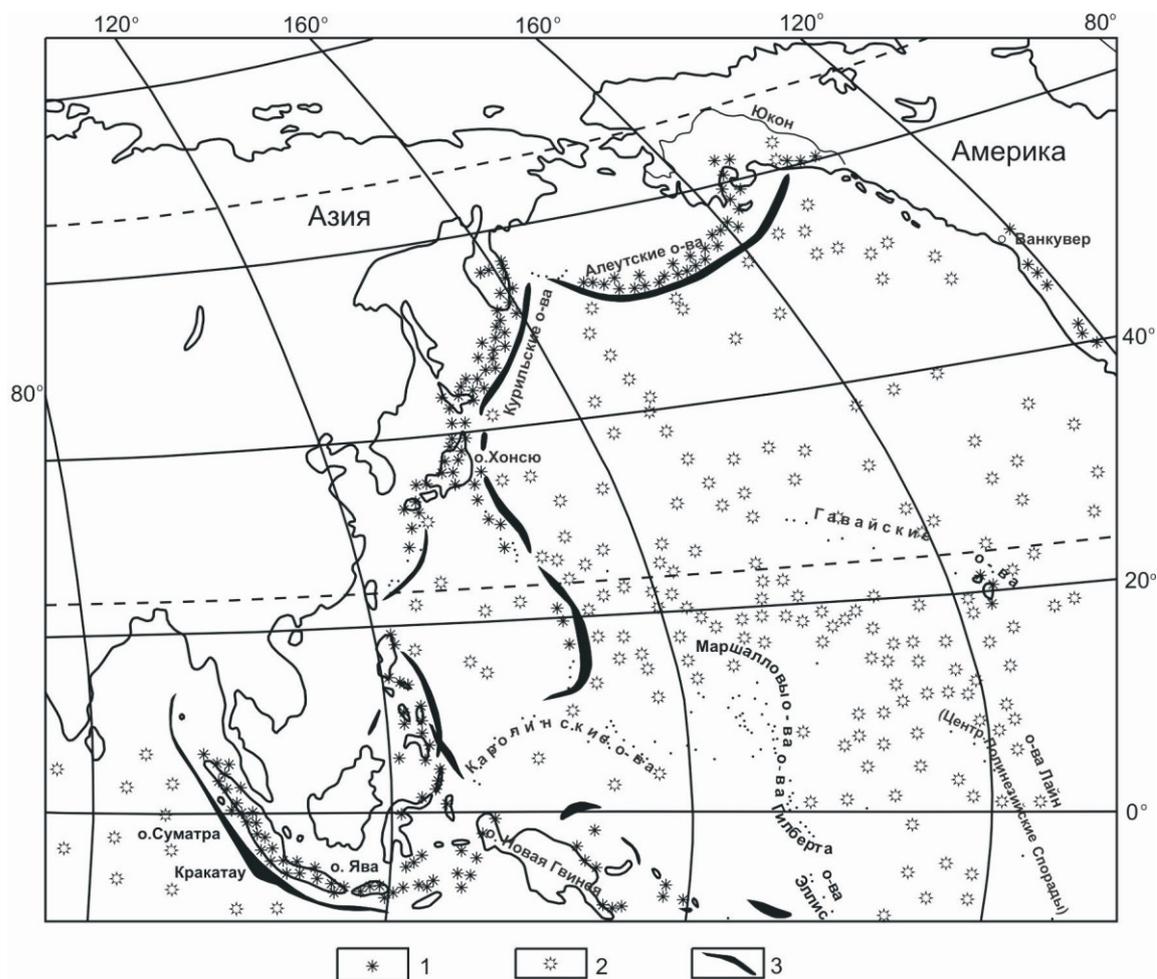


Рис. 8.10. Схема размещения вулканов (действующих и потухших) в Азиатско-Тихоокеанском регионе (сравните с рис. 7.6).

1-2 – вулканы: 1 – наземные, 2 – подводные; 3 – глубоководные желоба, сопровождающие островные дуги

Результаты геологических исследований в различных регионах земного шара свидетельствуют, что указанные выше формы размещения современных вулканов (пояса, цепочки, одиночные постройки) и особенности их геотектонической позиции (глобальные зоны тектонической активности, глубокие локальные разрывы литосферы, горячие точки) характерны и для вулканизма прошлых геологических эпох, начиная с архея. Вместе с тем географическое положение участков проявления вулканизма в каждую из эпох было своим, соответствующим структуре литосферы в ту или иную эпоху.

#### 8.4. Флюидно-эксплозивный магматизм

Образованные в результате проявления флюидно-эксплозивного магматизма структуры принято относить к особой (газовой) разновидности вулканов. Иногда их называют криптовулканическими, подчеркивая тем самым условность такого отнесения. Однако исследования Р. Вильямса, Д. Рейнольдса, Г. Клооса, Г.И. Туговика, В.А. Милашева и других геологов показали, что флюидно-эксплозивные структуры по генезису и строению принципиально отличаются от обычных вулканов. Природа и механизм флюидно-эксплозивного магматизма до сих пор остаются во многом неясными. Изложенные ниже представления по этим вопросам опираются на результаты исследований упомянутых выше ученых.

Флюидно-эксплозивный магматизм связан с быстрым продвижением насыщенных летучими компонентами магм из глубоких, обычно подкорковых, недр Земли в верхние ча-

сти земной коры. Вследствие резкого падения давления на глубине 1-3 км от земной поверхности от магматического расплава отделяется поток нагретых и сжатых газов, которые прорываются по трещинам и производят разрушение их стенок. Струи газа, насыщенного обломками пород (флюидизированная система «газ-твердое»), подобно пескоструйной машине разрабатывают трубообразную полость.

Заполняющая ее магма дезинтегрируется за счет выделения из нее и взрывообразного расширения газовых пузырей. При этом возникает флюидизированная система «расплав-твердое». Если описанный процесс осуществляется в толще обводненных пород, он дополняется фреатическими взрывами, которые способствуют дроблению пород. Восходящее движение обломочного материала в образованной полости может сопровождаться опусканием внутрь ее крупных глыб и блоков пород на сотни метров ниже уровня их залегания в стенках полости. В конечном итоге формируются своеобразные геологические тела – диатремы (рис. 8.11).

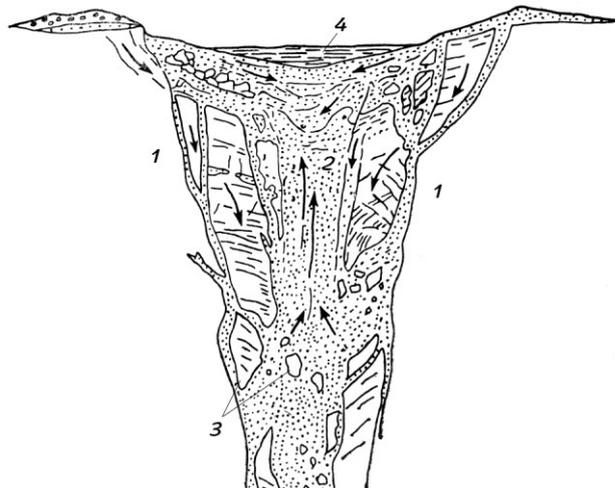


Рис. 8.11. Схематический разрез диатремы.

По Г. Клоосу

1 – вмещающие породы; 2 – флюидно-взрывчатая смесь; 3 – блоки и глыбы вмещающих пород внутри диатремы; 4 – кратерное озеро; стрелками показано направление движения материала, слагающего диатрему

Диатрема (синонимы: трубка взрыва, маар) – субвертикальная, иногда крутопадающая трубообразная полость, заполненная преимущественно брекчиями. Диаметр диатрем составляет десятки-сотни метров, иногда достигает 1-1,5 км, а вертикальная протяженность – до нескольких километров. Во всяком случае отдельные диатремы прослежены буровыми скважинами на глубину более 1 км. С глубиной диатремы конусообразно сужаются и уплощаются. При этом в них увеличивается доля собственно магматических пород, вплоть до заполнения ими всего объема диатремы. Иногда наблюдается переход на глубине диатрем в дайкообразные тела магматических пород – производных той магмы, с которой связано образование диатремы. Крупные сложнопостроенные диатремы на нижних горизонтах могут расщепляться на несколько самостоятельных каналов (рис. 8.12).

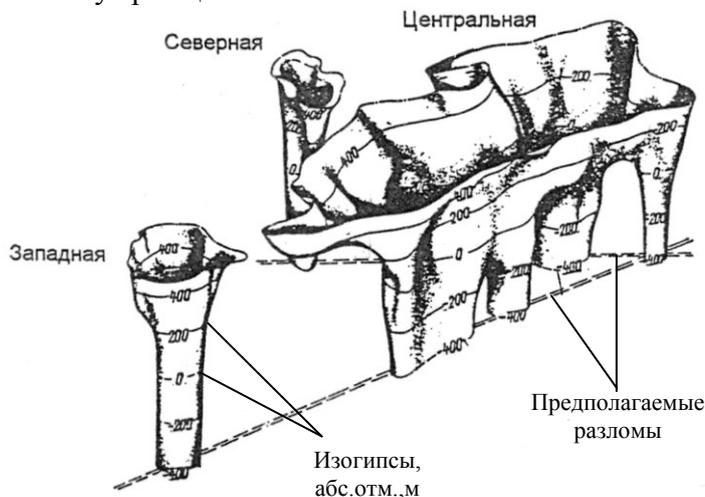
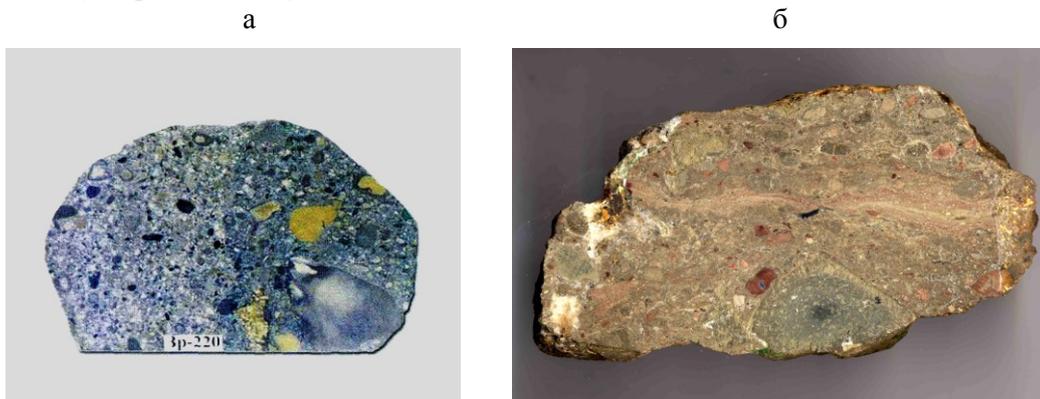


Рис. 8.12. Объемное изображение диатрем Рудногорского железорудного месторождения (Иркутская область). По Г.С.Фон-Дер-Флаасу

Обычно, но не всегда, диатремы в процессе своего формирования выходят на земную поверхность, образуя небольшой кратер и окружающий его вал обломочного материала. В кратерных озерах накапливаются осадки, перекрывающие флюидно-эксплозивные брекчии. Выход на земную поверхность и взрывообразный вынос из кратера газовыми струями обломочного материала сближает диатремы с вулканами. Однако на этом их сходство практически заканчивается. Если типичный вулканизм связан с выносом на земную поверхность больших объемов лавы, а процессы вулканического породообразования осуществляются в приповерхностной зоне (выше границы довулканического породного основания), причем на больших площадях, то для диатрем характерен незначительный по объему выброс на поверхность преимущественно обломочного материала, а формирование слагающих их пород (за исключением отложений кратерных озер) происходит ниже уровня земной поверхности в узких субвертикальных трубообразных полостях, корни которых уходят глубоко в земные недра.

Брекчии диатрем характеризуются разнообразным составом обломков и цементирующего их материала. Обломки могут быть представлены магматическими породами диатрем, а также осадочными и иного генезиса породами, залегающими в их стенках (рис. 8.13, а).

В некоторых диатремах достоверно установлены обломки пород нижних частей земной коры и верхней мантии. Эти обломки были захвачены и вынесены наверх восходящим потоком магмы. Цемент брекчий либо магматический, либо представлен тонкораздробленным материалом тех же пород, которыми сложены обломки брекчий. Нередко в брекчиях диатрем наряду с угловатыми встречаются округлые и даже шарообразные обломки со следами абразивного истирания поверхности. Иногда заметны признаки флюидального строения брекчий, обусловленные обтеканием крупных обломков тонкораздробленным материалом (см. рис. 8.13, б).



*Рис. 8.13. Брекчии диатрем*

а – кимберлитовая с редкими обломками вмещающих осадочных пород (трубка Зарница, Республика Саха-Якутия; по А.А. Фролову и др.), б – состоящая из обломков вмещающих осадочных пород, которые преобладают, и долеритов (диатрема Рудная гора 1 Коршуновского железорудного месторождения, Иркутская область)

Большинство известных диатрем связано с подкоровыми магмами: основной (базальтовой), ультраосновной (кимберлитовой) и щелочно-ультраосновной, производными которой являются карбонатитовые диатремы.

Диатремы приурочены к зонам тектономагматической активизации древних платформ. Они обычно размещаются роями. В диатремах часто локализуются ценные полезные ископаемые. С базальтовыми (долеритовыми) диатремами по периферии Тунгусской синеклизы (Восточная Сибирь) связаны многочисленные железорудные месторождения. Широко известны алмазоносные кимберлитовые диатремы Сибирской платформы (Республика Саха-Якутия), Южной Африки и Австралии. В карбонатитовых диатремах локализованы апатит-магнетитовые и редкометалльные руды.

## Глава 9. МЕТАМОРФИЗМ

### 9.1. Факторы, обуславливающие метаморфизм

Метаморфизм – преобразование горных пород (осадочных, магматических и ранее возникших метаморфических) в недрах Земли под воздействием высокого давления и температуры, обычно с участием газодонных флюидов. К метаморфизму не относятся процессы преобразования осадков в осадочные горные породы, которые могут осуществляться на глубине до 10-20 км, а также изменения пород под влиянием экзогенных факторов в приповерхностной части земной коры. Не следует относить к метаморфизму и гидротермальные процессы изменения пород, проходящие, как правило, в условиях активного привноса-выноса химических компонентов, т.е. аллохимически, и сопровождающиеся отложением вновь образованного минерального вещества в порах и трещинах пород.

Горные породы метаморфизуются в том случае, когда они попадают в условия, характеризующиеся более высокими давлением и температурой по сравнению с теми, при которых они образовались. Другими словами, метаморфизм протекает при прогрессивном баро-термическом режиме. Иногда выделяют так называемый регрессивный метаморфизм, или *диафорез*, проявленный замещением метаморфических пород, сложенных высокотемпературными минеральными ассоциациями, более низкотемпературными ассоциациями. Однако такое замещение обычно оторвано во времени от прогрессивного метаморфизма и обусловлено восходящими потоками водных растворов, т.е. является следствием гидротермального преобразования метаморфических пород.

Метаморфизм осуществляется главным образом путем перекристаллизации (бластеза) исходных пород, реже путем метасоматоза, т.е. привноса или удаления некоторых химических компонентов, перемещающихся в виде ионов вместе с газами и жидкостями, заполняющими поровое пространство пород. Важно подчеркнуть, что метаморфизм по преимуществу изохимический процесс. Общий химический состав исходных пород и образованных из них метаморфитов практически одинаковый. Однако при этом возникают новые минеральные ассоциации, кардинальным образом изменяются структура и текстура пород.

По своей природе давление, обуславливающее метаморфизм, различается на литостатическое и ориентированное. Литостатическое давление является функцией плотности и силы тяжести. Оно направлено вертикально вниз и равно весу столба горных пород, т.е. прямо зависит от глубины, на которой находятся породы, подвергающиеся метаморфизму. Ориентированное давление (стресс) связано с тектоническими движениями и может иметь разную направленность.

Под действием стресса горные породы испытывают различные деформации, которые выражаются смятием их в складки, нарушением сплошности с образованием трещин и зон дробления (катаклаза), появлением закономерной ориентировки таблитчатых, чешуйчатых и удлиненных минералов; расланцеванием (раслаиванием пород по плоскостям делимости, параллельным указанным выше минералам). Изменения горных пород под влиянием стресса называют *динамометаморфизмом*, или *дислокационным метаморфизмом*.

Температура в региональном плане определяется величиной геотермического градиента. Этот градиент выше в тектонически активных участках земного шара с интенсивным подтоком тепла из глубинных недр Земли. Локально температурный режим, достаточный для метаморфизма горных пород, создается главным образом тепловым полем магматических очагов и образующихся на их месте при затвердевании магмы интрузивов.

Повышение температуры и связанное с этим метаморфическое минералообразование возможно также в зонах разрывных нарушений под влиянием сильного стресса и трения между движущимися относительно друг друга блоками пород.

Флюидный режим метаморфизма определяется наличием воды в исходных породах, а также привнесом воды и растворенных в ней компонентов в зону метаморфизма.

## 9.2. Типы метаморфизма

По условиям и масштабам проявления, а также конечным результатам различают локальный и региональный метаморфизм. К локальному относятся дислокационный по своей природе метаморфизм пород в зонах разрывных нарушений и термальный метаморфизм пород в окружении интрузивов. В последнем случае он называется контактовым.

*Локальный дислокационный метаморфизм* обусловлен односторонним давлением, трением соседних блоков пород и повышением при этом температуры. В результате образуются вытянутые вдоль разлома тела катаклазитов (пород, состоящих из деформированных зерен минералов исходной породы), или милонитов (пород сланцеватой текстуры, образованных в результате перекристаллизации тонко растертого материала исходных пород). Мощность зон локального дислокационного метаморфизма редко превышает первые метры.

*Контактный метаморфизм* представлен изменениями пород в ореоле интрузий под влиянием высокой температуры и выделяющихся из магмы флюидов. Давление не влияет на контактно-метаморфическое преобразование пород. В большинстве случаев главенствующую роль при контактовом метаморфизме играет температурный фактор. Участие флюидов при этом ограничено, причем, они, как правило, представлены водой, что не нарушает в целом изохимический характер контактового метаморфизма.

Только вокруг щелочных интрузий формируется ореол метаморфических пород, обогащенных щелочами, проникшими в составе флюидов из магмы во вмещающие породы. Контактный метаморфизм, связанный с щелочными интрузиями, в значительной степени аллохимический. Он протекает как путем перекристаллизации исходных пород, так и путем их метасоматического замещения.

Контактово-метаморфизованные породы образуют вокруг интрузии сплошную оболочку. С удалением от интрузии, т.е. по вектору снижения температуры, интенсивность метаморфизма уменьшается. Ширина ореола метаморфизованных пород прямо зависит от размеров интрузии – генератора тепла. Вокруг небольших даек и силлов она составляет первые метры. В окружении штоков, мощных даек и силлов ширина указанного ореола может достигать нескольких сотен метров, а в окружении батолитов – до нескольких километров.

В процессе термального контактового метаморфизма силикатных пород образуются роговики, минеральный состав которых определяется химическим составом исходных пород; известняк превращаются в мрамор, а каменный уголь в графит. Вокруг интрузий щелочных пород (нефелиновых сиенитов, уртит-йиолит-мельтейгитов), когда наряду с температурным фактором существенную роль в процессе метаморфизма играют обогащенные щелочами флюиды, по силикатным породам образуются фениты, в составе которых широко развиты щелочные минералы (альбит, калиевые полевые шпаты, нефелин и эгирин).

В учебной литературе нередко к продуктам термального контактового метаморфизма относят грейзены и скарны, что неверно, так как это типичные гидротермальные образования. Грейзены являются результатом воздействия остаточных растворов на уже раскристаллизованные породы материнской интрузии или породы ее кровли.

Скарны только иногда локализованы в контакте с интрузивом; в общем случае непосредственная связь скарнов с интрузиями не обязательна. Интрузии и скарны связаны парагенетически, т.е. магматические расплавы, давшие интрузии, и гидротермальные растворы, обусловившие скарнообразование, имели один источник – глубинный магматический очаг.

Грейзены и скарны локализируются строго в тектонических зонах повышенной проницаемости и никогда не образуют сплошных оболочек вокруг интрузий, характерных для продуктов термального контактового метаморфизма.

*Региональный метаморфизм* – преобразование пород на больших площадях в несколько тыс. км<sup>2</sup> участках земной коры в связи с формированием складчатых (подвижных) поясов. Указанные пояса представляют собой линейно вытянутые тектонически активные зоны, которые в начальной стадии своего развития характеризуются прогибанием и накоплением мощных толщ осадочных пород и вулканитов с погружением их на большую (десятки километров) глубину, а затем смятием их в складки и метаморфизмом. При этом зачастую породы переходят в пластическое состояние, о чем свидетельствуют мелкие гофрированные складки в толщах метаморфических пород и их плейчатые текстуры.

На завершающей стадии развития подвижного пояса, когда тектоническая активность на его территории затухла, он превращается в зону завершённой складчатости, сложенную либо полностью метаморфическими породами, что характерно для древних архей-протерозойских подвижных поясов, либо представленную достаточно большими участками таких пород (фанерозойские пояса).

Крайним проявлением регионального метаморфизма является *ультраметаморфизм* – очаговое плавление горных пород (преимущественно гнейсов) с образованием гранитной магмы. Различают две основные формы проявления ультраметаморфизма: *анатексис* (частичное плавление пород на месте их залегания) и *палингенез* – более масштабный процесс плавления с перемещением расплава и образованием интрузий.

Гранитная магма ультраметаморфического генезиса может проникать в окружающие метаморфические породы, обычно представленные гнейсами, образуя в них сложный узор прожилковидных и полосчатых выделений. В результате получают мигматиты – своеобразные породы, в которых присутствует материал исходной метаморфической породы и продукт кристаллизации гранитного расплава (рис. 9.1). Ультраметаморфизм является, по сути, пограничным процессом, связывающим собственно метаморфизм и магматизм.



Рис. 9.1. Мигматит

Таким образом, региональный метаморфизм протекает под совокупным воздействием на исходные породы литостатического и ориентированного давления, температуры, обусловленной не столько погружением, сколько интенсивным подтоком глубинного тепла земных недр, и с участием флюидов. Наиболее масштабно и с высокой интенсивностью региональный метаморфизм, в том числе ультраметаморфизм, проявился в архей – раннепротерозойское время, когда в основном и сформировался гранитно-метаморфический слой земной коры – фундамент древних платформ.

Простое погружение вследствие эпейрогенических тектонических движений осадочных и вулканических пород, залегающих на фундаменте древних платформ, даже на значительную глубину (например, в Прикаспийской впадине на 20 км), не сопровождается метаморфизмом. При этом возраст пород может колебаться от позднепротерозойского (для пород, залегающих на протоплатформенном основании, сформированном в археераннем протерозое) до кайнозойского.

### 9.3. Метаморфические фации

Впервые понятие «метаморфическая фация» ввел в науку финский геолог П.Эскола в 1915 г. Он же дал принципиальную схему деления метаморфических фаций, которая в дальнейшем была уточнена норвежским петрографом Т.Ф.Бартом, американскими исследователями Ф.Дж. Тернером и Дж. Ферхугеном, русскими учеными Н.А. Елисеевым и В.С.Соболевым.

Метаморфическая фация – это совокупность метаморфических пород, сложенных ассоциацией минералов, устойчивых при определенных значениях давления и температуры. Принадлежность пород к данной фации устанавливается по наличию в них индикаторных минералов, устойчивых в относительно узком коридоре значений давления и температуры. Кроме индикаторных, в породах данной фации обычно присутствуют и другие минералы (например, кварц, полевые шпаты), устойчивые в широких пределах давления и температуры, а потому встречающиеся в породах разных фаций.

Породы, образованные в условиях контактового метаморфизма (при температуре 200-800°C и давлении не более 300 МПа) объединяются в одну *роговиковую фацию*. В зависимости от минерального состава роговиков выделяют различные субфации: альбит-эпидот-роговиковую, пироксен-роговиковую и другие.

Основные фации регионального метаморфизма образуют следующий ряд (по мере нарастания давления и температуры): зеленых сланцев – амфиболитовая – гранулитовая. Обособленное положение относительно этого ряда фаций занимает фация голубых сланцев, породы которой образуются при высоком давлении и низкой температуре, а также эклогитовая фация, близкая по температурным условиям к амфиболитовой и гранулитовой, но, в отличие от них характеризующаяся гораздо большим давлением (рис. 9.2).

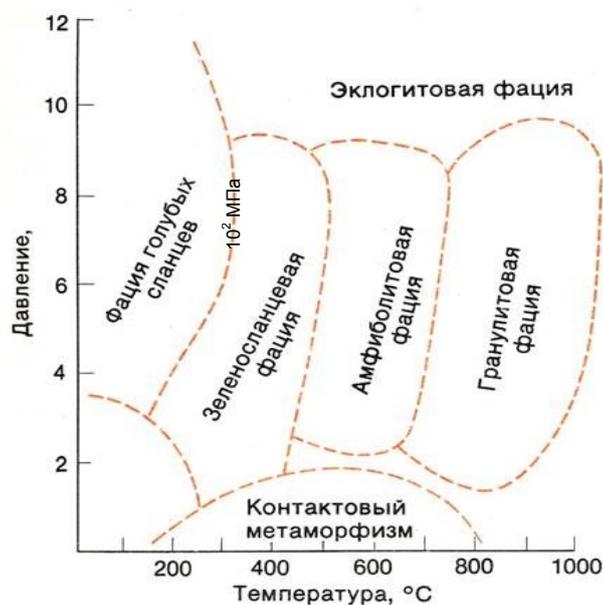


Рис. 9.2. Диаграмма метаморфических фаций. По Ф.Дж.Тернеру

По глубине преобразования исходных пород выделяются три степени регионального метаморфизма, каждой из которых соответствуют определенные фации: низкая (зеленосланцевая фация), средняя (амфиболитовая фация) и высокая (гранулитовая и эклогитовая фации).

Рассмотрим кратко условия образования пород метаморфических фаций с указанием их индикаторных минералов. Классификация метаморфических пород с учетом их фациальной принадлежности и состава исходных пород, а также описание наиболее распространенных пород каждой фации были даны выше в разделе 3.4.

*Фашия зеленых сланцев* осуществляется при температуре 300-550°C и давлении выше 300 МПа. Изменения пород при более низких значениях температуры и давления относятся к промежуточным между диагенезом и региональным метаморфизмом. Для зеленосланцевой фашии характерны эпидот, хлорит, альбит, мусковит, актинолит, тальк, кальцит и доломит.

*Фашия амфиболитовая* охватывает породы, образованные при умеренной температуре (550-750°C) и среднем давлении (300-800 МПа). Наиболее распространенные индикаторные минералы этой фашии – амфибол, гранат, дистен.

*Фашия гранулитовая* включает породы, образованные при температуре 700-1000°C и давлении 400-1300 МПа. Она характеризуется устойчивой ассоциацией пироксена, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, а также несколько более низкотемпературным парагенезисом кварца, биотита, роговой обманки и граната.

*Эклогитовая фашия* характеризуется широким диапазоном температур (300-1100°C), но обязательно очень высоким (более 1 ГПа) давлением. При этом эклогит образуется только по породам основного состава. Индикаторные минералы рассматриваемой фашии – гранат и пироксен. Указанные выше условия образования эклогита определяют его нахождение в различных по вертикали слоях литосферы и в ассоциации с разными горными породами. В гранитно-метаморфическом слое земной коры эклогит залегает в виде небольших прослоев и линз среди метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаший, но иногда он образует довольно мощные самостоятельные тела. Вместе с тем эклогит в виде включений встречается в кимберлите, причем совместно с включениями пород, считающихся верхнемантийными (дунитом, перидотитом и др.). Этот факт позволяет предполагать, что эклогит подстилает «базальтовый» слой земной коры и является верхнемантийным высокобарическим аналогом габбро.

*Фашия голубых сланцев*, названная так по окраске главного индикаторного минерала (щелочного амфибола – глаукофана), образуется под влиянием высокого давления (0,6-1,2 ГПа) и сравнительно низкой температурой (до 300°C). Специфические условия данной фашии (сочетание высокого давления и низкой температуры) предположительно объясняют тем, что исходные породы были погружены на большую глубину, но этот процесс, также как и последующее поднятие пород, происходил настолько быстро, что они не успевали прогреться.

## Глава 10. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

### 10.1. Понятие о гидротермальных растворах

Гидротермальные процессы включают в себя преобразование горных пород под воздействием гидротермальных растворов с привнесом и выносом химических компонентов, а также отложение минерального вещества из этих растворов в трещинах и порах пород.

Гидротермальные растворы – это многокомпонентные горячие газовой-жидкие водные растворы, образующие восходящие потоки в недрах Земли. Они приурочены к зонам активного проявления тектонических движений и магматизма в земной коре. Местоположение этих зон в различные геологические эпохи разное.

Вода гидротермальных растворов имеет смешанное происхождение. Ее источники – верхняя мантия, магматические расплавы, осадочные породы подвергшиеся метаморфизму (дегидратации), и инфильтрационные воды глубокой циркуляции.

Минеральное вещество гидротермальных растворов также полигенно. Его источниками являются: продукты дегазации верхней мантии, магматические расплавы в земной коре, горные породы, сквозь которые просачиваются гидротермальные растворы, и содержащиеся в этих породах минерализованные подземные воды.

Состав гидротермальных растворов установлен по данным изучения современных гидротерм, пород и минералов, образованных в результате гидротермальных процессов, и газовой-жидких включений в этих минералах. Такие включения представляют собой мельчайшие пузырьки законсервированного раствора, при участии которого образовался минерал.

Основными компонентами гидротермальных растворов, кроме воды, являются хлориды щелочей (преимущественно натрия), углекислота и кремнезем, в существенно меньших концентрациях присутствуют сульфат-ион, фтор, кальций и магний, иногда соединения серы. Химический состав растворов в основном определяется катионами  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и анионами  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$ . Содержание хлористого натрия в растворах колеблется от 5 до 40 вес. % (в среднем 18%). Концентрация углекислоты достигает 200-300 г/л. Кремнезем присутствует в растворах в виде силикатных ионов, недиссоциированной кремнекислоты и золь.

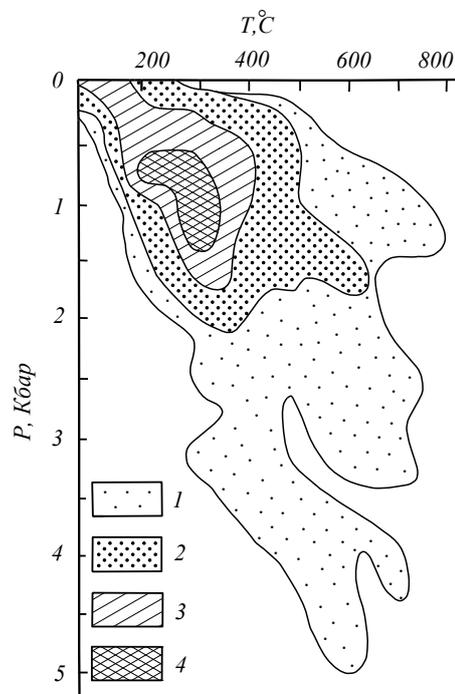
Тяжелые металлы (Fe, Cu, Ni, Co и др.) переносятся гидротермальными растворами в форме комплексных соединений (хлоридных, бисульфидных, бикарбонатных и др.), что обеспечивает довольно высокую (до 1 г/л) концентрацию этих металлов в растворах и формирование из них крупных месторождений рудных полезных ископаемых.

Газовая составляющая гидротермальных растворов представлена водородом, азотом, метаном и другими углеводородами, а также летучими соединениями серы, фтора, хлора и бора.

По концентрации растворенного минерального вещества гидротермальные растворы изменяются от слабоконцентрированных (первые вес.%) до рассолов (40-50 вес. %). Многочисленные данные изучения газовой-жидких включений в минералах показывают, что гидротермальное минералообразование осуществлялось с участием жидких растворов плотностью 0,8-1,2 г/см<sup>3</sup>, в надкритическом состоянии – до 1,4-1,8 г/см<sup>3</sup>. Состав, концентрация и плотность гидротермальных растворов меняются во времени под влиянием внешних факторов (давления, температуры, состава вмещающих пород, с которыми растворы вступают в реакцию).

## 10.2. Условия и формы проявления гидротермальных процессов

**Температура и давление, при которых осуществляются гидротермальные процессы.** Термобарометрические исследования газовой-жидких включений в минералах показывают, что гидротермальные процессы развиваются в широком диапазоне температур (700-50°C) и давлений (4-0,5 Кбар), но наиболее интенсивно они идут при температуре не выше 400°C и давлении не более 1,8 Кбар (рис. 10.1).



*Рис. 10.1.* Термобарические условия гидротермального минералообразования по данным изучения газовой-жидких включений в минералах. По Г.Б. Наумову  
Частота наблюдений по сетке 50°C на 250 бар: 1 – 1-3, 2 – 3-10, 3 – 10-20, 4 – больше 20.  
1 Кбар = 10<sup>3</sup>бар = 1,02 · 10<sup>3</sup> кг/см<sup>2</sup> = 10<sup>2</sup> МПа

Температурные условия, в которых протекают гидротермальные процессы, создаются главным образом либо теплом магматических расплавов и еще не остывших интрузивов, либо самими гидротермальными растворами. Сфера активного проявления гидротермальных процессов – верхняя часть земной коры, где гидротермальные растворы движутся по трещинно-поровому пространству пород в зонах разломов. Еще недавно вертикальный размах этой сферы ограничивался глубиной около 5 км от земной поверхности. Считалось, что глубже указанного уровня в связи с возрастанием литостатического давления резко снижается пористость и трещиноватость пород, вследствие чего движение гидротермальных растворов происходит очень медленно (около 0,1 м/год) по границам зерен минералов и микротрещинам. Однако результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины показали, что трещиноватые зоны циркуляции гидротермальных растворов могут располагаться на глубине 6,5-9,5 км и более.

Внутреннее давление гидротермальных растворов превышает гидростатическое давление, а зачастую и литостатическое, что обусловлено их высокой температурой и наличием газовой фазы. Указанные факторы, наряду с пониженной по сравнению с вмещающими породами плотностью и вязкостью растворов, являются причиной их восходящего движения. При этом восходящее движение растворов нередко сопровождается формированием дополнительных путей фильтрации за счет разрыва стенок пор и расширения трещин напорным флюидом.

Существует определенное значение температуры и давления (критическая точка), выше которой пропадает различие между жидкостью и газом. Для воды критической точке соответствует температура 374,15°C и давление 221 бар (рис. 10.2). При дальнейшем повышении температуры в зависимости от давления может существовать ли-

бо водяной пар, либо надкритический водный флюид. Надкритический флюид в гидротермальных процессах ведет себя как жидкость, т.е. как обычный гидротермальный раствор.

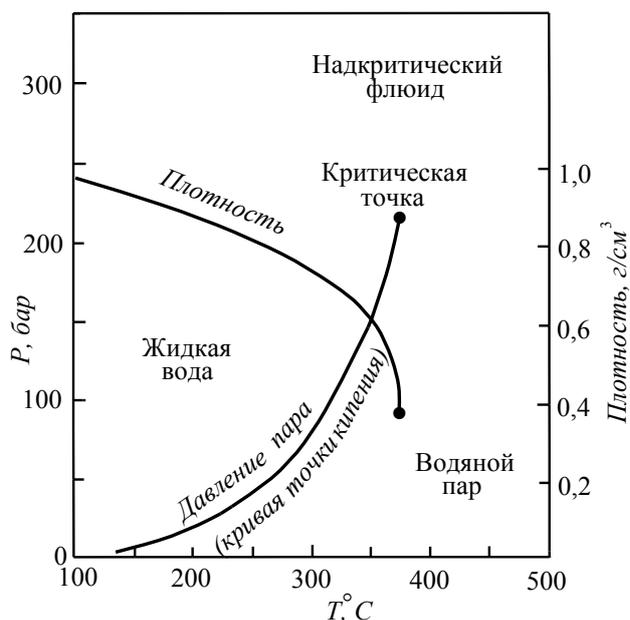
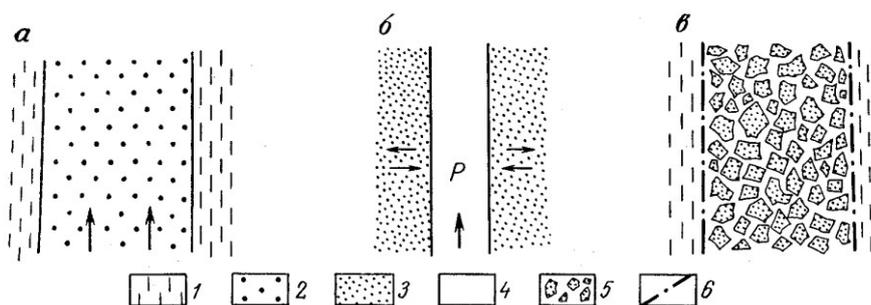


Рис. 10.2. Термобарические условия существования различных агрегатных состояний воды.  
По А. Браунлоу

В общем случае развитие гидротермальных процессов, обусловленных одним потоком растворов, происходит регрессивно – от высоких значений температуры и давления к низким (фоновым) значениям этих параметров.

**Формы проявления гидротермальных процессов.** Гидротермальное преобразование первичных пород происходит путем метасоматоза – замещения одних минералов другими при сохранении твердого состояния породы в целом. Полученные таким образом породы называются метасоматитами. Гидротермальный метасоматоз обычно аллохимический, так как осуществляется с привнесением-выносом химических компонентов. Метасоматиты отличаются от замещаемых пород минеральным и химическим составом, физико-механическими свойствами.

По способу переноса вещества в процессе метасоматоза различают два его крайних



типа: инфильтрационный и диффузионный (рис. 10.3).

Рис. 10.3. Схема различных типов метасоматоза: а – инфильтрационного, б – диффузионного, в – инфильтрационно-диффузионного. По Б.И. Омеляненко  
1 – водонепроницаемые породы; 2 – мелкозернистый песок; 3 – пористые породы с застойным поровым раствором; 4 – трещина, заполненная восходящим раствором; 5 – обломки пород, пропитанные застойным поровым раствором, пространство между которыми заполнено восходящим раствором; 6 – тектонические швы. Вертикальные стрелки показывают направление движения растворов, горизонтальные – направление диффузии компонентов

И н ф и л ь т р а ц и о н н ы й м е т а с о м а т о з проявляется при свободном просачивании растворов по порово-трещинному пространству, когда перенос вещества осуществляется самим током раствора. Д и ф ф у з и о н н ы й м е т а с о м а т о з осуществляется при очень медленном перемещении застойных растворов, когда привнос-вынос компонентов может происходить только посредством диффузии. В природе, как правило, имеет место комбинированный и н ф и л ь т р а ц и о н н о - д и ф ф у з и о н н ы й метасоматоз, причем только при ведущей роли инфильтрационного метасоматоза образуются крупные тела гидротермальных метасоматитов.

Наряду с метасоматозом существует еще одна форма проявления гидротермальных процессов – выполнение открытых трещин минеральным агрегатом, в результате чего возникают гидротермальные жилы и прожилки. Основная причина кристаллизации минералов из растворов – снижение температуры и давления, приводящее к уменьшению растворимости в воде солей и соединений металлов. Заполнение открытых трещин выпавшим из растворов минеральным веществом осуществляется преимущественно путем последовательного его нарастания от стенок к центру трещин. В этом случае образуются симметрично полосчатые жилы (рис. 10.4).

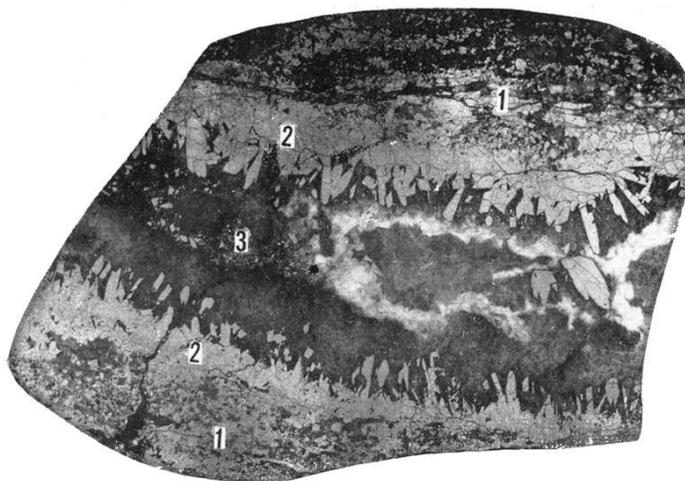


Рис. 10.4. Симметрично-полосчатая жила (полированный штафф).

По А.Г. Бетехтину и др.

1-3 – минеральные ассоциации: 1 – пирит-кварцевая; 2 – кварц-арсенопиритовая; 3 – преимущественно карбонатная

Метасоматоз и выполнение открытых полостей – два взаимосвязанных способа образования минералов и пород (руд) в гидротермальном процессе. Вначале более нагретые и обладающие повышенной проникающей способностью растворы через стенки трещин уходят во вмещающие породы, преобразуя их путем метасоматоза и извлекая из них рудные компоненты. По мере понижения температуры растворы все более уплотняются за счет конденсации газов, повышения концентрации минеральных веществ, структурного преобразования в полимеризованные жидкости или коллоиды, причем иногда до такой степени, что способны двигаться только по открытым трещинам, заполняя которые, они после раскристаллизации образуют жильные тела. Горные породы, образованные в результате гидротермальных процессов, называют г и д р о т е р м а л и т а м и .

### 10.3. Форма тел и основные типы гидротермалитов

**Форма тел гидротермалитов** определяется главным образом геологоструктурной обстановкой, физико-механическими свойствами исходных пород и температурой гидротермальных растворов.

Многообразие природных геологоструктурных обстановок, в которых протекают гидротермальные процессы, сводится к трем основным случаям. Первый из них представлен изолированными трещинами в малопроницаемых породах (рис. 10.5, а). В такой обстановке возникают жилы – уплощенно-линзовидные, плито- и пластообразные тела гидротермалитов с четкими контактами, параллельными трещине. Мощность тел – дециметры, первые метры.

Второй случай – мощные зоны мелкой трещиноватости и брекчирования пород. Форма образованных тел согласуется с общим контуром зоны просачивания растворов (рис. 10.5, б). Она может быть пластообразной, трубообразной или штоковидной. Для этого случая характерны наиболее крупные залежи гидротермально измененных пород мощностью до сотен метров и первых километров.

Третий случай – сложная сеть разрывных нарушений и трещин. Форма тел гидротермальных образований также сложная, с многочисленными ответвлениями, заливами и реликтами незамещенных исходных пород в ячейках этой сети (рис. 10.5, в). Мощность тел составляет десятки и сотни метров.

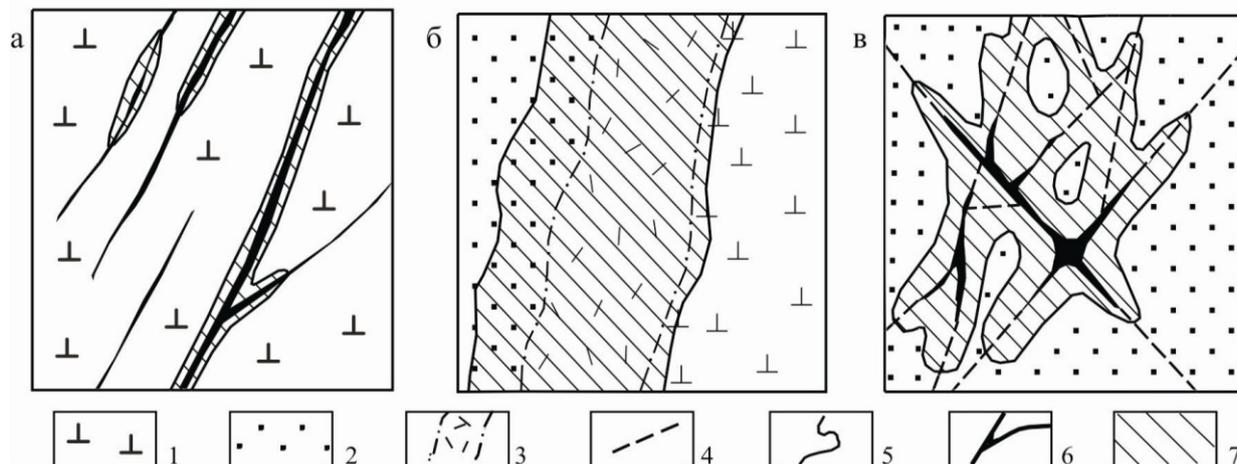


Рис. 10.5. Форма тел гидротермалитов, образованных в различных геологоструктурных обстановках

- 1 – малопроницаемые породы; 2 – породы средней проницаемости; 3 – зона мелкой трещиноватости;  
4 – разрывные нарушения; 5 – границы ореола гидротермально измененных пород;  
6 – жилы; 7 – метасоматиты

Влияние физико-механических свойств на форму и размеры тел гидротермальных пород определяется следующим обстоятельством. Чем выше эффективная пористость пород, а следовательно, их проницаемость, тем больший их объем вовлекается в гидротермальное преобразование. При этом высокопористые породы служат путями движения растворов в той же мере, что и зоны разрывных нарушений.

С повышением температуры уменьшается вязкость растворов, и, следовательно, повышается их проникающая способность. Поэтому при более высоких температурах изменениями захватываются большие объемы исходных пород, а форма образованных в результате этого тел гидротермалитов в меньшей степени зависит от узора структурных элементов.

Жильные гидротермалиты приурочены к раствороподводящим трещинам, поэтому они всегда расположены в окружении метасоматитов, как бы маркируя собой пути наиболее интенсивного просачивания гидротермальных растворов (см. рис. 10.5, а, в). В зависимости от узора трещин в породах, подвергшихся гидротермальным процессам, образуются либо единичные жилы, либо системы субпараллельных, кулисных или ветвящихся жил. Длина жил – от десятков метров до нескольких километров, мощность – от дециметров до 10 м, редко более.

Мощность ореола околожильных метасоматитов тем больше, чем выше проницаемость вмещающих пород. Поэтому в малопроницаемых породах (ситуация соответствует первому из рассмотренных выше случаев) преобладают жильные гидротермалиты. Во втором из этих случаев жильные образования либо вообще не возникают, либо играют резко подчиненную роль по сравнению с окружающими их метасоматитами. Если достаточно большой объем первичных пород был разбит густой сетью мелких трещин (один из

вариантов третьего случая), то под воздействием гидротермальных процессов в границах этого объема образуется ш т о к в е р к – массив метасоматически измененных пород, пронизанный сетью прожилков.

**Основные типы гидротермалитов.** Минеральный состав и строение пород и руд, образованных при участии гидротермальных процессов, обусловлены составом растворов, температурой и давлением в сфере гидротермального минералообразования, а также составом исходных пород. Поскольку все перечисленные факторы меняются в пространстве и времени, то и минеральный состав гидротермалитов является чрезвычайно изменчивым. Тем не менее, существуют устойчивые, повторяющиеся в близких геологических условиях типы гидротермалитов, которые при всем разнообразии минерального состава сохраняют неизменной ассоциацию главных минералов, получивших название т и п о м о р ф н ы х .

По температурным условиям образования, которые наиболее надежно определяют современными методами, гидротермалиты подразделяются на три группы: высокотемпературные (более 300°С), среднетемпературные (300-200°С) и низкотемпературные (меньше 200°С). Критериальные значения температуры при выделении этих групп достаточно условные. Они характеризуют только температурный интервал, наиболее благоприятный для формирования типоморфных минералов в том или ином типе гидротермалитов.

Высокотемпературные гидротермалиты образуются, как правило, на большой глубине (2-5 км) в интрузив-надинтрузивных зонах, а низкотемпературные – в приповерхностных частях земной коры. Среднетемпературные породы занимают промежуточное положение, но в областях проявления вулканизма встречаются и вблизи поверхности земли.

Наиболее распространенными среди высокотемпературных метасоматических пород, образованных при участии гидротермальных процессов, являются альбититы, грейзены и скарны, среднетемпературных – вторичные кварциты, пропилиты и серпентиниты, низкотемпературных – березиты, листовениты и аргиллизиты. По типу метасоматитов называют процесс их образования (например, грейзенизация или скарнирование), а исходные породы, затронутые тем или иным из этих процессов – соответственно грейзенированными или скарнированными.

Альбититы и грейзены – щелочные метасоматиты, образующиеся в апикальных (купольных) частях кислых и щелочных интрузий. Эти типы метасоматитов иногда встречаются совместно, но чаще образуют самостоятельные залежи. При совместном их нахождении альбититы всегда располагаются глубже грейзенов и развиваются исключительно по породам материнской интрузии. Грейзены сменяют альбититы по восстанию, уходя зачастую во вмещающие породы кровли интрузии.

А л ь б и т и т ы – лейкократовые породы с мелкозернистой основной альбитовой массой, в которой видны порфиоровые выделения кварца и микроклина, пластинки слюды или щелочного амфибола, реже пироксена. Типоморфные минералы альбититов – альбит, кварц, микроклин.

Г р е й з е н ы представляют собой агрегат слюды (преимущественно мусковита) и кварца с примесью турмалина, топаза, флюорита и рудных минералов: касситерита, вольфрамит, берилла, молибденита. Грейзены образуют штоки, штокверковые и жилевидные тела и жилы. Вглубь материнской интрузии и в породы ее кровли грейзены распространяются на сотни метров. Близко одновременно с грейзенами и вслед за ними образуются гидротермальные кварцевые жилы с полевым шпатом, флюоритом, турмалином и рудными минералами, которые встречаются в грейзенах (рис. 10.6). Такие жилы возникают среди грейзенов, но в основном распространены в породах кровли интрузива выше основной залежи грейзенов.

С к а р н ы – метасоматиты, сложенные силикатными (алюмосиликатными) минералами кальция, магния и железа, образующиеся по карбонатным и карбонатно-силикатным породам и на контакте карбонатных и силикатных пород. Часто, но не всегда, скарны залегают в контакте с гранитоидными интрузивами. Когда карбонатные породы

представлены известняками, возникают известковые скарны. Типоморфные минералы таких скарнов – гранаты рядаgrossуляр-андрадит и железистые пироксены ряда диопсид-геденбергит. Кроме них в известковых скарнах присутствуют эпидот, волластонит, везувиан, кальцит.



Рис. 10.6. Образец из вольфрамит-кварцевой жилы (черное – кристаллы вольфрамит). По В.С. Чурикову

По доломитам развиваются магнезиальные скарны. Они встречаются реже, чем известковые. Типоморфные минералы магнезиальных скарнов: форстерит, диопсид, шпинель. Кроме того, в их составе могут быть монтчеллит, гумит, серпентин и флогопит.

Вторичные кварциты образуются по вулканическим породам алюмосиликатного состава, сложены главным образом кварцем с примесью пирита, гематита, высокоглиноземистых минералов (андалузита, корунда и других) и сульфата алюминия (алуниита).

Пропилиты развиваются по вулканическим породам среднего и основного состава. Типоморфные минералы пропилитов: альбит, эпидот, хлорит и (или) актинолит. Вместе с ними могут присутствовать кварц, серицит, карбонаты, адуляр и цеолиты.

Серпентиниты – скрытокристаллические или волокнистые породы существенно серпентинового состава, образованные в результате гидротермальных изменений ультраосновных магматических пород (дунитов, перидотитов).

Березиты образуются по алюмосиликатным породам кислого, в меньшей степени среднего состава. Сложены березиты главным образом серицитом и кварцем. В виде примеси они содержат пирит, анкерит, иногда ортоклаз.

Листвениты – метасоматиты карбонат-кварцевого состава с постоянной примесью пирита, образованные по серпентинизированным ультраосновным породам под воздействием гидротермальных растворов гранитоидных интрузий.

Аргиллизиты – высокопористые светлоокрашенные породы, состоящие из глинистых минералов (монтмориллонита, каолина и других) с примесью гидрослюда и пирита.

Учитывая вариации минерального состава гидротермальных метасоматитов далеко не всегда, особенно в полевых условиях, можно установить их тип. Поэтому часто сам процесс преобразования первичных пород и его результат называют по преобладающему новообразованному минералу; например, окварцевание, серицитизация, карбонатизация и соответственно окварцеванные, серицитизированные или карбонатизированные породы (граниты, песчаники или любые другие).

Ввиду большого разнообразия минеральных типов жильных гидротермальных образований, не существует их общепринятой классификации. Можно лишь указать некоторые

общие закономерности, определяющие минеральный состав жил. Обычно в жилах присутствуют минералы окружающих их метасоматитов, в том числе рудные, концентрация которых, как правило, выше, чем в метасоматитах. Минералы жил крупнее и имеют более правильные кристаллографические очертания. В общем случае нерудная составляющая жил представлена преимущественно кварцем и (или) карбонатом. Это объясняется тем, что кремнезем и углекислота являются обычно главными после воды компонентами гидротермальных растворов.

**Значение гидротермальных процессов.** Гидротермальные процессы зачастую сопровождаются рудообразованием. Это связано со способностью гидротермальных растворов концентрировать соединения тяжелых металлов, мобилизовать их из вмещающих пород, переносить на большие расстояния и откладывать их в локальных участках земной коры, создавая рудные тела. По рудосозидающей роли гидротермальным процессам нет равных среди эндогенных геологических процессов. Известны сотни промышленных месторождений железа, цветных, редких и благородных металлов, урана, образованных гидротермальными процессами.

Рудные метасоматиты, жилы и прожилковые зоны располагаются в центральных частях ореола гидротермально измененных пород, в окружении безрудных метасоматитов, которые называют околорудными измененными породами. Они указывают на близкое местонахождение рудного тела. В поисковой практике обнаружение таких пород расценивают как признак перспективности исследуемой территории и правильности выбранного направления поисков.

## Глава 11. ИМПАКТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

### 11.1. Метеоритно-ударные структуры (астроблемы), их происхождение и распространенность

Импактные геологические процессы обусловлены столкновениями нашей планеты с метеоритами, небольшими астероидами и кометами. Зачастую трудно однозначно установить тип небесного пришельца. Поэтому условно их все относят к метеоритам, которые играют главную роль в бомбардировке Земли и других планет Солнечной системы.

Многочисленные мелкие метеориты сгорают в атмосфере или быстро теряют свою космическую скорость до 0,1-0,2 км/сек, не производя сколько-нибудь значительного разрушающего эффекта при соприкосновении с земной поверхностью. Ежедневно на Землю выпадает сотни тонн метеоритной пыли. Множество мелких метеоритов обнаружено в глубоководных осадках океанов и в снежно-ледяном покрове Антарктиды. Более редкие метеориты массой свыше 10 т и скоростью 5-60 км/сек при ударе о землю образуют метеоритно-ударные (импактные) структуры – овалыные впадины (кратеры), окруженные краевым валом и заполненные продуктами разрушения горных пород и самого метеорита.

Геологи сравнительно недавно (с первой половины XX в.) обратили внимание на такого рода структуры и стали их изучать. Древние эродированные и перекрытые (частично или полностью) более молодыми осадочными породами реликты метеоритно-ударных структур называют астроблемами (греч. «звездная рана»). Это название предложил американский геолог Р. Дитц в 1960 г. Благодаря своим характерным очертаниям, многие астроблемы обнаружены по снимкам с самолетов и спутников (рис. 11.1).



Рис. 11.1. Космический снимок астроблемы Маникуаган (Канада, провинция Квебек)

Источником энергии импактных геологических процессов являются ударные волны, возникающие при столкновении метеорита с Землей. Ударная волна представляет собой кратковременный импульс сверхвысокого давления, который распространяется и передается в среде со сверхзвуковой скоростью.

При прохождении ударной волны в горных породах м и ш е н и (участка земной коры, подвергнувшегося удару метеорита) создаются сильные сжимающие напряжения и происходит резкий скачок температуры, что приводит к механическому разрушению и частичному плавлению пород. Дополнительный разрушающий эффект обусловлен растягивающими напряжениями, возникающими при отражении ударной волны от свободной

поверхности. Разрушенные породы вздымаются и выбрасываются вверх, а на месте удара метеорита образуется воронкообразное углубление – кратер.

Одна часть поднятого в воздух обломочного материала попадает обратно в кратер, а другая разлетается на большое расстояние от него. О величине этого расстояния можно судить по радиусу рассеивания вокруг кратера обломков материала, который однозначно идентифицируется как результат импактных геологических процессов. Например, при образовании сравнительно небольшого (диаметром 1,2 км) кратера Метеор (США, штат Аризона) радиус разлета осколков метеорита составил 10 км. Застывшие деформированные капли расплавленного материала (тектиты), выброшенные из крупных метеоритных кратеров, рассеиваются на поверхности земли в радиусе многих сотен километров.

При сверхзвуковых ударах метеоритов достигается давление до 1 Мбар (1 млн. атм.), а температура – свыше 1700 °С. Такие условия создаются в эпицентре ядерных взрывов. Поэтому особенности разрушения горных пород и структурные нарушения в их массиве при взрыве ядерных зарядов на поверхности земли и в подземных условиях близки к характерным для импактных геологических процессов.

Бомбардировка Земли крупными метеоритами происходила на протяжении всей ее истории. Однако большинство известных астроблем является кайнозойскими, реже мезозойскими образованиями. Это обусловлено тем, что в связи с наличием мощной атмосферы и гидросферы экзогенные процессы на Земле идут с высокой интенсивностью. Чем древнее астроблема, тем труднее ее обнаружить из-за сильной эродированности и экранирования толщей перекрывающих осадочных пород.

Метеоритно-ударные кратеры и астроблемы установлены на всех континентах. Диаметр их колеблется от десятков метров до 100-180 км. Не исключено существование импактных структур еще большего размера. Всего насчитывается свыше 150 структур диаметром более 400 м, из них самых крупных (диаметром 40-180 км) не более 15, в том числе и 3 астроблемы на территории России: Карская (на северо-западе Тюменской области), Попигайская (на севере Республики Саха-Якутия), Пучеж-Катунская (в 100 км севернее г. Нижний Новгород).

## **11.2. Строение астроблем, основные типы импактитов**

Контур импактных кратеров в целом округлый, а при детальном рассмотрении, как правило, полигональный. Прямолинейные отрезки контура кратера контролируются региональными системами трещин коренных пород. Форма кратера может быть простой воронкообразной или более сложной, выраженной центральным поднятием (горкой), окруженным внутренним кольцевым желобом. Центральное поднятие характерно для крупных (диаметром более 10 км) кратеров. Оно сложено приподнятыми коренными породами со следами ударного воздействия. Считается, что центральное поднятие возникает в результате упругой отдачи вещества земной коры после падения крупного метеорита. Иногда центральное поднятие образует внутри кратера не горку, а кольцо. При этом в строении кратера выделяются периферический желоб (от краевого вала до кольцевого поднятия) и внутренняя воронка, окруженная кольцевым поднятием. Заполняющие кратер породы ударного происхождения называются **импактитами**.

Обычно метеоритные кратеры заполнены импактными брекчиями, которые залегают на трещиноватых горных породах мишени. В этих породах под кратером и на некотором удалении от него развиты разрывные нарушения, которые иногда размещаются хаотично без четко выраженной системности, но чаще образуют более или менее упорядоченные комбинации кольцевых концентрических и радиальных разрывов (сбросов и надвигов). Пласты коренных осадочных пород в окружении кратера приподняты, а в отдельных случаях поставлены вертикально или даже опрокинуты от кратера.

По особенностям состава, строения и генезиса выделяют два основных типа импактных брекчий: аутигенные и аллогенные.

Аутигенные брекчии состоят из обломков и глыб коренных пород, испытавших некоторое перемещение, но практически оставшихся на месте своего залегания на дне кратера или в основании краевого вала (рис. 11.2, а). Поэтому их еще называют базальными импактными брекчиями. Иногда в этих брекчиях встречаются обломки частично оплавленных пород и стекла. По трещинам аутигенные брекчии внедряются в коренные породы.

Аллогенные брекчии или брекчии обратного камнепада перекрывают аутигенные брекчии и являются основным заполнителем кратеров. Они образованы обломками и глыбами коренных пород, поднятыми в воздух энергией ударной волны и упавшими назад в кратер. Среди них может быть то или иное количество стекла – продукта локального плавления пород. В некоторых импактных структурах часть аллогенных брекчий, иногда преобладающая, представлена зювитом – туфообразной массой спекшихся обломков стекла и пород (рис. 11.2, б).

В отдельных крупных астроблемах, кроме аутигенных и аллогенных брекчий, встречаются расплавленные импактиты, или тагамиты – породы, образованные с участием расплавов, которые не выбрасывались из кратера. Они имеют пятнистую окраску, пористую или пемзовидную текстуру, состоят из стекловатой массы, насыщенной обломками темно-серого и цветного стекла, пород и минералов (рис. 11.2, в). Тагамиты образуют неправильной пласто- и дайкообразной формы тела, которые встречаются в различных по разрезу частях кратера среди брекчий, в том числе зювитов.

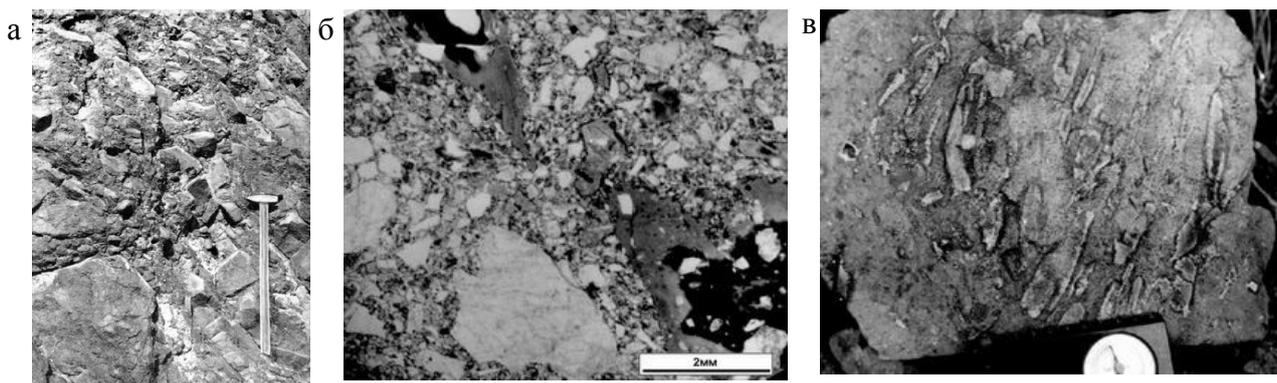


Рис. 11.2. Импактиты.

По Л.В. Сазоновой

а – аутигенная брекчия, б – зювит, в – расплавный импактит

В астроблемах обычно выделяют 4 комплекса горных пород (рис. 11.3):

- *цокольный* – породы мишени и аутигенные брекчии;
- *коптогенный* – аллогенные брекчии, зювиты, расплавные импактиты;
- *заполняющий* – осадочные породы, отложившиеся в первичном кратере;
- *перекрывающий* – осадочные породы, захороняющие астроблему.

В некоторых крупных импактных структурах диаметром более 60 км (например, Маникуаган и Садбери, Канада) залегают большие массы магматических пород. Происхождение их спорное, так как нет четких критериев различия магматических пород, образованных из импактных расплавов и из обычных эндогенных магм, возникающих в связи с мощным воздействием на земную кору ударной волны и практически мгновенным снятием нагрузки, обусловленным удалением большого объема горных пород при формировании глубокого кратера.

Наиболее изученные метеоритно-ударные структуры – Метеор (США, штат Аризона), Рис (ФРГ, земля Бавария) и Попигайская (Россия).

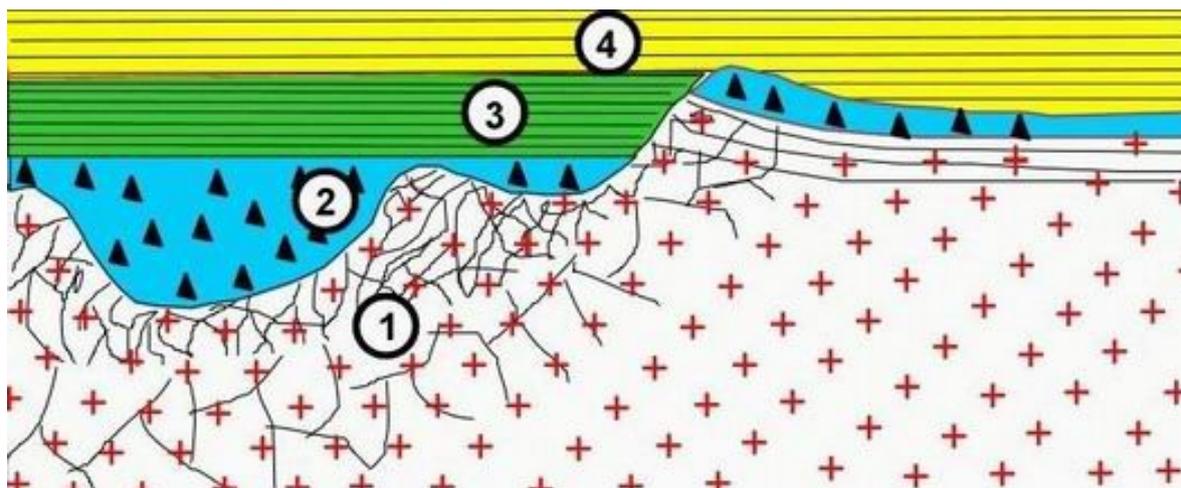


Рис. 11.3. Схема размещения породных комплексов астроблем (идеализированный разрез).

По В.Л. Масайтису

Породные комплексы: 1 – цокольный, 2 – коптогенный, 3 – заполняющий, 4 – перекрывающий

**Метеор** – простой воронкообразный кратер диаметром 1,2 км и глубиной 180 м, окруженный краевым валом высотой до 75 м (рис. 11.4).

Образовался 22 тыс. лет тому назад в результате бомбардировки субгоризонтально залегающих песчаников и известняков пермского возраста железно-никелевым метеоритом массой 12-15 тыс.т. В настоящее время пласты пород в окружении кратера приподняты, а в основании краевого вала они опрокинуты от кратера. Кратер заполнен аллогенными и в меньшей степени аутигенными импактными брекчиями – обломками и глыбами до 30 м в поперечнике вмещающих пород без признаков плавления. Мощность брекчий около 100 м.



Рис. 11.4. Снимок с самолета кратера Метеор (США, штат Аризона)

**Рис** – метеоритно-ударная структура диаметром 23 км, которая образовалась 15 млн. лет тому назад. Каменный метеорит диаметром около 1 км пробил 600 м осадочной толщи и еще 650 м пород верхней части кристаллического фундамента. При этом образовался глубокий кратер с центральным поднятием (горкой), сложенным зювитом. Сейсморазведкой установлено, что породы фундамента в центре кратера разуплотнены (брекчированы или разбиты трещинами) на глубину 6 км от его дна.

**Попигайская астроблема** расположена на северной окраине Анабарского щита. Образовалась 30-40 млн. лет тому назад в гнейсах кристаллического фундамента, перекрытых чехлом осадочных пород от верхнепротерозойского до пермского возраста (кварцитов, известняков, доломитов, песчаников и алевролитов). В рельефе выражена округлым понижением диаметром около 100 км и глубиной до 200-400 м, частично заполненным четвертичными песками и галечниками. Внутри кратера прослеживается кольцевое поднятие, ось которого представляет собой окружность диаметром 4,5 км (рис. 11.5). Поднятие сложено аутигенной брекчией гнейсов.

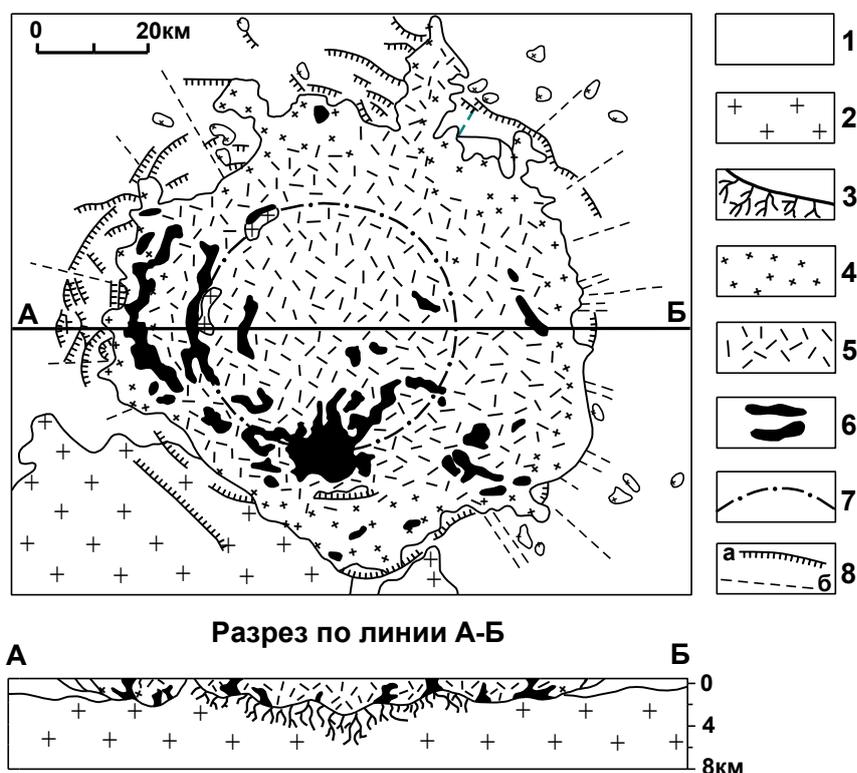


Рис. 11.5. Схема геологического строения Попигайской астроблемы.

По В.Л. Масайтису

- 1 – докембрийские осадочные породы; 2 – кристаллические породы докембрия;
- 3 – аутигенные брекчии, переходящие в подкратерную зону трещиноватости;
- 4 – аллогенные брекчии; 5 – зювиты; 6 – застывшие импактные расплавы (тагамиты);
- 7 – ось кольцевого поднятия; 8 – центробежные надвижки (а) и радиальные сбросы (б)

Периферический желоб шириной 20-25 км и внутренняя воронка астроблемы, ограниченная кольцевым поднятием, заполнены главным образом зювитами, мощность которых в центре структуры достигает 2-2,5 км. В зювитах залегают тела тагамитов мощностью до нескольких десятков метров. Зювиты и тагамиты по химическому составу близки к гнейсам. В периферическом желобе под зювитами залегают базальные импактные брекчии. Коренные породы в окружении кратера разбиты дугообразными в плане надвижками и радиальными сбросами.

### 11.3. Импактный метаморфизм

Действие ударной волны, возникающей от столкновения с землей крупного метеорита, приводит к своеобразному метаморфизму горных пород. Ударный метаморфизм проявляется плавлением горных пород, диаплектовым преобразованием минералов (греч. диаплекто – разрушать ударами) – фазовыми переходами, разупорядочением кристаллической структуры и др., возникновением в породах своеобразных

отдельностей – конусов дробления. Следы импактного метаморфизма появляются внутри краевого вала и становятся всё более интенсивными при приближении к центральному поднятию астроблемы.

**Плавление пород.** В центральной зоне метеоритного удара, где температура может достигать 1700-2000 °С, горные породы перед их выбросом из кратера частично плавятся. Для образующихся из расплава пород характерны стекловатый облик, пятнистая окраска, пузыристость, насыщенность обломками пород и минералов. Первичные минералы переходят при плавлении и последующем остывании в изотропное вещество. Кварц преобразуется в кварцевое стекло (лешательерит), а силикаты – в стекла, состав которых зависит от исходного материала. Плавятся даже такие тугоплавкие минералы как рутил, ильменит, образуя рудные капли и шарики.

**Фазовые превращения и разупорядочение кристаллической структуры минералов.** За пределами зоны плавления в горных породах, подвергнутых воздействию сильных или умеренных ударных волн, кристаллические структуры кварца и плагиоклаза полностью разупорядочены, а сами минералы превращены в стекло, сохраняя свои границы. Твердофазовые переходы кристаллов в стекло называют *тетоморфизмом*. Тетоморфное кварцевое стекло в процессе ударного сжатия свыше 110 Кбар переходит в полиморфные высокоплотные модификации кварца – коэсит и стишовит, которые являются индикаторными минералами метеоритно-ударных процессов.

Графит в породах, подвергнутых ударному воздействию, путем твердофазового перехода, превращается в алмаз. Импактные алмазы мелкие (10-300 мкм), образуют пластинки, гексагональные таблички и поликристаллические агрегаты.

**Плоскостные структурные элементы кристаллов.** В зоне действия слабых или умеренных ударных волн в кварце, плагиоклазе и некоторых других минералах по кристаллографическим плоскостям возникают тончайшие трещинки и деформационные ламеллы (полоски – следы внутризернового скольжения), обнаруживаемые под микроскопом. Указанные эффекты появляются в минералах при давлении 50-70 Кбар. С повышением давления кварц и плагиоклаз вдоль ламелл становятся изотропными, т.е. превращаются в стекло. Таким образом проявляется начальная стадия тетоморфизма.

**Конусы дробления.** В горных породах, подверженных воздействию относительно слабых ударных волн, наблюдаются конусовидные отдельности, ограниченные поверхностью разрушения с продольными бороздами, веерообразно расходящимися от вершины конуса (рис. 11.6). Конусы дробления обычно образуются в плотных однородных мелкозернистых породах, но встречаются также в гнейсах и конгломератах. Размеры конусов дробления составляют обычно 1-12 см, редко достигают 0,5 м. Угол при вершине конусов равен примерно 90°. Вершины и оси конусов дробления направлены радиально к фокусу удара (взрыва). Они указывают на положение источника ударной волны.

**Деформации кристаллических решеток минералов.** Эти наиболее слабо выраженные эффекты воздействия на породы ударной волны, проявляются в ореоле, окружающем зону конусов дробления, и встречаются по ее периферии.

Деформации кристаллической решетки минералов регистрируются методами рентгеноструктурного анализа. Интенсивность деформаций кристаллических решеток, обусловленных ударной нагрузкой, на два порядка превышают интенсивность деформаций, которые возникают в решетках кристаллов при вулканических взрывах или мощных тектонических движениях.



*Рис. 11.6.* Конусы дробления горных пород.  
По В.Л.Масайтису

Все охарактеризованные выше виды импактного метаморфизма являются надежными индикаторными признаками импактных геологических процессов. Они позволяют отличить метеоритно-ударные сооружения от похожих на них образований, возникающих как результат эндогенных геологических процессов, в частности, вулканизма.

#### **11.4. Геологическая роль импактных процессов**

Импактные процессы играют важную роль в формировании рельефа, вещественного состава и строения верхней твердой оболочки планет Солнечной системы и их спутников. Об этом свидетельствует большое количество метеоритно-ударных кратеров, установленных на Луне, Марсе, Венере и Меркурии, некоторых спутниках Марса, Сатурна, Урана и Юпитера. Отдельные кратеры на Луне достигают 1000 км в диаметре.

Расчеты показывают, что метеорит диаметром 100 км при падении на Землю способен раздробить породы кристаллического фундамента на глубину более 30 км. Удар крупного метеорита может инициировать возникновение мантийного плюма и тектономагматическую активизацию участка земной коры с эпицентром в месте падения метеорита. Напомним, что мантийный плюм – это восходящая из глубоких слоев мантии колонна разогретого и частично расплавленного вещества.

Есть достаточно серьезные основания считать, что важные геологические события, (образование мантийного плюма, находящегося сейчас под Исландией, вымирание динозавров и более мелких видов животных), произошедшее около 65 млн. лет назад (на границе мела и палеогена), связаны с бомбардировкой Земли несколькими крупными метеоритами. Именно в это время возникли четыре из известных больших астроблем: Чиксулаб (Мексика), Карская (Россия), Болтышская (Украина) и Менсон (США). Во многих десятках мест на всех континентах установлены датируемые границей мела и палеогена слои осадочных пород, обычно глин, с аномально высокой концентрацией, характерных для метеоритов металлов (иридия и других платиноидов, никеля, кобальта и хрома).

Вымирание живых организмов могло быть обусловлено присутствием в атмосфере в течение нескольких лет экранирующего солнечный свет слоя пыли, образованной при ударе метеорита. Кроме того, в результате мощного импактного взрыва возможен выброс

воздуха земной атмосферы в космическое пространство и быстрое понижение в связи с этим атмосферного давления.

Некоторые геологи именно с катастрофическими импактными событиями связывают резкие изменения хода эндогенных и экзогенных геологических процессов, климата и органического мира на Земле. Можно не соглашаться с их мнением, но надо признать, что нет веских доказательств и против него. Более того, все большую актуальность приобретает проблема защиты Земли от столкновения с астероидами. Расчеты их траекторий показывают довольно высокую вероятность такого события. Разрабатываются и средства защиты, предусматривающие своевременное отклонение орбиты или разрушение астероида на мелкие обломки. Обнаружение и изучение астроблем, выявление истинных масштабов и роли импактных процессов в геологической истории Земли – одна из важнейших задач геологии.

С астроблемами связаны месторождения различных полезных ископаемых. Прежде всего, следует отметить импактные месторождения алмазов, образующихся путем твердофазового перехода из графита коренных пород. Среди таких месторождений есть уникальные по запасам мелких технических алмазов. Например, Попигайское в России. Разработка импактных алмазов пока не ведется из-за сложной технологии их извлечения.

Крупнейшее в мире месторождение платиноидов, меди и никеля (Садбери, Канада) приурочено к микрогранит-норитовому лополиту протяженностью 65 км, перекрытому брекчиями, в которых установлен кварц с характерными деформационными ламеллями. Во вмещающих лополит породах развиты многочисленные конусы разрушения. Наличие явных признаков ударного воздействия в породах подстилающих и перекрывающих рудоносный лополит, позволяет рассматривать его как часть гигантской импактной структуры.

После возникновения ударного кратера и заполнения его водой в нем часто формируются месторождения осадочных полезных ископаемых, а расположенный под кратером массив трещиноватых пород является хорошей ловушкой для нефти и газа. Многие астроблемы вмещают месторождения каменной соли и гипса (Карлинская и Пучеж-Катунская, Россия; Дюма, Вьюфилд, Канада), бурого угля (Карская, Россия; Рисская, ФРГ), каменного угля и медистых песчаников (Каменская, Россия), горючих сланцев (Болтышская, Украина), нефти и газа (Ред Уинг Крик США, Вьюфилд и Игл Батт, Канада).

### Часть III

## ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

### Глава 12. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Экзогенные геологические процессы протекают в приповерхностной зоне земной коры вследствие взаимодействия ее с внешними оболочками Земли (атмосферой, гидросферой и биосферой). Энергетическая основа этих процессов – солнечная радиация, силы гравитации и жизнедеятельность организмов. Экзогенные процессы идут при небольших значениях температуры и давления преимущественно по эндотермической схеме (с поглощением тепла).

**Типы экзогенных геологических процессов.** По механизму воздействия на земную кору различают четыре типа экзогенных геологических процессов: выветривание, денудация, аккумуляция и диагенез. В перечисленной последовательности эти процессы являются стадиями формирования осадочных пород – конечных продуктов экзогенного преобразования земной коры.

**Выветривание** – процесс изменения физического состояния, химического и минерального состава пород на месте их залегания в результате воздействия солнечной радиации, воды, кислорода, углекислого газа, минеральных и органических кислот, живых организмов. Выветривание – общепланетарный геологический процесс, развивающийся повсеместно на поверхности суши под влиянием главным образом атмосферных агентов. Однако разложение первичных пород происходит также на дне морей и океанов под воздействием морской воды и придонных организмов. Этот процесс получил название подводного выветривания, или *гальмиролиза*. Надо сказать, что понятие «выветривание» не имеет прямого отношения к слову «ветер» (поэтому пишут «выветрелые» породы, а не «выветренные»).

**Денудация** (лат. «денудацио» – обнажение) – разрушение горных пород и транспортировка продуктов разрушения агентами денудации (лат. «агентис» – действующий) : силами гравитации, текучей водой, ветром, ледниками. Процессами денудации в первую очередь сносятся рыхлые продукты выветривания, затем разрушаются и удаляются с места своего образования все выветрелые породы, после чего разрушению подвергаются неизмененные горные породы. В процессе транспортировки дезинтегрированного материала происходит его дополнительное разрушение на более мелкие обломки. Разрушительная работа, производимая на земной поверхности воздушными и водными потоками, называется *эрозией* (лат. «эрозио» – размывание, разъедание).

**Аккумуляция** (осадконакопление, или седиментация) – накопление в понижениях рельефа на поверхности суши, на дне рек и водных бассейнов механических (обломочных), химических и органических осадков. Аккумуляция тесно связана с денудацией. Денудация подготавливает и доставляет материал к местам осадконакопления, определяет интенсивность этого процесса.

**Диагенез** (перерождение) – преобразование накопленных осадков в осадочные горные породы под влиянием сил гравитации и физико-химических процессов, происходящих в водонасыщенных осадках. По завершении диагенеза вода отжимается из осадка, а сам осадок претерпевает *литификацию* (окаменение).

Выветривание и диагенез как соответственно начальная и конечная стадии формирования осадочных пород осуществляются *in situ* (на месте залегания минерального вещества, подвергающегося этим процессам).

Денудация и аккумуляция связаны с перемещением материала под воздействием ветра, движущейся воды и сил гравитации. Формы существования больших масс воды на

Земле: поверхностные текучие воды, подземные воды, озера и болота, моря и океаны. Каждая из этих форм характеризуется своими особенностями денудации и аккумуляции, а также относительными масштабами их проявления. При замерзании воды образуется лед, движущиеся массы которого разрушают горные породы. Продукты такого разрушения после таяния льда аккумулируются в виде осадков.

Совокупность процессов денудации и аккумуляции, присущих ветру, поверхностным текучим водам и другим упомянутым выше агентам, называется геологической деятельностью, или работой этих агентов. Здесь необходимы некоторые пояснения относительно экзогенных гравитационных процессов. Действие гравитационных сил универсально. Оно имеет место в любом геологическом процессе. Под гравитационными процессами, как особой формой экзогенной геологической деятельности, понимаются любые перемещения вниз по склону под действием силы тяжести обломков и отдельных блоков горных пород, завершающиеся их аккумуляцией.

Таким образом, экзогенные геологические процессы включают в себя выветривание, геологическую деятельность ветра, поверхностных текучих вод, подземных вод, озер и болот, морей и океанов, льда, гравитационных сил и, наконец, диагенез образованных в результате этой деятельности осадков.

**Связь экзогенных и эндогенных геологических процессов.** Экзогенные процессы нивелирует (выравнивают) поверхность Земли. Ежегодно в результате совокупного их действия в моря и океаны выносятся около 7 млрд. м<sup>3</sup> минерального вещества. С учетом общей площади суши (примерно 150 млн. км<sup>2</sup>) средняя скорость эрозии континентов составляет около 1 мм в год. Для нивелирования всех континентов до уровня Мирового океана в результате экзогенных процессов потребовалось бы всего 18 млн. лет.

Однако процессу экзогенного выравнивания рельефа Земли противодействуют эндогенные процессы, приводящие к воздыманию отдельных участков земной коры. На этих участках процессы экзогенной эрозии снова активизируются, а после выполаживания рельефа ослабевают до нового воздымания.

Некоторые эндогенные процессы завершаются в экзогенных условиях. При этом продукты эндогенных процессов участвуют в экзогенном осадконакоплении; например, вулканический пепел или минеральное вещество, отложенное на дне водоемов из восходящих эндогенных гидротермальных растворов, достигнувших земной поверхности.

Неразрывная связь экзогенных и эндогенных процессов является важной составляющей геологического саморазвития Земли. Она обеспечивает непрерывное изменение рельефа земной поверхности, а также состава и строения осадочного и гранитного слоев земной коры. В этих слоях происходит своеобразный круговорот горных пород (рис.12.1). Выходящие на земную поверхность горные породы, в том числе исключительно эндогенного происхождения (магматические и метаморфические), подвергаются воздействию экзогенных процессов, приводящих в конечном итоге к образованию осадочных пород.

Часть этих пород нисходящими тектоническими движениями перемещается на многокилометровую глубину в область высокого давления и температуры, где трансформируется в метаморфические породы. В условиях ультраметаморфизма в земной коре возникают магматические расплавы, которые поднимаются вверх и при своем застывании образуют магматические породы. На участках воздымания земной коры более древние и вновь образованные магматические и метаморфические породы попадают в зону действия экзогенных процессов и цикл повторяется.

**Основные факторы, влияющие на экзогенные геологические процессы.** Такими являются климат и рельеф.

**Климат.** Физическое состояние тропосферы, определяемое температурой, влажностью и давлением воздуха, в данном месте и в данное время называется погодой. Многолетний режим погоды, обусловливаемый физико-географическими факторами, называется климатом. Непостоянству погоды обычно противопоставляют устойчивость климата. Представление об устойчивости климата определенной местности основа-

но на подсчете средних величин температуры, давления, осадков и других элементов погоды, вычисленных по многолетним наблюдениям.

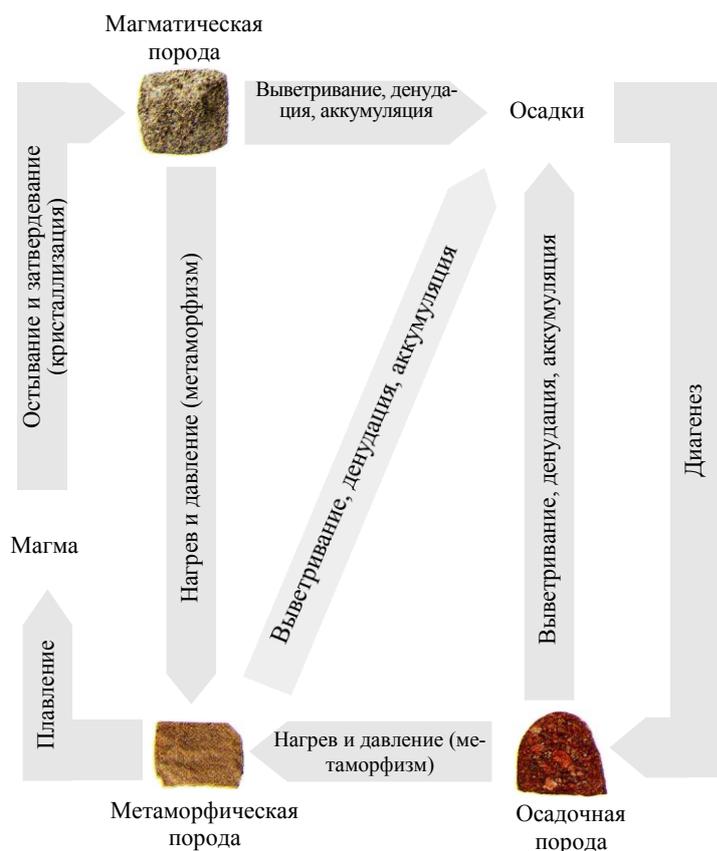


Рис. 12.1. Круговорот горных пород в земной коре

Изменение климата на земном шаре имеет в целом широтную зональность. В соответствии с этим выделяют четыре основных климатических пояса (в направлении от полюсов к экватору): арктический (антарктический), умеренный, тропический (северный и южный) и экваториальный.

В зависимости от влажности и температуры воздуха различают четыре основных типа климата: нивальный, умеренный, гумидный и аридный.

**Н и в а л ь н ы й** (лат. «нивалис» – снежный, холодный) – холодный климат арктического (антарктического) поясов и прилегающих к ним территорий умеренных поясов, а также высокогорных районов. Характеризуется небольшим количеством осадков, выпадающих главным образом в виде снега, часть которого не успевает растаять в теплое время года и накапливается, превращаясь в лед.

**У м е р е н н ы й** климат характеризуется средними для земного шара показателями температуры и влажности воздуха. Такой климат наблюдается на большей части территории нашей страны. Различают континентальный и морской подтипы умеренного климата. Континентальный климат отличается относительно жарким летом и холодной зимой. Он характерен для внутренних областей континентов. Морской климат более мягкий, с тёплым летом и умеренно холодной зимой. Это климат территорий суши, прилегающих к морям.

**Г у м и д н ы й** (лат. «гумидус» – влажный) – тёплый и влажный климат экваториального пояса и прилегающих к нему частей северного и южного тропического пояса.

**А р и д н ы й** (лат. «аридус» – сухой) – климат с очень скудной годовой нормой осадков при очень сильном солнечном нагреве. Характерен для пустынь и полупустынь, которые располагаются главным образом в тропиках и субтропиках.

Климат на поверхности Земли неоднократно менялся, что доказано результатами изучения последовательности залегания горных пород, образующихся в различных кли-

матических условиях, и остатков вымерших организмов. Природа изменений климата еще плохо изучена. Считается, что изменения климата связаны в основном с периодическими вариациями солнечной активности и угла наклона оси вращения Земли.

Климат во многом определяет характер и интенсивность экзогенных геологических процессов. Он играет решающую роль в выветривании горных пород и денудации, является важным фактором, влияющим на осадконакопление. Многие осадочные полезные ископаемые (угли, каменная соль, бокситы и д.) формируются только в определенных климатических условиях.

**Рельеф** (франц. relief – выпуклость) – совокупность всех форм земной поверхности для каждого конкретного участка и Земли в целом. Рельеф формируется под совместным воздействием экзогенных и эндогенных факторов. В свою очередь уже существующий рельеф того иного участка нашей планеты оказывает большое влияние на интенсивность экзогенных геологических процессов. Особенно сильно это влияние на суше, где экзогенные геологические процессы проявлены во всем своем разнообразии. Крупные впадины земного шара, заполненные водой (моря и океаны), в основном аккумуляруют осадки. Различают два основных типа рельефа: равнины и горы.

**Равнина** – большая по площади территория, характеризующаяся незначительными колебаниями высот. Новейшие тектонические движения, проявленные на равнинах, отличаются малыми градиентами (1-10м/км). По расположению относительно уровня моря среди равнин выделяют низменные и приподнятые (п л а т о), отделенные от окружающего рельефа уступами. Плато, расположенные на высоте более 1 км, называются п л о с к о г о р ь я .

**Горы** – часть земной поверхности, приподнятая над уровнем моря и прилегающих равнин, со значительными и часто резкими колебаниями высот на коротком расстоянии. Горы возникают в тектонически активных зонах земной коры, в которых интенсивность новейших тектонических движений, преимущественно поднятий, превышает интенсивность денудации. Области горообразования отличаются от равнинных большими градиентами тектонических движений (от 25 до 200 м/км и более).

Горы обычно образуют вытянутые горные пояса или хребты, разделенные понижениями – впадинами (межгорными и внутригорными) и долинами. Иногда горы не связаны с областями горообразования, а представляют собой изолированные поднятия. По высоте относительно уровня моря различают высокогорье (более 2 км), среднегорье (1-2 км) и низкогорье, или холмогорье (менее 1 км). Особо выделяют высочайшие горы высотой более 5 км. Самой высокой точкой на земном шаре является вершина горы Эверест (Джомолунгма) – 8848 м.

Вне зависимости от абсолютной и относительной высоты, как в горах, так и на равнинах, различают п о л о ж и т е л ь н ы е (относительно приподнятые) и окружающие их о т р и ц а т е л ь н ы е (с более пониженной поверхностью) формы рельефа.

## Глава 13. ВЫВЕТРИВАНИЕ

Различают два вида выветривания: физическое и химическое. Обычно они проявляются совместно и дополняют друг друга.

### 13.1. Физическое выветривание

Физическое выветривание – механическое разрушение горных пород и превращение их в щебень, дресву, песок и глину. В основе физического выветривания лежит температурный фактор, в том числе и н с о л я ц я – нагрев горных пород солнечными лучами.

Собственно т е р м и ч е с к о е в ы в е т р и в а н и е, обусловленное суточными и сезонными колебаниями температуры, проявлено на земном шаре практически повсеместно. Попеременное нагревание и охлаждение, а соответственно расширение и сжатие горных пород, приводит к их растрескиванию и дроблению на мелкие обломки. За счет разницы температуры между нагреваемой солнцем поверхностью пород и их внутренними частями возникают трещины, идущие субпараллельно и субперпендикулярно этой поверхности. Отслаивание обломков пород по таким трещинам называется шелушением, или д е с к в а м а ц и е й (лат. «десквамаре» – снимать чешую). Новообразованные трещины постоянно разрастаются и проникают вглубь породных блоков, разрушая их на более мелкие обломки (рис. 13.1).



*Рис. 13.1. Дезинтеграция блока гранита под влиянием термического физического выветривания.  
По К.Оллиеру*

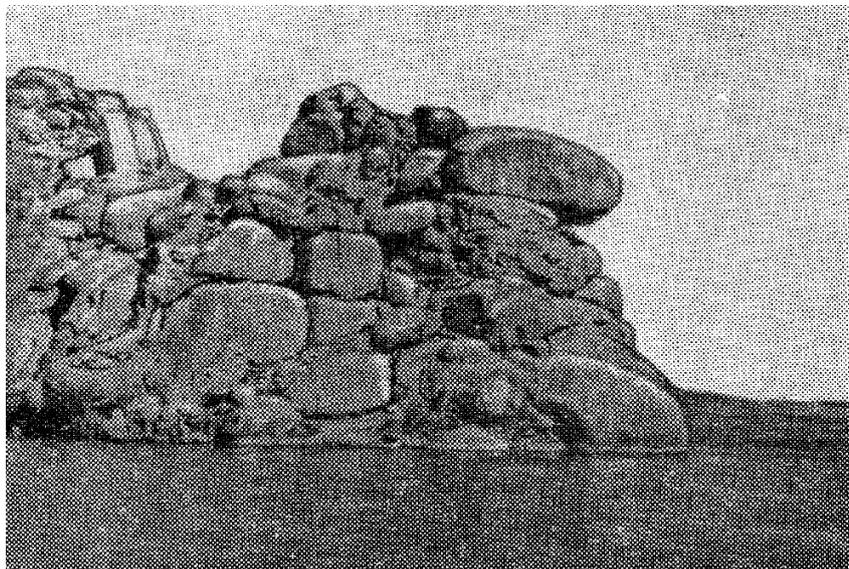
Повышенная интенсивность термического выветривания характерна для областей с резко континентальным климатом – пустынных, полупустынных и высокогорных. На интенсивность выветривания влияют также минеральный состав, структура и текстура горных пород, степень их первичной трещиноватости. При прочих равных условиях быстрее разрушаются более крупнозернистые полиминеральные породы, а также слоистые, сланцеватые и сильно трещиноватые породы. Наиболее устойчивы к физическому выветриванию массивные тонкозернистые магматические (базальты, диабазы) и метаморфические (роговики, кварциты) породы.

В холодных климатических зонах земного шара с сезонными колебаниями температуры связано м о р о з н о е в ы в е т р и в а н и е – разрушение пород под действием периодически замерзающей воды, проникшей в их поры и трещины. Физическая суть этого процесса – вода, превращаясь в лед, увеличивает свой объем примерно на 9%, за счет чего образованный лед производит на стенки трещин давление до 100 МПа, разрывая вмещающие породы.

В условиях жаркого сухого климата иногда проявляется своеобразная форма физического выветривания – разрушение пород по тонким трещинам за счет кристаллизации в них солей при испарении капиллярных минерализованных вод.

Механическое разрушение горных пород производят также корни растений, земляные черви, муравьи, термиты и землеройные животные.

В результате физического выветривания видимые первичные трещины различной ориентировки разрастаются и соединяются между собой, образуя отдельность – характерную форму элементарных блоков выветрелых пород: глыбовую, параллелепедальную, матрацевидную и др. (рис. 13.2).



*Рис. 13.2.* Матрацевидная отдельность гранитов. По В.И. Славину

Физическое выветривание обычно распространяется, постепенно затухая, до глубины 20-30 м (верхней границы зоны постоянных температур). На крутых склонах, с которых обломочный материал сползает и смывается, физическое выветривание происходит непрерывно и достаточно быстро. В районах с плоским рельефом местности накапливающийся чехол продуктов выветривания защищает коренные породы от разрушения.

Вследствие изменчивости минерального состава, текстурно-структурных особенностей, трещиноватости горных пород физическое выветривание их массива зачастую развивается неравномерно с образованием различных скульптурных форм выветривания – выступов, карнизов, столбов, грибовидных останцев, арок и др.

### **13.2. Химическое выветривание**

Химическое выветривание – разложение горных пород поверхностной и просачивающейся вглубь земли водой, углекислым газом и кислородом воздуха, простейшими растениями и микроорганизмами. Вода обычно содержит растворенные в ней кислород и углекислый газ, минеральные соли, а также органические кислоты и другие продукты жизнедеятельности (разложения) растений и животных. Все перечисленные компоненты повышают химическую активность воды.

**Факторы химического выветривания.** Интенсивность химического выветривания определяется главным образом климатическими условиями и рельефом местности, генетическим типом и вещественным составом горных пород, степенью их проницаемости для атмосферных осадков.

Интенсивному развитию химического выветривания способствует умеренно расчлененный (среднегорный, холмистый) рельеф местности, обуславливающий длительное воздействие на горные породы агентов выветривания. В гористых областях с изрезанным рельефом активный снос продуктов выветривания текучими поверхностными водами препятствует образованию и сохранению сколько-нибудь мощной зоны химического вы-

ветривания. Если местность сильно сглаженная равнинная с высоким уровнем грунтовых вод, характеризующихся застойным режимом, развитие химического выветривания на глубину ограничивается этим уровнем.

Химическому выветриванию наиболее подвержены магматические и метаморфические породы, причем магматические породы в целом менее устойчивы, чем метаморфические. Среди магматических пород кислые породы более устойчивы к химическому выветриванию, чем основные и тем более ультраосновные. Вообще, чем больше температура и давление (глубина) образования породы, тем она, как правило, неустойчивее в приповерхностных условиях. Обломочные осадочные породы в целом слабо подвержены химическому выветриванию, но хемогенные (образованные из химических осадков) породы (карбонатные, сульфатные и особенно галоидные) легко поддаются этому процессу. Чем пористее и трещиноватее порода и чем более она измельчена, тем интенсивнее подвергается химическому выветриванию.

Наименее устойчивыми в зоне выветривания минералами, кроме упомянутых выше карбонатов, сульфатов и галоидов, являются слюды, оливин, пироксен, амфиболы и полевые шпаты. Хорошо сохраняются в этой зоне кварц, гранаты, циркон, корунд.

Активность химического выветривания максимальна у земной поверхности. С глубиной она закономерно снижается, поскольку просачивающаяся вода, теряя кислород и углекислый газ, но, насыщаясь растворенными в ней компонентами пород, постепенно теряет свою химическую активность. Глубина действия активного химического выветривания обычно ограничена уровнем грунтовых вод и, как правило, не превышает 20-40 м. Только в зонах разрывных нарушений, по которым вода быстро просачивается вниз, не теряя своей активности, глубина химического выветривания иногда достигает многих сотен метров.

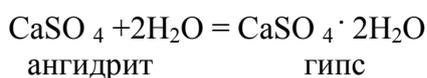
Кроме упомянутых выше факторов, существенную роль в химическом выветривании горных пород играют широко распространенные простейшие растения и микроорганизмы. Они с одной стороны поглощают из пород химические элементы, а с другой – выделяют химически активные продукты жизнедеятельности, разрушающе действующие на породы. Многие процессы химического выветривания являются б и о х и м и ч е с к и м и .

**Основные процессы химического выветривания.** По типу химических реакций разложения горных пород различают четыре основных процесса химического выветривания – растворение, гидратация, гидролиз и окисление.

*Растворение* – переход минерального вещества в раствор при действии на горные породы воды и содержащихся в ней углекислоты, минеральных и органических кислот. Все минералы, а, следовательно, и горные породы, подвержены растворению, но в разной степени. Процесс избирательного растворения и выноса подземными водами отдельных компонентов горных пород называется в ы щ е л а ч и в а н и е м .

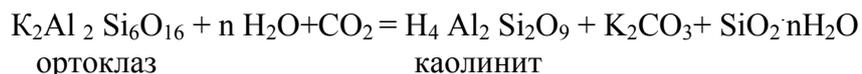
Наиболее растворимы осадочные породы, а среди них в первую очередь галоидные (калийные и каменная соли), затем сульфатные (гипс) и карбонатные (мел, известняк, доломит). Низкой растворимостью характеризуются силикатные магматические и метаморфические породы, сульфиды, а также кварц и другие минералы повышенной твердости. Однако при длительном воздействии содержащихся в воде органических кислот они все-таки поддаются растворению. Минеральные кислоты в общем процессе растворения горных пород играют по сравнению с органическими кислотами подчиненную роль из-за своей меньшей распространенности в зоне выветривания.

*Гидратация* – перестройка внутренней структуры минералов под воздействием воды с образованием новых минералов, содержащих кристаллизационную, т.е. входящую в кристаллическую решетку, воду. Типичные процессы гидратации – переход первичных слюд (биотита, флогопита, мусковита) в гидрослюды (гидробиотит и т.д.), а оксидов в гидроксиды. Характерна также гидратация ангидрита с переходом его в гипс:



Если гидратация не сопровождается выносом легко растворимых соединений, то она приводит к значительному увеличению объема пород. В частности, при переходе ангидрита в гипс увеличение объема достигает 33%, вследствие чего в породе возникают внутренние напряжения, под воздействием которых образуются многочисленные мелкие трещины и складки.

*Гидролиз* – разложение минералов под воздействием воды, сопровождающееся разрушением и перестройкой их кристаллических решеток. Гидролизу обычно сопутствуют растворение и гидратация. Гидролиз характерен для силикатов и алюмосиликатов – наиболее распространенных минералов земной коры. Гидролиз полевых шпатов с образованием каолинита идет по следующей реакции:



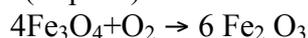
Сходным образом разрушаются в процессе гидролиза плагиоклазы, слюды, амфиболы и пироксены. При этом растворимый в воде карбонат калия и коллоидный раствор водного кремнезема выносятся, а нерастворимый в воде каолинит остается на месте, образуя в условиях умеренного климата залежи каолиновых глин. В тропиках при сильном увлажнении каолинит распадается на гидроксид алюминия и кремнезем:



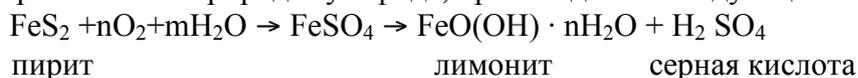
В этих условиях могут формироваться залежи бокситов. Наряду с гидроксидами алюминия в зоне выветривания накапливаются трудно растворимые оксиды и гидроксиды железа. В итоге образуются породы, получившие название **латеритов** за красный цвет и способность твердеть при высыхании под солнцем в связи с потерей воды гидроксидами железа и переходом их в оксиды группы гематита, имеющих красную окраску (лат. «латер» – кирпич).

*Окисление* – изменение минералов горных пород под действием кислорода воды и воздуха, сопровождающееся отдачей электронов атомов и повышением их валентности. Окислению подвержены в первую очередь минералы (оксиды, сульфиды, карбонаты), содержащие железо, серу, ванадий, марганец, никель, кобальт и другие элементы, легко соединяющиеся с кислородом.

Типичным процессом химического выветривания является окисление магнетита и изоморфный его переход в гематит (мартит):



Интенсивно окисляются сульфиды, переходя сначала в легкорастворимые сульфаты, а затем в гидроксиды и другие кислородные соединения. Например, окисление пирита, наиболее распространенного в природе сульфида, происходит по следующей схеме:



В условиях засушливого климата вместо лимонита возникает гематит. Окисление сульфидов ведет к образованию серной кислоты, под влиянием которой резко усиливается растворение минерального вещества в процессе выветривания. При окислении выходящих на земную поверхность залежей сульфидных руд обычно образуются скопления оксидов и гидроксидов железа («железные шляпы»), распространяющиеся на глубину до нескольких десятков метров.

Процессы окисления горных пород визуально легко распознаются по изменению их окраски. Железосодержащие породы становятся желтыми, бурыми или красными, при окислении сульфидов меди преобладают сине-зеленые тона.

Окислению подвергаются и органические остатки. При свободном доступе кислорода происходит **тление** – процесс превращения органического вещества в неорганические продукты его распада (воду, углекислый газ и минеральные кислоты). При недо-

статочном доступе кислорода и активном участии микроорганизмов идет гумификация (процесс образования гумуса). Гумус – сложная смесь органических соединений с преобладанием гуминовых кислот. Гумус является главным компонентом плодородия почв и исходным материалом для образования ископаемых углей.

**Стадии химического выветривания горных пород.** Выделяют три стадии выветривания: первую – гидрослюдистую, вторую – глинистую и третью – латеритную.

*Гидрослюдистая стадия* – гидратации, выщелачивания и начала окисления (разложение силикатов без существенной миграции кремнезема, вынос серы, хлора, образование гидрослюды и гидрохлоритов).

*Глинистая стадия* – гидролиза и окисления (полное разложение первичных силикатов, отщепление и удаление части кремнезема, вынос оснований – Ca, Mg, Na и K, образование глин).

*Латеритная стадия* – конечного гидролиза и интенсивного окисления (отщепление и полное удаление кремнезема, образование латеритов).

В зависимости от температуры и влажности среды, уровень которых определяется климатическими условиями, химическое выветривание пород либо ограничивается гидрослюдистой стадией (умеренный климат), либо развивается до глинистой стадии включительно, либо достигает латеритной стадии (гумидный климат).

Указанные три стадии характеризуют процесс химического выветривания силикатных пород различного генетического типа, абсолютно преобладающих в земной коре. При формировании коры выветривания пород иного состава (карбонатных, сульфатных и др.) стадийность процесса в целом сохраняется, но поскольку для этих пород гидролиз не характерен, указанный процесс выражается главным образом нарастанием интенсивности окисления и выщелачивания материнских пород.

### 13.3. Кора выветривания

Продукты выветривания, оставшиеся на месте своего образования (без учета некоторого проседания, а также осыпания обломочного материала по склону), называются элювием. Различают элювий структурный и бесструктурный (рис. 13.3).

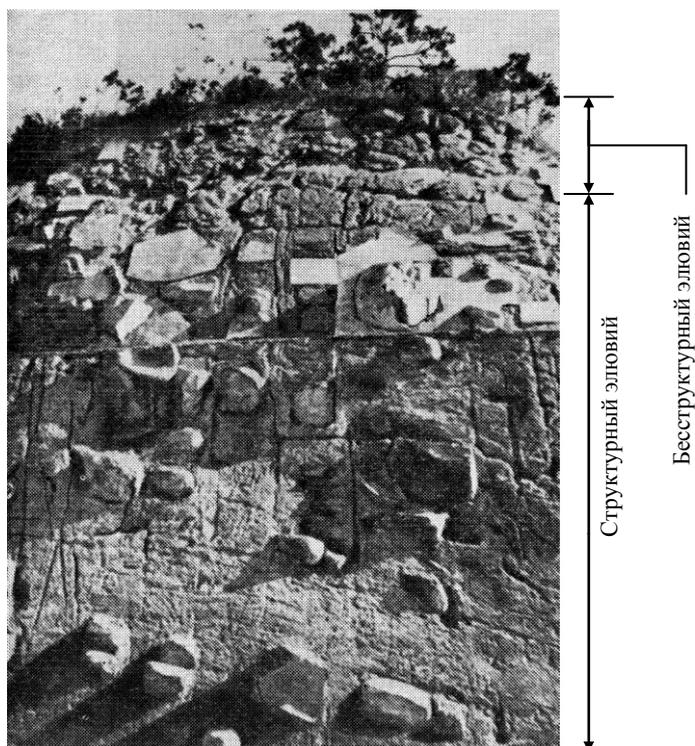


Рис. 13.3. Кора выветривания гранитов, Гонконг. По К.Оллиеру. Сохранившаяся сеть первичных трещин в структурном элювии, ядра свежего гранита в сапролите

**Структурный элювий** – полностью или частично измененная процессами выветривания горная порода, сохранившая первичные особенности своего строения (текстульный рисунок, сеть трещин, дайки магматических пород и гидротермальные жилы). Сохранность реликтовой структуры в элювии свидетельствует о том, что он образовался по практически ненарушенному массиву материнских пород. Зачастую структурный элювий содержит то или иное количество реликтовых включений (ядер) неизмененных пород. В этом случае измененную породу, в которую как в матрицу включены реликты материнской породы, называют **сапролитом**. Число реликтовых включений и их размер увеличиваются с глубиной. Структурный элювий – продукт главным образом химического выветривания.

**Бесструктурный элювий** обычно представлен дезинтегрированным материалом – плохо отсортированной смесью глыб, щебня, песка и глины. В отдельных случаях бесструктурный элювий сложен довольно однородной по зернистости массой, например, песком при выветривании кварцитов или порошкообразным материалом при выветривании талькового камня. Бесструктурный элювий образуется как в результате физического выветривания, так и при сочетании обоих видов выветривания.

Многие процессы химического выветривания приводят к изменению объема первичных пород, появлению в них пустот, нарушению связей между минералами и их агрегатами, что способствует механическому разрушению пород.

Элювий может быть участками сцементирован в плотную породу гидроокислами железа, кремнеземом или карбонатом, выпавшим в осадок из просачивающихся вниз поверхностных вод. В верхней части зоны выветривания элювий иногда перемывается и переносится водными потоками прямо на месте или в некотором удалении от своего первичного залегания.

Верхняя часть земной коры, сложенная элювием, называется **корой выветривания**. За редким исключением кора выветривания присутствует повсеместно на континентах, но различной мощности и строения в зависимости от климатических условий, тектонического режима территории и типа пород, подвергающихся выветриванию. Строго говоря, существует и подводная кора выветривания как продукт гальмиролиза, но она пока слабо изучена, поэтому кору выветривания рассматривают как исключительно континентальное образование.

Различают **современную кору выветривания**, процесс формирования которой еще продолжается, и **древние коры выветривания**, образованные в прошлые геологические эпохи и перекрытые более молодыми отложениями. Древние коры выветривания могут быть выведены на современную земную поверхность в результате тектонического поднятия территории и смыва толщи перекрывающих пород.

**Вертикальная зональность коры выветривания.** Вниз по вертикали, т. е. по вектору снижения интенсивности выветривания, строение коры выветривания, как правило, зональное. Граница между соседними зонами обычно нечеткая, характеризуется постепенными переходами. Количество зон, их строение и состав зависит в основном от климатических условий и типа материнских пород.

В областях нивального и аридного климатов проявляется почти исключительно физическое выветривание, поэтому кора выветривания представлена бесструктурным элювием (обломочным материалом материнских пород), ниже которого залегают сами эти породы с начальными признаками физического выветривания.

В областях, характеризующихся относительно теплым и влажными климатическими условиями с преобладающим химическим выветриванием горных пород, образуется более развитая и мощная кора выветривания, в которой обычно выделяют три зоны (рис. 13.4).

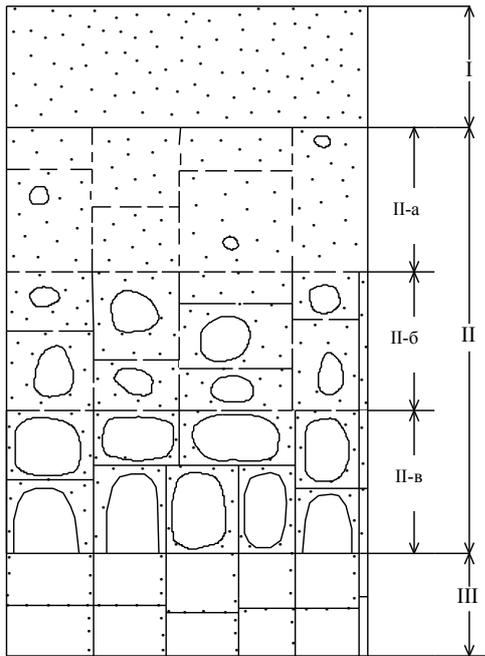


Рис. 13.4. Принципиальная схема структурной зональности коры выветривания с преобладающим химическим выветриванием горных пород.  
Объяснение в тексте

*Верхняя зона (I)* сложена почвой и бесструктурным элювием, представленным полностью измененной первичной породой. *Средняя зона (II)* сложена структурным элювием. В мощных корах выветривания она иногда расчленяется на три подзоны (сверху вниз): первую (II-а) – чисто сапролитовую, вторую (II-б) – сложенную сапролитом с рассредоточенными в нем округлыми реликтовыми ядрами материнских пород, и третью (II-в), представленную угловатыми блоками материнских пород, пространство между которыми заполнено сапролитом. *Нижняя зона (III)* – почти свежая порода с признаками химического выветривания – осветлением по периферии блоков, выделениями гидроксидов железа, карбонатов, глинистых минералов на стенках трещин, разделяющих блоки. По прочности породы нижней зоны почти не уступают свежим породам, но связи между блоками пород существенно ослаблены.

По химико-минеральному составу сапролита выделяют три типа кор химического выветривания: гидрослюдистый, глинистый и латеритный. Каждый из них отличается своими особенностями вертикальной зональности (рис. 13.5).

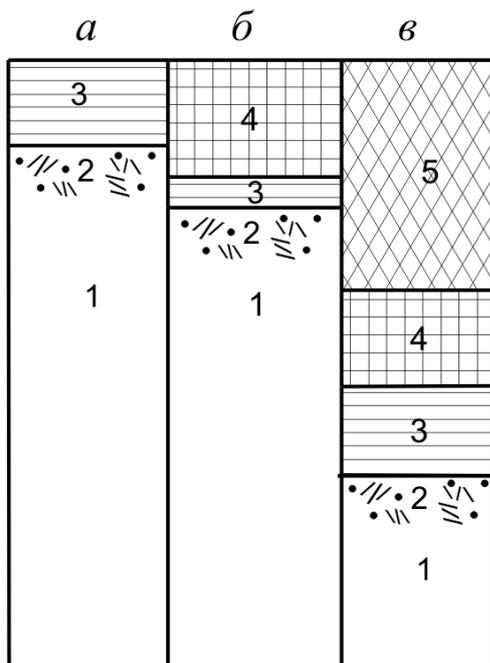


Рис. 13.5. Принципиальная схема вертикальной зональности гидрослюдистой (а), глинистой (б) и латеритной (в) кор выветривания.  
1 – материнские породы; 2-5 – зоны: 2 – материнских пород с начальными признаками химического выветривания; 3 – гидрослюдистая; 4 – глинистая, 5 – латеритная

*Гидрослюдистый тип коры выветривания* образуется в условиях умеренного климата, характеризуется начальной стадией химического выветривания с ведущей ролью гидратации и выщелачивания. При выветривании кислых и основных пород кора сложена в основном гидрослюдами. Ультраосновные породы в этом типе коры выветривания подвергаются лишь выщелачиванию и карбонатизации. Зональность в коре гидрослюдистого типа выражена только уменьшением с глубиной интенсивности изменения материнской породы при практически постоянном составе новообразованных минералов.

*Глинистый тип коры выветривания* формируется в условиях климата, переходного от умеренного до гумидного, когда активно развиваются процессы химического выветривания не только первой, но и второй стадии. Соответственно выделяются верхняя глинистая и нижняя гидрослюдистая зоны коры выветривания. В глинистой зоне по кислым породам развиваются белые каолиновые глины, а по ультраосновным породам – серовато-зеленые нонtronитовые глины. По породам иного состава образуются либо каолиниты, либо кора выветривания имеет смешанный каолинит-монтмориллонитовый состав.

*Латеритный тип коры выветривания* характерен для гумидного климата, в условиях которого интенсивность химического преобразования первичных пород достигает третьей, латеритной стадии. Зональность латеритной коры выветривания проявлена в смене с глубиной латеритной, глинистой и гидрослюдистой зон. Типичные латериты (глиноподобные породы, сложенные в основном гидроокислами алюминия и железа) образуются преимущественно по породам основного состава (базальтам и их туфам, амфиболитам и др.), а также различным сланцам. В ультраосновных породах латеритная зона представлена гидроксидами железа (охрами) с примесью нонtronитовых глин, а в кислых породах она имеет обычно гиббсит-каолинитовый состав.

Специфический облик имеют латеритные коры выветривания рудных месторождений, сложенных преимущественно оксидами, сульфидами и карбонатами металлов. Поскольку пороодообразующих силикатов в таких рудах мало, то ведущими процессами выветривания являются окисление и выщелачивание.

Указанные процессы имеют место и в тех корах выветривания рудных месторождений, которые по климатическим условиям формирования сопоставимы с гидрослюдистым и глинистым типами кор выветривания силикатных пород. Однако только в латеритной коре выветривания окисление и выщелачивание первичных руд происходит интенсивно и на большую глубину, зачастую с образованием залежей вторичных руд, более богатых и ценных, чем первичные руды. Например, железистые кварциты превращаются в богатые маритовые железные руды, а сидериты (карбонаты железа) – в гидрогематитовые и гидрогематитовые руды.

В коре выветривания полиметаллических сульфидных месторождений в верхней части зоны окисления образуется «железная шляпа», состоящая преимущественно из гидроксидов железа и реже гематита, являющихся продуктами окисления, главным образом пирита. Глубже расположена подзона выщелачивания, из которой нисходящими подземными водами уносятся вниз растворенные в них компоненты первичных руд (рис.13.6). При взаимодействии этих компонентов с первичными сульфидными рудами, расположенными ниже уровня грунтовых вод, образуются вторичные сульфиды, главным образом, меди (халькозин, ковеллин, борнит).

В результате формируется зона вторичного сульфидного обогащения, сложенная наиболее богатым рудами. Она сменяет по глубине зону окисления и распространяется книзу на десятки, иногда сотни метров.

**Морфология коры выветривания.** По морфологии различают площадную и линейную кору выветривания.

*Площадная кора выветривания* имеет площадное развитие в виде сплошного чехла, перекрывающего материнские породы. Площадная кора выветривания имеет пластообразную форму и залегает субгоризонтально, причем ее нижняя граница, как правило, неровная, с многочисленными выступами и углублениями. Мощность площадной коры выветривания колеблется от дециметров до десятков и первых сотен метров.

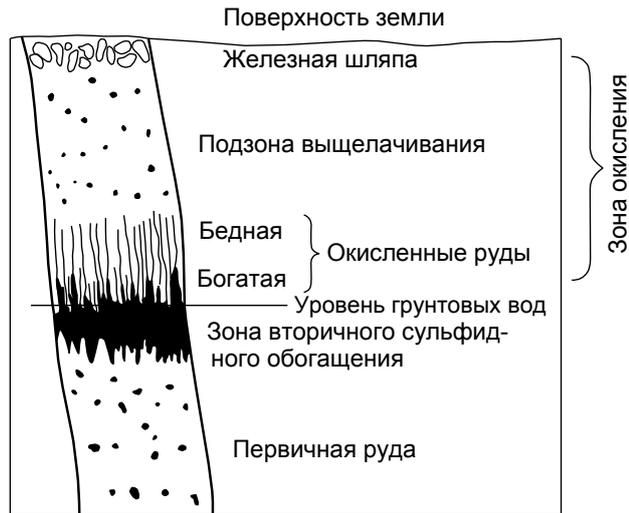


Рис. 13.6. Зональность коры выветривания месторождения сульфидных руд.  
По С.С.Смирнову

*Линейная кора выветривания* представлена вытянутыми в плане наклонными, часто крутопадающими телами, уходящими на глубину до нескольких десятков или сотен метров, а в исключительных случаях до 1000 м и более (рис. 13.7).

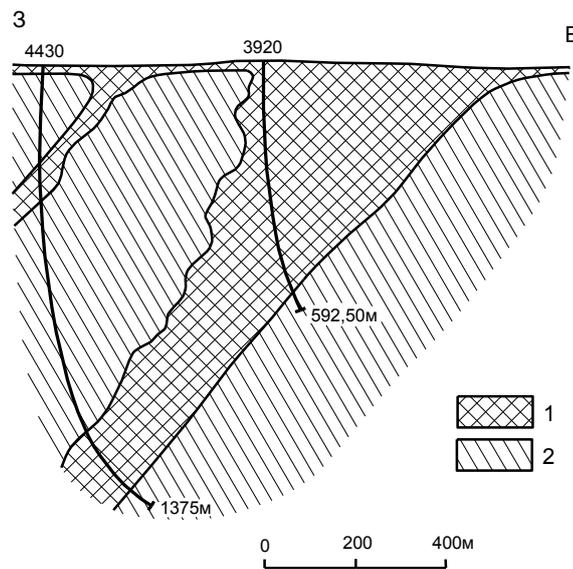


Рис. 13.7. Линейная кора выветривания одного из месторождений Криворожского бассейна.  
По Я.Н. Белевцеву

1 – почвенный слой, 2 – богатая железная руда;  
3 – железистые кварциты, по которым в результате выветривания сформировались богатые железные руды

Их размещение контролируется зонами разрывных нарушений, контактами пород различного состава или линейными телами (пластами, дайками, жилами) пород, более благоприятных для развития процессов выветривания, чем вмещающие их породы. В большинстве случаев линейные коры выветривания являются осложняющим элементом

площадных кор выветривания и самостоятельное значение приобретают при эрозии вышележащей площадной коры выветривания.

**Значение коры выветривания в образовании месторождений полезных ископаемых.** С корами выветривания связаны многие месторождения разнообразных полезных ископаемых. Наиболее продуктивны коры глинистого и особенно латеритного типов. В корях выветривания формируются промышленные месторождения вермикулита, каолина, нонтронитовых глин, силикатного никеля, бурых железняков, бокситов. Крупнейшие месторождения богатых железных руд бассейна КМА и его аналогов в других регионах мира образованы в латеритной коре выветривания железистых кварцитов. Месторождения ценных бентонитовых глин – продукт подводного выветривания вулканических пеплов и туфов.

Широко распространены элювиальные россыпи золота, платины, алмазов, касситерита и других, стойких к выветриванию минералов. **Россыпи** представляют собой скопления обломков ценных минералов, образующиеся за счет разрушения коренных пород, содержащих такие минералы. **Коренными** называют породы (обычно сцементированные), не перемещенные процессами денудации и не превращенными в элювий. Твердые продукты коры выветривания, подвергнутые размыву, являются источником полезных компонентов осадочных месторождений каолина и бокситов, склоновых, речных и морских россыпей ценных минералов. Выщелоченные при формировании коры выветривания металлы (уран, медь, никель, и др.) уносятся подземными водами и при благоприятных условиях осаждаются, образуя инфильтрационные месторождения.

## Глава 14. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

### 14.1. Понятие о ветре и пустыне

**В е т е р** – движение воздушных масс в атмосфере. Причины возникновения ветра – неравномерный нагрев поверхности Земли, который обусловлен следующими факторами: изменением угла падения солнечных лучей (от экватора к полюсам этот угол уменьшается, соответственно снижается интенсивность нагрева), вертикальным распределением температуры в атмосфере, сезонными колебаниями температуры, особенностями размещения на земном шаре континентов и океанов, рельефом континентов, теплыми и холодными океаническими течениями. Следствием перемещения воздушных масс являются вариации атмосферного давления, тепло – и влагообмен между различными районами земного шара, возникновение морских волн.

Ветры делятся на постоянные, периодические и непериодические. *Постоянные ветры* – пассаты, дующие вдоль экватора с востока на запад, и западные ветры, дующие в восточном направлении в сороковых-шестидесятих широтах обоих полушарий. *Периодические ветры* – муссоны (направленные летом с моря на сушу, а зимой с суши на море), бриз (направленный днем с моря на сушу, а ночью – наоборот) и горнодолинные ветры (днем из долины к системам гор, а ночью из гор в долину).

*Непериодические ветры* – вихри (циклоны и антициклоны, смерчи) и бури. Эти ветры связаны со сложным сочетанием факторов (давления, температуры воздуха и др.). Их образование, как правило, является неожиданным и трудно поддается прогнозу.

**Ц и к л о н ы** и **а н т и ц и к л о н ы** – крупные атмосферные вихри диаметром более 1,5-3 тыс. км и высотой до 15-20 км. В циклонах давление понижается от периферии к центру, а в антициклонах – наоборот. Наиболее мощными и разрушительными являются циклоны, особенно те, которые возникают в тропических широтах (тайфуны). Вращение тайфуна в южном полушарии всегда направлено по часовой стрелке, а в северном полушарии – в противоположном направлении. Скорость перемещения тайфуна до 15-25 км/ч, а скорость ветра на периферии вихря достигает 400 км/ч.

**С м е р ч и** (в США – торнадо) – воронкообразные вихри небольшого размера (средним диаметром 200-400 м и средней высотой несколько сотен метров), но огромной разрушительной силы. Поступательная скорость смерча невелика (в среднем 40-60 км/ч), но вращательное движение воздуха достигает 700 км/ч и более. Длительность существования смерчей от нескольких минут до 7 ч. Вместе с вращением происходит подъем воздуха по спирали, вследствие чего вихрь всасывает в воронку и переносит на значительные расстояния всё, что попадает на его пути (воду, рыхлые осадки, разные предметы, животных и т.п.).

**Б у р и** (в открытом море – шквалы) часто связаны с определенными районами, где они носят местное название: афганец – в Средней Азии, самум – в Аравии, норд – у берегов Каспийского моря и др.

Силу ветра оценивают значениями его скорости по 12-балльной шкале, разработанной в 1806 г. Бофортом и позднее уточненной. Основные виды состояния атмосферы по этой шкале: штиль – легкий ветер (0-2 балла, 0-3,3 м/с), слабый ветер (3-6 баллов, 3,4-13,8 м/с), крепкий ветер – шторм (7-9 баллов, 13,9-24,4 м/с), сильный шторм – ураган (10-12 баллов, 24,5 – более 32,7 м/с).

Все геологические явления, связанные с деятельностью ветра, носят название **эоловых процессов** (Эол – бог ветра в древнегреческой мифологии), а осадки, образовавшиеся при помощи ветра, называются **эоловыми отложениями**. Эоловые процессы проявляются повсеместно, но особенно активно в районах, незащищенных растительным покровом – на открытых берегах крупных водоемов, в полупустынях и пустынях, горных областях.

Основная арена геологической деятельности ветра – пустыни, т.е. территории с засушливым климатом, резкими суточными и сезонными колебаниями температуры воздуха, практически лишенные растительности. Пустыни в основном приурочены к поясу субтропиков и тропиков. Они распространены на всех континентах. Самая крупная пустыня земного шара – Сахара в Северной Африке. Ее площадь составляет 8,8 млн. км<sup>2</sup>. Для сравнения: Аравийская – 0,85, а Каракумы (Средняя Азия) – 0,31 млн. км<sup>2</sup>.

По характеру эоловых образований различают следующие основные типы пустынь: песчаные, каменистые, песчано-галечные (щебнистые), глинистые и лессовые. В целом преобладают песчаные пустыни. Остальные типы пустынь обычно представляют отдельные участки песчаных пустынь. Тип пустыни во много определяется геоморфологическими особенностями территории, на которой они возникли. Песчаные пустыни развиваются на древних речных и приморских равнинах, каменистые – в областях низкогорий и мелко-сопочников, песчано-галечные (щебнистые) – на плато, лессовые – в предгорьях.

## 14.2. Денудационная деятельность ветра

Разрушительная работа ветра прямо зависит от его скорости и проявляется в форме дефляции (лат. «дефляцио» – выдувание) и корразии (лат. «корразию» – обтачивание).

В процессе дефляции ветер подхватывает рыхлые продукты выветривания или отрывает частички слабосцементированной породы, унося их в направлении своего движения. Переносимые ветром песчинки бомбардируют встречающиеся на пути воздушного потока преграды, производя корразию горных пород (истирание, сглаживание, высверливание).

Дефляция и корразия действуют на горные породы избирательно в зависимости от их физико-механической устойчивости. В обнажениях участки, сложенные более прочными породами, выделяются положительными скульптурными формами (выступами, буграми, карнизами), а в менее прочных породах возникают борозды, ямки, ниши (рис. 14.1). Разрушение скальных пород производится главным образом за счет корразии. Часто корразия приводит к образованию эоловых пещер и останцов причудливой формы (грибообразных, в виде столбов, арок и т.п.).

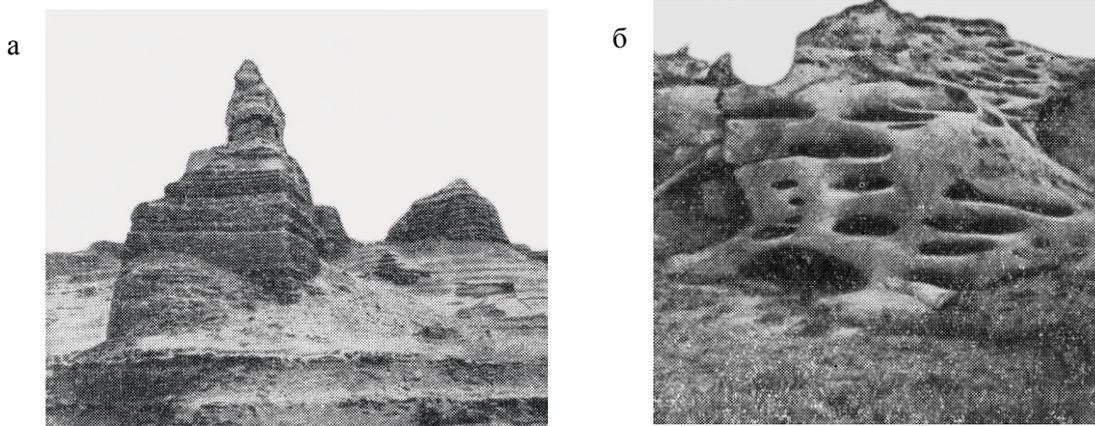


Рис. 14.1. Некоторые формы ветровой эрозии в пустынях Китая.

По В.А.Обручеву (а) и В.И. Серпухову (б)

а – останец «Памятник», б – ниши выдувания в песчаниках

Основной денудационный эоловый процесс – дефляция. Особенно активно она проявляется в каменистых пустынях низкогорий и мелко-сопочников, а также в песчано-галечных (щебнистых) пустынях мезо-кайнозойских плато. Эти пустыни покрыты развалами камней и щебнистым материалом. Мелкие обломочные частицы (пыль и песок) были выдuty и унесены ветром. В каменистых пустынях встречаются также участки голых остроугольных скальных выступов разнообразной формы.

Обнаженная поверхность скал и обломков горных пород, независимо от их состава и первоначальной окраски, покрыта «пустынным загаром» – тонкой (0,5-5 мм) темно-коричневой до черного цвета коркой, образованной вследствие попеременного увлажнения и высыхания пород в условиях пустыни. Эта корка состоит в основном из окислов железа (до 36%), и марганца (до 30%), примеси глинозема (до 9%) и кремнезема (до 8,5 %).

В крупных пустынях Африки, Средней Азии и Аравии в понижениях рельефа иногда возникают вихревые потоки ветра, вызывающие локальную дефляцию, которая приводит к образованию впадин выдувания. Примером может служить впадина Каттара площадью 18 тыс. км<sup>2</sup> и глубиной 134 м ниже уровня моря в Ливийской пустыне (Северная Африка).

Дальность переноса и количество переносимого материала зависит от силы ветра и крупности взвешенных в воздушном потоке частиц. Небольшие камешки и песчинки передвигаются под действием ветра в основном скачкообразно над поверхностью земли. Даже во время песчаных бурь песок поднимается на высоту не более 2-2.5 м, перемещаясь наподобие снежной поземки. Постепенно под действием периодически возникающих ветров пески могут перемещаться в итоге на значительные расстояния (до 500-800 км). Только смерчи (торнадо) способны поднять на большую высоту сравнительно большую массу песка и щебня и сразу перенести ее на расстояние до первых сотен километров. Пыль переносится даже слабым ветром, а пыльные бури перемещают на большие расстояния огромные ее массы. В 1863 г. на Канарских островах выпало около 10 млн. т. пыли, занесенной из пустыни Сахара.

### 14.3. Аккумулирующая деятельность ветра

Переносимый ветром обломочный материал (пыль и песок) в конечном итоге отлагается на суше или в водных бассейнах. Особенно интенсивно образование эоловых отложений происходит в аккумулятивных пустынях – песчаных, глинистых и лессовых.

*Песчаные пустыни* отличаются особой формой рельефа – барханами, которые представляют собой асимметричные холмы (рис. 14.2). Барханы возникают у какого-либо препятствия (камня, куста саксаула и т.п.), а затем постепенно формируются их наветренный и подветренный склоны. Высота барханов обычно составляет 1-15 м, но иногда достигает до 30 м и более. Барханы объединяются в цепи или гряды, ориентированные перпендикулярно направлению ветра. Длина таких гряд достигает 20 км при ширине 1 км. Расстояние между грядами обычно составляет 1,5-2 км. При формировании песчаных эоловых отложений на морских побережьях образуются дюны – удлиненные холмы с округлой вершиной. Высота дюн – 1-10 м и более. Высота крупных дюн в Сахаре достигает 500 м. На поверхности наветренных склонов барханов и дюн образуется мелкая эоловая рябь (см. рис. 14.2).

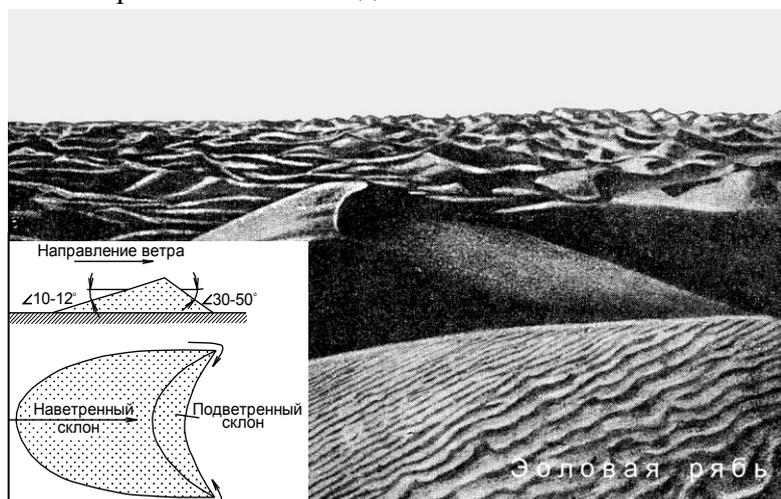


Рис. 14.2. Барханы пустыни Сахара.  
По В.А. Обручеву  
На врезке показана схема  
строения бархана

Барханы и дюны обычно перемещаются по господствующему направлению ветра. Такое перемещение является результатом переноса песка с наветренной стороны к гребню бархана (дюны), с которого песок скатывается вниз. Скорость перемещения барханов (дюн) в различных регионах земного шара колеблется от 1-2 до 27 м в год. В разрезе эоловых песков часто наблюдается неправильная косая слоистость, обусловленная многократными изменениями ветрового режима (рис. 14.3).

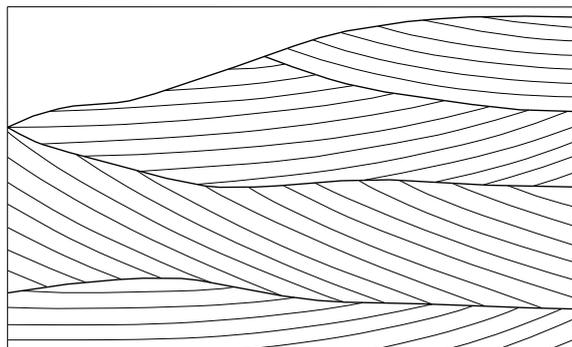


Рис. 14.3. Косая слоистость в эоловых песках

Глинистые пустыни расположены по краям или очагами внутри песчаных пустынь. Для них характерны т а к ы р ы – неглубокие плоские котловины (временные озера), покрытые в период, когда из них полностью испаряется вода, глинистой коркой, расчлененной на полигональные плитки (рис. 14.4). К глинистым относятся также солончаковые пустыни. Свое название они получили от слова «с о л о н ч а к», означающее понижение в рельефе или дно высохшего временного озера, покрытого глинистой коркой и слоем соли. Солончаки возникают в условиях близповерхностного залегания соленых грунтовых вод.

Лёссовые пустыни чаще всего располагаются в предгорных районах по периферии каменистых пустынь. Они покрыты лёссом или суглинками, которые образованы из частиц, выдуваемых ветром из каменистой пустыни или намытых водой из прилегающих к ней гор.

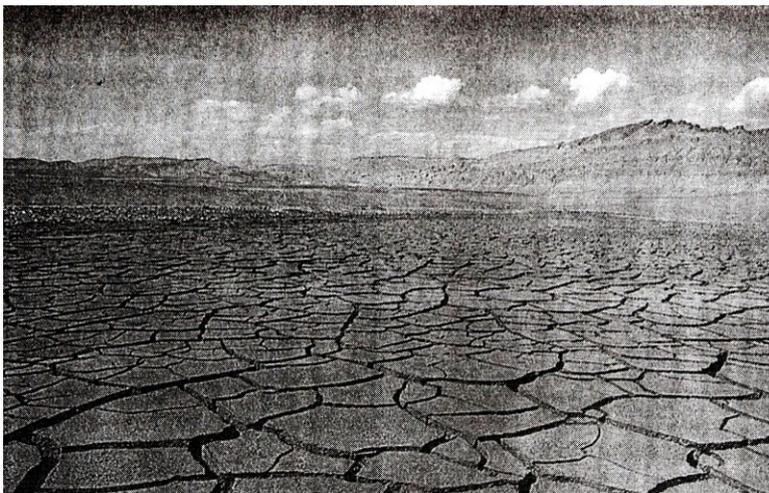


Рис. 14.4. Такыр.  
По Н.В.Короновскому

Л ё с с представляет собой светло-желтый алеврит, сильно пористый, неслоистый. Преобладающий размер частиц, слагающих лёсс, 0,05-0,01 мм. Он состоит из кварца и силикатов (27-90%), глинозема (4-20%) и углекислого кальция (>6%). В обнажениях лёсс часто образует в вертикальные стенки.

Лёссовые пустыни обычно характеризуются расчлененным рельефом. Поверхность их покрыта густой сетью рытвин и оврагов, возникающих под действием ветровой эрозии и временных водных потоков. Такие особенно сильно расчлененные участки лёссовых пустынь часто встречаются в предгорьях Средней Азии, где они называются адырами. А д ы р ы возникают в результате вовлечения древних предгорий в неотектонические поднятия, что приводит к усилению водной и ветровой эрозии. Аналогом адыров в других регионах земного шара являются территории, получившие название б е д л е н д (англ. bad lands – дурные земли).

## Глава 15. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

Поверхностные текучие воды являются самым мощным из всех экзогенных факторов. Эти воды образуются из атмосферных осадков, при таянии снега и ледников, а также при выходе на земную поверхность подземных вод. Суммарное количество воды, ежегодно стекающей с континентов в Мировой океан, достигает 37 тыс. км<sup>3</sup>. Различают временные водные потоки, действующие только в период дождей или таяния снега, и постоянные, или реки. Геологическая работа тех и других существенно различается по форме и масштабам проявления.

### 15.1. Геологическая деятельность временных водных потоков

По характеру воздействия на горные породы, выходящие на земную поверхность, временные водные потоки делятся на площадные и русловые.

*Временные площадные водные потоки* растекаются по плоским склонам в виде сплошного тонкого слоя воды или сети многочисленных мелких струй.

Разрушительная деятельность площадных потоков, называется *плоскостным смывом*. Он заключается в вымывании и сносе рыхлого материала с возвышенных участков к основанию склона. Образующиеся в результате этого процесса отложения называются *делювием*.

Скорость площадного смыва прямо зависит от объема стекающей воды и крутизны склона. Затрудняет площадный смыв растительный покров на поверхности склонов. Эрозионная деятельность воды при площадном смыве проявляется только во время дождей и таяния снегов. Транспортировка материала производится на небольшие расстояния, поэтому для делювия характерна слабая окатанность обломков и плохая отсортированность материала по их величине.

В районах развития неравномерного выветривания прочных горных пород в результате плоскостного смыва рыхлых продуктов выветривания на фоне выровненного рельефа земной поверхности образуются груды валунов или многочисленные скальные останцы пород (рис. 15.1).

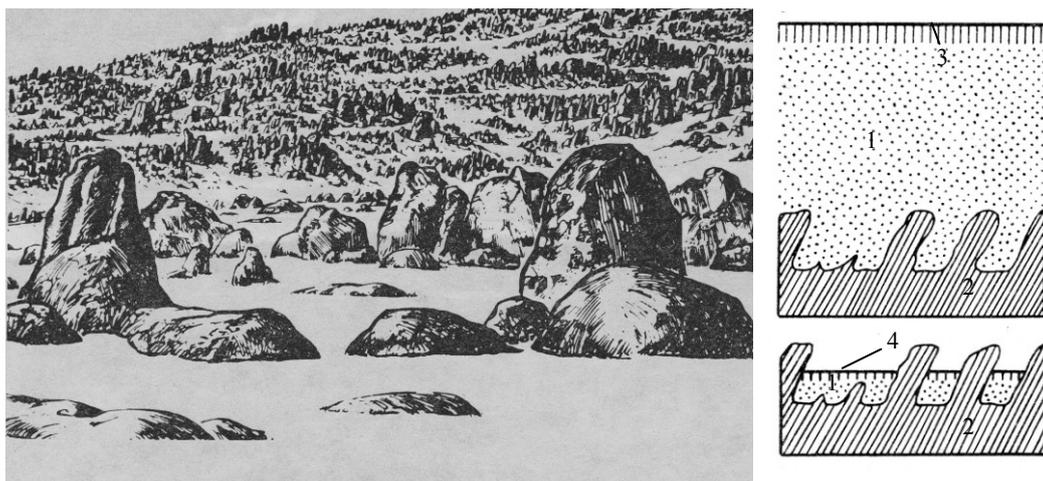


Рис. 15.1. Скалы района Стоунхенге (Зимбабве) и схема, поясняющая их происхождение.

По Е.Аккерману

1 – элювий, 2 – коренные породы; положение дневной поверхности до (3) и после (4) плоскостной эрозии

*Временные русловые водные потоки* образуют сравнительно небольшие эрозионные формы с v-образным поперечным сечением русла: борозды (глубиной до 0,5 м), рыт-

вины (до 1-2 м) и промоины (до 3-5 м). Промоины при дальнейшем развитии переходят в овраги с более разработанным профилем русла. Овраги характерны для возвышенно-равнинных пространств, особенно для областей развития легко размываемых рыхлых пород, где они образуют сложные ветвящиеся системы. Со временем борта оврагов выполаживаются, покрываются растительностью, а сами овраги превращаются в широкие лога и балки. Если не принимать защитных мер, быстро развивающаяся система оврагов может вывести из сельскохозяйственного оборота большие площади пахотных земель.

Рыхлые отложения временных русловых потоков, слагающие конусы выноса у подножия склонов, называются *п р о л ю в и е м*.

В пустынях под воздействием временных русловых потоков иногда образуются характерные формы рельефа – *в а д и* (арабск.), представляющие собой долины с крутыми склонами и крутым, почти отвесным замыканием. Важную роль играют временные русловые потоки в формировании адыров и вообще бедлендов на пустынных и полупустынных территориях, сложенных лессом и суглинками.

В горных районах разрушительная деятельность временных русловых потоков имеет свои особенности. В результате интенсивного таяния снега и льда в летние периоды и обильных атмосферных осадков в горах периодически возникают сели – грязекаменные потоки, в которые вовлекаются мощные склоновые осыпи обломочного материала. Возникновение крупных селей может быть спровоцировано землетрясениями и вулканическими извержениями. Сели часто приводят к катастрофическим разрушениям и гибели людей.

## 15.2. Геологическая деятельность рек

Реки питаются атмосферными осадками, водами озер, болот, тающих ледников и подземными водами. Каждая река вместе со своими притоками питается с определенной территории – *в о д о с б о р н о г о б а с с е й н а*. Бассейны смежных рек разделены *в о д о р а з д е л а м и*.

Основные параметры, характеризующие реки: протяженность, площадь водосборного бассейна и среднегодовой расход воды (масса воды, переносимой рекой в единицу времени).

Самая протяженная река мира – Нил (6695 км), в России – Обь и Иртыш (5411 км). Самой большой площадью бассейна обладает Амазонка (7000 км<sup>2</sup>), а в России – Обь (2930 км<sup>2</sup>). Амазонка является также самой мощной рекой в мире по среднегодовому расходу воды (120000 м<sup>3</sup>/с). В нашей стране наибольший расход воды имеет Енисей – 17400 м<sup>3</sup>/с.

Для рек характерно связанное с сезонным увеличением или уменьшением количества воды чередование в течение года повышения уровня воды (*п а в о д о к* или *п о л о в о д ь е*) и длительного низкого стояния уровня воды (*м е ж е н ь*). В реках со снеговым питанием половодье наступает весной, а межень – зимой и летом. На реках с ледниковым питанием половодье наблюдается летом. В половодье скорость воды увеличивается в несколько раз, поэтому наиболее активная геологическая деятельность рек проявляется именно в этот период. Максимальная скорость потока наблюдается в наиболее глубокой части потока, называемой *с т р е ж н е м*. У берегов на мелководье скорость потока значительно меньше.

В зависимости от характера рельефа реки делятся на равнинные и горные. *Р а в н и н н ы е* реки текут в неглубоких широких долинах, заполненных легко размываемыми отложениями. Для них характерны малые уклоны русел и спокойное течение. *Г о р н ы е* реки текут в глубоких и узких долинах, ложе которых часто представлено коренными породами или крупнообломочным материалом. Они характеризуются большими уклонами русла, быстрым течением, частыми порогами и водопадами. Независимо от типа реки в ней принято выделять три части: верхнее течение (верховье, примыкающее к истоку), среднее течение и нижнее течение (низовье), заканчивающееся *у с т ь е м* – местом впадения реки в какой-либо водоем.

**Денудационная деятельность рек.** Движение воды в реках преимущественно турбулентное (беспорядочное, вихревое), что является основной причиной размывания дна и стенок русла. Степень турбулентности потока, а, следовательно, его разрушающая сила, прямо зависит от скорости течения. Поэтому быстротекущие горные реки за сравнительно короткое время способны прорезывать даже в крепких горных породах глубокие ущелья и каньоны.

Разрушение ложа рек происходит вследствие в о д н о й к о р р а з и и (механического истирания и царапания влекаемыми водой обломками) и растворения горных пород.

В гидродинамически активной среде водных потоков обломки крепких скальных пород вследствие удара о дно реки и соударения друг с другом окатываются, превращаясь в валуны и гальку, и постепенно разрушаются до более мелких (песка и глины), почти мономинеральных фракций.

Механическая работа текущей воды зависит от скорости течения, которая прямо пропорциональна уклону ложа потока и массе воды в потоке. Различные по прочности породы начинают размываться при разной скорости движущейся воды: глинистые – при 0.15 м/с, песчаные – при 0.3-0.4 м/с, слабосцементированные конгломераты – при 1.0-1.2 м/с, слюдяные сланцы – при 1.5-1.8 м/с, габбро и сиениты – при 3.0-3.2 м/с. Переносимый во взвешенном и влекомом состоянии обломочный материал называется т в е р д ы м с т о - к о м водного потока.

Речной сток, кроме твердого материала, несет растворенные в воде минеральные вещества. Общая минерализация речных вод колеблется в зависимости от климатических условий от 0.05 г/л до 5 г/л. Воды большинства рек нашей страны слабо минерализованы (0.05-1 г/л) и по составу растворенных солей гидрокарбонатные. В засушливых областях Прикаспия и Казахстана некоторые реки имеют сульфатно-хлоридный состав вод и минерализацию до 5 г/л. В речных водах содержатся также органические вещества и живые организмы – водоросли, моллюски и др.

Реки осуществляют грандиозную по своим масштабам денудационную деятельность. Например, ежегодный твердый сток Волги составляет 40-50 млн.т., Аму-Дарья – 217 млн. т., а Амазонки – 1000 млн.т. Не менее значителен перенос растворенного в воде минерального вещества: Волга – 46.5 млн.т., Аму-Дарья – 17.7 млн.т. В значительном количестве реками переносится органическое вещество. Например, Волга ежегодно выносит 16.2 млн.т. органического материала.

Различают глубинную и боковую эрозию под воздействием водного потока. *Глубинная (донная) эрозия* – размыв и углубление ложа реки (врезание реки в породы дна). Предельный уровень углубления русла реки в ее устье называется б а з и с о м э р о з и и. Уровень Мирового океана является общим, или главным базисом эрозии. Существуют также местные базисы эрозии – уровни водосборных бассейнов. Например, для ручьев и небольших рек это уровень реки или озера, в которые они впадают.

Глубинная эрозия распространяется от низовьев реки вверх против течения (рис. 15.2).

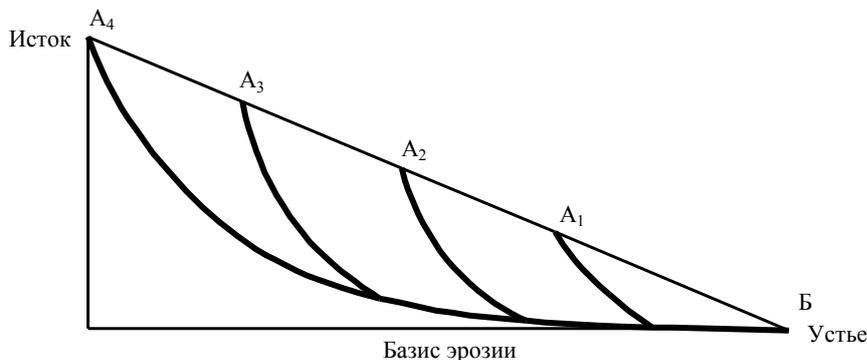


Рис. 15.2. Выработка продольного профиля реки. Утолщенные кривые А<sub>1</sub>Б, А<sub>2</sub>Б, А<sub>3</sub>Б, А<sub>4</sub>Б – продольные профили реки в последовательности их формирования

Со временем река вырабатывает продольный профиль своего ложа в виде плавной вогнутой кривой, более крутой в верховье реки и выполаживающейся к базису эрозии.

Продольный профиль ложа реки, по достижению которого на всем ее протяжении глубинная эрозия прекращается, называется профилем равновесия реки. При постоянных высотах устья и верховья реки ее русло не может быть глубже профиля равновесия, так как все, что над ним возвышается, будет срезано эрозией, а переуглубленные участки засыпятся осадками.

Быстрота врезания русла реки зависит от ее расхода воды и от прочности размываемых пород. Чем многоводнее река, тем быстрее она углубляет долину. В рыхлых породах этот процесс идет быстро. Несколько медленнее река врезается в глинистые сланцы, слабосцементированные песчаники и другие породы относительно небольшой прочности. Очень трудно размываются прочные магматические и метаморфические породы (граниты, габбро, гнейсы и др.).

Выходы таких пород часто надолго задерживают глубинную эрозию вверх по водотоку, создавая временный базис эрозии. В таких участках водотока образуются *п е р е к а т ы* (пороги) – ступенчатые перепады уровня речного стока, или *в о д о п а д ы* – уступы, с которых вода падает вниз. Различают несколько типов водопадов: ниагарский, каскадный и карельский.

На водопадах ниагарского типа вода низвергается широким фронтом. Их ширина равна или больше высоты. Наибольшую ширину (2,7 км) имеет водопад Игуасу на р.Паране в Южной Америке. Каскадные водопады характеризуются сравнительно узкой струей воды, разбивающейся на ряд каскадов, соответствующих отдельным уступам. Высота каскадных водопадов нередко составляет сотни метров. Самым высоким (979м) является водопад Анхель в Венесуэле. Карельский тип водопадов представляет собой крутой (до 40°) участок русла на протяжении от нескольких метров до 1-2 км.

В основании перекатов (порогов) и водопадов образуются водовороты, вырывающиеся в дне реки ямы. Иногда крупные валуны и галька, приводимые во вращение падающей водой, «высверливают» в основании водопадов узкие колодцы цилиндрической или конической формы, получившие название *э в е р з и о н н ы х к о т л о в* (лат. «эверзио» – разрушение).

*Боковая эрозия* заключается в подмыве основания склонов речной долины. Боковая эрозия приводит к расширению долины, возникновению у нее плоского дна, образованию и развитию речных изгибов или *меандров* (по названию извилистой реки Меандр в Малой Азии). По мере приближения к профилю равновесия реки глубинная эрозия все больше замедляется и начинает преобладать боковая эрозия. Течение потока, отразившись от подмываемого берега, отклоняется в противоположную сторону. На возникшем изгибе стрелня образуются системы поперечных циркуляций воды. В результате последовательного отражения потока то от одного, то от другого берега реки возникает целая серия сопряженных изгибов. Постепенно они разрастаются и в отдельных из них во время паводка происходит прорыв шейки. В результате этого русло реки спрямляется, а отшнурованный от нее изгиб превращается в подковообразное озеро – *с т а р и ц у* (рис. 15.3).

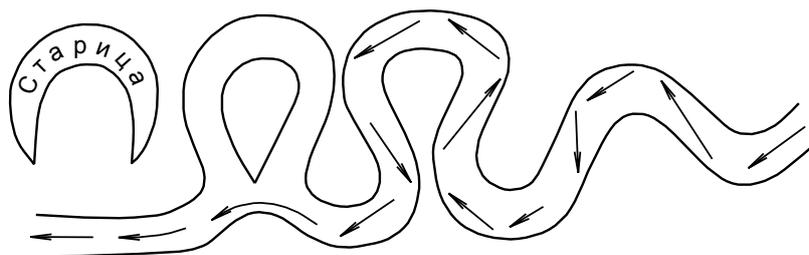


Рис. 15.3. Преобразование прямолинейного русла с возникновением меандр и отшнурыванием стариц. По М.М. Жукову

На боковую эрозию рек влияет кориолисово ускорение, определяющее отклонение движения тел на поверхности вращающейся сферы. Горизонтальная составляющая кориолисова ускорения (к о р и о л и с о в а с и л а) всегда направлена в северном полушарии вправо по отношению к движению, а в южном – влево, причем независимо от направления движения тела (вдоль меридиана, вдоль параллели или диагонально к ним). Кориолисова сила изменяет направление ветра и морских течений (рис. 15.4). Под ее влиянием в северном полушарии нашей планеты более интенсивно подмывается правый берег, а в южном – левый. Наиболее заметное влияние кориолисова сила оказывает на боковую эрозию больших рек, суммарное перемещение русел которых за многие тысячелетия может достигать десятков километров.

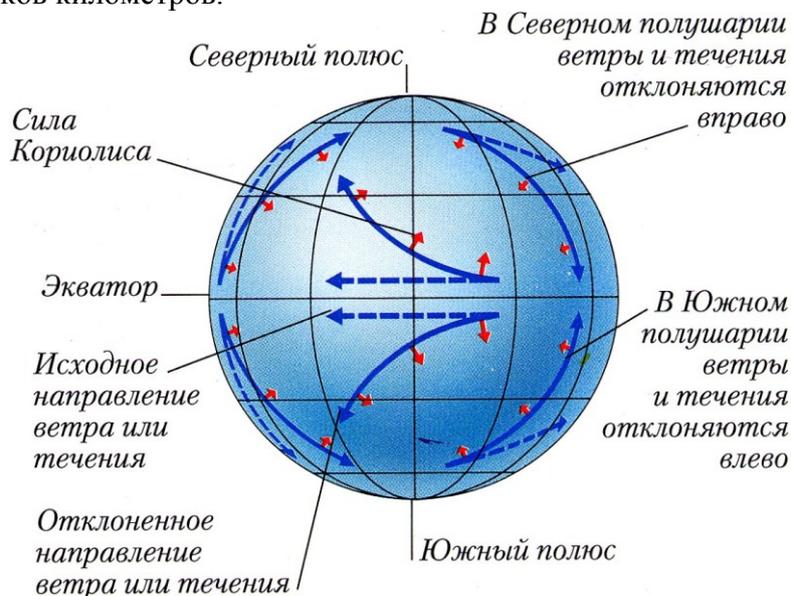


Рис. 15.4. Схема действия кориолисовой силы

**Стадии развития рек.** В деятельности рек выделяются три стадии (морфологической молодости, зрелости и старости), постепенно сменяющиеся по мере выполаживания уклона русла. В совокупности эти стадии образуют эрозионный цикл.

Стадия морфологической молодости характеризуется преобладанием глубинной эрозии, в результате чего поперечный профиль русла приобретает v-образный характер. Стадия морфологической зрелости начинается со смены глубинной эрозии на боковую эрозию. Постепенно русло реки расширяется, приобретая u-образный профиль, и становится извилистым. Стадия морфологической старости наступает при достижении потоком продольного профиля равновесия, когда образуется широкая речная долина, эрозионные процессы затухают и начинает преобладать аккумулятивная деятельность рек. Эрозионный цикл завершается выравниванием водораздельных пространств и превращением их в п е н е п л е н (почти равнину).

Большинство рек проходит все стадии эрозионного цикла. В отдельных случаях все стадии можно наблюдать у одной реки. Например, Терек, в верховье переживает стадию морфологической молодости, в среднем течении – стадию зрелости, а в низовье река приближается к стадии старости.

В результате тектонических движений может произойти увеличение разности уровней истока и базиса эрозии, что приведет к о м о л о ж е н и ю реки – возобновлению глубинной эрозии и врезанию в старую разработанную долину нового узкого и глубокого русла. Каждое омоложение реки вызывает новый цикл эрозии. Вследствие омоложения реки образуются н а д п о й м е н н ы е т е р р а с ы – неразмытые остатки прежнего dna долины в виде уступов, возвышающихся в несколько ярусов над современной п о й м о й (пойменной террасой) – частью речной долины, заливаемой в половодье (рис. 15.5).

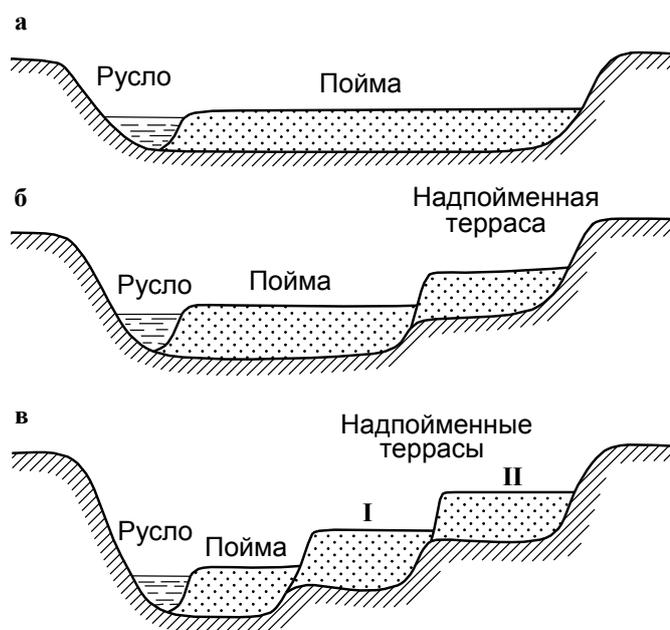


Рис. 15.5. Образование надпойменных террас при омоложении рек  
 а – первый цикл эрозии; б – первое омоложение, завершение второго цикла эрозии; в – второе омоложение, завершение третьего цикла эрозии

**Аккумулятивная деятельность рек.** Геологическая работа рек завершается отложением (аккумуляцией) переносимого материала. Этот процесс идет одновременно с водной эрозией и переносом минерального вещества. Одна его часть выносится реками в морские и озерные бассейны, а другая – задерживается в речных долинах. Максимальные масштабы процесса аккумуляции характерны для стадии морфологической старости рек.

Отложения речных долин называются аллювием. Гранулометрический и минеральный состав, структурно-текстурные особенности аллювия зависят от гидродинамической активности рек, характера размываемых пород и геоморфологических условий. Для горных рек характерен грубообломочный материал с преобладанием галечника, полимиктовый состав и слабая сортировка материала, отсутствие четкой слоистости. Аллювий равнинных рек более однородный по минеральному составу, с крупной косою слоистостью. Вниз по течению реки крупность обломочного материала уменьшается и повышается степень его сортировки.

Различают три основные фации аллювия: русловую, пойменную и старичную. Русловой аллювий образует отмели, острова и косы (невысокие валы, выступающие над поверхностью воды). Они сложены хорошо промытым, ритмично сортированным песком с крупной косою слоистостью. В толще этого песка могут быть прослои илистого материала, накопленного в межень. Пойменный аллювий формируется в половодье. Для него характерна меньшая сортировка песчано-алевритовых осадков со слоистостью ряби волнений и течений. Старичный аллювий формируется в отмерших руслах рек и по своим особенностям близок к озерным отложениям.

Основная масса аллювия представлена пойменными отложениями. Пойма молодых рек состоит из аллювия, перемещаемого вниз по течению. В долинах зрелых и особенно старых рек материал поймы почти не перемещается вниз по течению, но подвергается многократному перемыванию и переотложению в связи с миграцией русла реки.

В аллювиальных отложениях иногда встречаются скопления ценных минералов (алмаза, платины, золота, касситерита, вольфрамита и др.), образующих россыпи. Источником ценных минералов являются разрушенные водной эрозией их коренные месторождения, а также горные породы, содержащие такие минералы в качестве аксессуаров.

**Дельты и эстуарии.** В месте впадения реки в море или открытый океан условия осадконакопления отличаются от обычных долинных. Здесь происходит быстрое накопление больших масс речных отложений. Этому способствует резкое падение скорости течения, а также смешивание соленых и пресных вод, вызывающее коагуляцию коллоидных

растворов. Вместе с тем воздействие волновых и приливно-отливных движений приводит к преобразованию части аллювия в типичные морские осадки.

Различают три основных типа устьев: 1) нормальное, когда река при впадении сохраняет приблизительно ту же ширину, что и в нижнем течении; 2) дельта – расширенное в сторону моря (свое название получило по сходству с греческой буквой Δ); 3) эстуарий – глубоко вдающееся в сушу в виде залива. Рассмотрим наиболее интересные в геологическом отношении типы устьев: дельту и эстуарий.

**Д е л ь т а** – участок побережья, отвоеванный рекой у моря, сложенный преимущественно аллювиальными отложениями, лишь по окраине перемытыми морем. Надводная часть дельты представляет собой равнину, слабо наклоненную к морю и изрезанную рукавами реки. Подводное продолжение дельты называется **а в а н д е л ь т о й**.

Дельты образуются при условии, что приливно-отливные движения и течения морского бассейна сравнительно слабые, а твердый речной сток большой. Аллювиальные отложения дельт обычно представлены галечниками, песками, глинами, реже карбонатными осадками. В строении дельтовых отложений выделяются три горизонта: верхний, сложенный почти горизонтальными слоями грубообломочного материала; средний – косослоистый, в котором слои содержат более тонкозернистый материала и наклонены в сторону моря; нижний – горизонтально слоистый. Дельты крупных рек занимают большие площади суши. Например, дельта Миссисипи – 32 тыс. км<sup>2</sup>, Нила – 22 тыс. км<sup>2</sup>, а Волги – 18 тыс. км<sup>2</sup>.

**Э с т у а р и й** образуется на тех участках земной коры, которые испытывают или испытывали в недалеком прошлом прогибание. Вследствие этого долина реки оказывается отчасти затопленной водой и река соединяется с морем узким заливом – эстуарием. Если скорость опускания участка земной коры, на которой расположен эстуарий, и скорость накопления осадков в эстуарии уравниваются, он заполняется осадками. В результате появляются острова, с увеличением площади которых эстуарий разделяется на несколько слабо связанных между собой водоемов – **л и м а н о в**. Многие крупные реки имеют эстуарии: Днепр, Днестр, Буг, Эльба, Конго, Янцзы, Амазонка и др.

В древних аллювиальных отложениях дельт и эстуариев известны крупные хемогенные месторождения бурых железняков (например, Аятское и Лисаковское в Республике Казахстан). Источником железа для таких месторождений являлась кора выветривания коренных железорудных месторождений, расположенных на площади водосборного бассейна палеореки. Растворенное в пресной речной воде железо осаждалось в виде гидроксидов при слиянии ее с соленой морской водой.

## Глава 16. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды представляют собой часть гидросферы Земли. Они являются предметом изучения особой ветви геологической науки – гидрогеологии. Подземные воды – важнейшая составляющая круговорота воды в природе. Они активно участвуют в экзогенных преобразованиях состава и строения верхней части земной коры. Пресные подземные воды – ценное полезное ископаемое, значение которого для человечества в связи с неизбежным техногенным загрязнением поверхностных водоемов с каждым годом возрастает. Подземные воды представляют собой мощный осложняющий фактор при освоении месторождений полезных ископаемых, строительстве и эксплуатации крупных инженерных сооружений.

### 16.1. Происхождение, химическое и физическое состояние подземных вод, основные гидрогеологические свойства пород

**Происхождение подземных вод.** Основная масса подземных вод образуется в результате инфильтрации (просачивания вглубь толщи горных пород) атмосферных осадков, талых вод, а также вод рек, болот, озер и морей. Такая вода называется инфильтратом. Часть подземных вод является продуктом конденсации водяных паров в порах и трещинах горных пород (конденсационная вода). Некоторое количество воды, содержащейся в захороненных рыхлых осадках, остается в образованных из них осадочных породах (сингенетическая, или реликтовая вода). В формировании подземных вод участвует метаморфогенная вода, образованная в результате дегидратации осадочных и магматических пород при их метаморфизме, и так называемая ювенильная (лат. «ювенилис» – юный) – первичная эндогенная вода магматического происхождения.

Формально к подземным водам относятся и эндогенные гидротермальные растворы. Чтобы различать их от подземных вод, являющихся предметом изучения гидрогеологии, Э.Зюсс в 1902 г. предложил понятие «вадозная вода» – образованная в пределах земной коры без участия эндогенной воды, которая еще не включилась в круговорот воды на поверхности Земли. Эндогенная вода, достигшая земной поверхности или оставшаяся в земной коре после завершения магматических и гидротермальных процессов, становится вадозной.

**Химическое и физическое состояние подземных вод.** Вода в горных породах присутствует в различных физико-химических состояниях: химически связанном, физически связанном и несвязанном. *Химически связанная вода* (кристаллизационная и гидратная) входит в состав минералов. Кристаллизационная вода входит непосредственно в кристаллическую решетку минералов в постоянном количестве (например, гипса –  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Гидратная (или цеолитная) вода не участвует в строении кристаллической решетки минералов и находится в минералах в непостоянном количестве. Типичная гидратная вода содержится в опале ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). При нагревании до определенной температуры кристаллизационная вода может перейти в свободное состояние.

*Физически связанная вода* (гигроскопическая, пленочная и капиллярная) удерживается на поверхности частиц, в мельчайших порах и трещинах породы молекулярными силами притяжения или поверхностного натяжения и не способна передвигаться под влиянием силы тяжести. Гигроскопическая вода обволакивает частицы тонкой одномолекулярной пленкой или располагается на них отдельными мельчайшими каплями. Пленочная вода образует вокруг частиц многомолекулярную пленку. Капиллярная вода заполняет мелкие поры и тонкие трещины, удерживаясь в них силами

поверхностного натяжения. Столбик воды, заполняющий капиллярную пору, ограничен сверху и снизу вогнутыми поверхностями – менисками.

*Несвязанная (гравитационная)* вода находится в капельно-жидком состоянии, заполняет все пустоты и трещины пород, свободно передвигаясь в них под влиянием силы тяжести и образуя скопления и потоки. Геологическая деятельность подземных вод обусловлена главным образом гравитационными водами.

**Гидрогеологические свойства горных пород** определяют поведение содержащихся в них подземных вод. Основные из этих свойств – водопроницаемость, влагоемкость и связанная с ней водоотдача.

**Водопроницаемость** – способность породы пропускать через себя гравитационную воду. Водопроницаемость определяется пористостью и трещиноватостью пород. Степень водопроницаемости характеризуется *коэффициентом фильтрации* ( $K_{\phi}$ ) – скоростью просачивания воды (в м/сут) через породу. По степени водопроницаемости все горные породы обычно разделяют на группы или категории:

- хорошо водопроницаемые (галечники, крупнозернистые пески),  $K_{\phi} > 10$ ;
- водопроницаемые (пески, трещиноватые скальные породы),  $K_{\phi} = 1-10$ ;
- слабоводопроницаемые (мергели, песчаники, супеси),  $K_{\phi} = 1-0,1$ ;
- весьма слабоводопроницаемые (глинистые песчаники, супеси, суглинки),  $K_{\phi} = 0,1-0,001$ ;
- непроницаемые водоупорные (глины, нетрещиноватые скальные породы),  $K_{\phi} < 0,001$ .

**Влагоемкость** – способность горных пород вмещать и удерживать определенное количество воды при данной температуре и давлении. По этой способности выделяют три категории пород:

- влагоемкие – торф, глины, суглинки;
- слабовлагоемкие – мергель, лесс, глинистые пески и песчаники;
- невлгоемкие – магматические, метаморфические и плотные осадочные породы, в том числе трещиноватые.

Различают влагоемкость полную и молекулярную. Полная влагоемкость определяется количеством воды всех видов, содержащейся в породе при условии заполнения всех ее пор. Молекулярная влагоемкость определяется количеством воды, удерживаемой в породе силами молекулярного притяжения. Разность между полной и молекулярной влагоемкостью называют *водоотдачей* породы. Она определяется количеством свободной гравитационной воды, которое можно извлечь из породы. Водоотдача  $1 \text{ м}^3$  горной породы называется *удельной водоотдачей*.

## 16.2. Типы и динамика подземных вод

Подземные воды в горных породах движутся и накапливаются в их порах и трещинах. *Поровые воды* больше характерны для рыхлых и слабо сцементированных пород, *трещинные воды* – для плотных пород различного генезиса. Если воды приурочены к определенному слою пород, их называют *пластовыми*.

Водонасыщенная толща горных пород называется *водоносным горизонтом*. Подстилающие водоносный горизонт породы, слабо пропускающие или совсем не пропускающие воду, называются *водоупором*. Та часть водоносного горизонта, где он насыщается водой – *область питания*, площадь передвижения воды в водоносном горизонте – *область транзита*, а место, где вода выходит на поверхность в виде источников или родников – *область разгрузки*. Областями разгрузки являются овраги, речные долины, озера и моря. Скорость движения подземных вод колеблется от 0,1 до 1 м/сут.

По условиям залегания, питания и движения подземные воды разделяются на почвенные, верховодку, грунтовые и межпластовые (рис. 16.1). Почвенные воды залегают у дневной поверхности и не подстилаются водоупором. Они представлены гигроскопической, пленочной, а во влажные сезоны и капиллярной водой, инфильтрационного и конденсационного происхождения. Глубина зоны почвенных вод изменяется от сантиметров в песках до дециметров и первых метров в глинах. Летом почвенные воды сильно прогреваются и испаряются, а зимой промерзают.

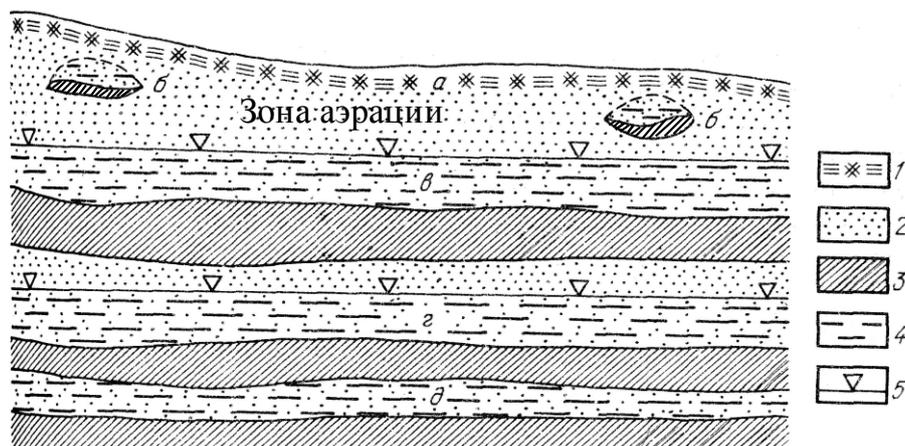


Рис. 16.1. Схема расположения различных типов подземных вод

1 — почвенно-растительный слой; 2 — водопроницаемые породы; 3 — водоупоры; 4 — гравитационная вода; 5 — зеркало грунтовых и безнапорных межпластовых вод; а — почвенные воды, б — верховодка, в — грунтовые воды, г, д — межпластовые воды: г — безнапорные, д — напорные

*Верховодка* — временные скопления инфильтрационной воды над неглубоко залегающими прослоями и линзами водоупорных пород.

*Грунтовые воды* приурочены к первому от поверхности водопроницаемому слою, залегающему на первом от поверхности водоупорном слое. Грунтовые воды питаются со всей площади их распространения за счет главным образом инфильтрации атмосферных осадков. Горизонт грунтовых вод ограничен сверху свободной поверхностью — зеркалом грунтовых вод. Эта поверхность в целом повторяет рельеф местности, поднимаясь в дождливые и понижаясь в засушливые периоды. Во вскрытых горизонт грунтовых вод колодце или скважине вода устанавливается на уровне зеркала — гидростатическом уровне, который обычно измеряется в абсолютных отметках (от уровня моря). Между зеркалом грунтовых вод и земной поверхностью расположена зона аэрации, через которую просачивается атмосферная вода в смеси с воздухом до горизонта грунтовых вод. Постоянно в зоне аэрации присутствует гигроскопическая, пленочная и капиллярная вода. Подъем капиллярной воды выше зеркала грунтовых вод колеблется от 0.02-1.2 м в песках до 3.5-6.5 м в суглинках.

*Межпластовые воды* залегают ниже горизонта грунтовых вод в толще переслаивания водопроницаемых и водоупорных пород. Наличие водоупорной кровли препятствует непосредственному проникновению атмосферных вод с поверхности. Область питания горизонтов межпластовых вод располагается на удалении от мест их залегания (иногда до сотен километров). Из области питания подземные воды стекают по склону водоупора и попадают в межпластовый горизонт данной местности через длительный, иногда измеряемый тысячелетиями, срок.

Различают безнапорные и напорные межпластовые воды. Безнапорные межпластовые воды, как и грунтовые, обладают свободной поверхностью (зеркалом) и характеризуются гидростатическим уровнем (рис.16.2). Горизонты безнапорных вод обычно наблюдаются в условиях расчлененного рельефа, в которых они усиленно разгружаются. Поступающей воды не хватает для полного насыщения водопроницаемых пород до перекрывающего их водоупора.

Напорные межпластовые воды образуются при полном насыщении водой водопроницаемого слоя, залегающего на значительной глубине. У них нет зеркала. В колодце или скважине, вскрывших горизонт напорных вод, вода поднимается выше его кровли на определенную высоту, которая зависит от величины напора (давления) воды. Установившийся уровень воды в выработках, вскрывших напорный горизонт, называется пьезометрическим уровнем (лат. «пьеzo» – давление), а высота столба воды от кровли горизонта до пьезометрического уровня – пьезометрическим напором.

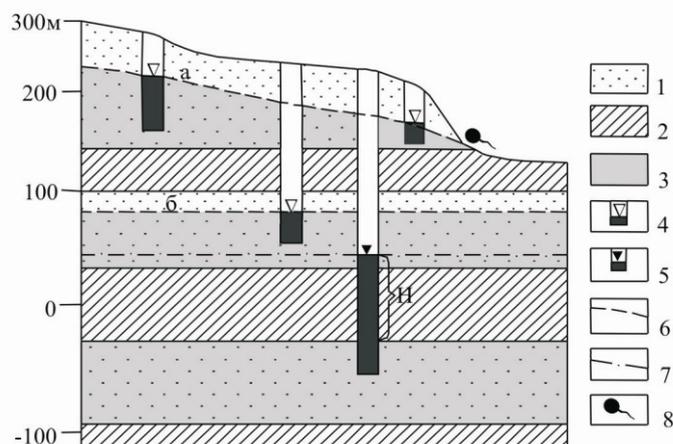


Рис. 16.2. Схематический гидрогеологический разрез

1-2 – породы: 1 – водопроницаемые, 2 – водоупорные; 3 – подземные воды; 4-5 – скважины, столб и уровень воды в них: 4 – гидростатический, 5 – пьезометрический; 6 – зеркало подземных вод (а – грунтовых, б – межпластовых), 7 – пьезометрическая поверхность; 8 – источник (место разгрузки грунтовых вод); Н – пьезометрический напор

Пьезометрический уровень измеряется в абсолютных отметках, а пьезометрический напор – в метрах. Воображаемая поверхность, определяющая величину пьезометрического уровня в любой точке на площади распространения напорного горизонта, называется пьезометрической поверхностью (см. рис. 16.2). Она обычно проходит через область питания и разгрузки напорного горизонта. Если устье скважины, вскрывшей напорный горизонт, расположено ниже этой поверхности, вода из скважины будет самоизливаться или фонтанировать (рис. 16.3).

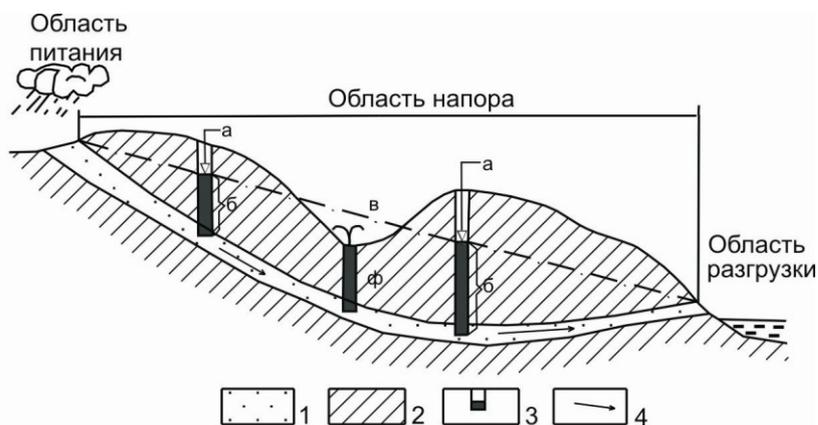


Рис. 16.3. Гидрогеологический разрез напорного водоносного горизонта

1-2 – породы: 1 – водопроницаемые, 2 – водоупорные; 3 – скважины и столб воды в них; 4 – направление стока подземных вод; пьезометрические параметры: а – уровень, б – напор, в – поверхность; Ф – фонтанирующая скважина

Межпластовые напорные воды в обширных по площади горизонтах называются артезианскими водами. Большие скопления таких вод сосредоточены в артезианских бассейнах, которые обычно представлены крупными (поперечником до первых тысяч километров и глубиной до тысячи метров) впадинами, выполненными осадочными слоистыми породами, содержащими межпластовые напорные воды. Артезианские бассейны являются важными источниками водоснабжения.

### 16.3. Температура и химический состав подземных вод

**Температура подземных вод** во многом зависит от глубины их залегания относительно слоя постоянных температур. Неглубоко залегающие грунтовые воды испытывают сезонные колебания температуры, которые по амплитуде несколько меньше сезонных колебаний температуры на земной поверхности.

Глубже, в слое постоянных температур, подземные воды сохраняют неизменную температуру в течение всего года, равную среднегодовой температуре данной местности. В районах с отрицательной среднегодовой температурой вода в этом слое круглый год находится в виде льда, образуя многолетнюю мерзлоту. На территориях с положительной среднегодовой температурой подземные воды указанного слоя не замерзают и зимой.

Ниже слоя постоянных температур подземные воды нагреты выше среднегодовой температуры местности, поскольку начинает действовать тепло, поднимающееся из глубоких земных недр. С увеличением глубины температура подземных вод будет расти в соответствии с геотермическим градиентом для данной местности.

Источники подземных вод, поднимающиеся по трещинам с больших глубин, могут иметь высокую температуру (20-40 и даже до 100°C). Такие воды называются *теплыми*. Обычно они связаны с районами современного вулканизма и тектонической активности, для которых характерен повышенный геотермический градиент.

**Химический состав подземных вод** формируется за счет атмосферных газов (кислорода, азота и углекислого газа), которые заносятся водой в процессе ее инфильтрации, а также в результате обогащения компонентами, которые заимствуются водой из горных пород.

Химический состав подземных вод разнообразен. В них обнаружено 57 химических элементов. Основные химические компоненты вод – ионы ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) и газы (кислород, углекислый газ, водород, аммиак, азот и сероводород). По преобладанию анионов воды делятся на четыре группы: гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные и воды сложного состава – хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и др. В каждой группе по преобладающему катиону выделяют воды кальциевые, натриевые, магниевые и смешанные.

По степени минерализации, выраженной содержанием сухого остатка в г/л, подземные воды делятся на пресные (до 1), солоноватые (1-10), соленые (10-35) и рассолы (>35).

Степень и характер минерализации грунтовых и сравнительно неглубоко залегающих межпластовых вод сильно зависит от климата. В областях с влажным климатом такие воды обычно пресные или слабоминерализованные гидрокарбонатные. Для засушливых областей характерны более минерализованные, солоноватые, а иногда и соленые грунтовые воды, в которых, кроме карбонатов, много сульфатов и хлоридов.

Глубоко залегающие подземные воды с застойным режимом везде сильно минерализованы, независимо от климата. Иногда они образуют концентрированные рассолы, пригодные для промышленного извлечения их них поваренной соли, калийной соли, а также йода и брома.

### 16.4. Геологическая работа подземных вод в обычных условиях

Под обычными понимаются условия, абсолютно доминирующие в верхней части земной коры: преимущественно силикатные горные породы, стандартное давление (близкое к гидростатическому) и температура, соответствующая местному температурному градиенту. В указанных условиях геологическая работа подземных вод заключается главным образом в следующем.

Относительно медленно просачиваясь через горные породы, воды постепенно насыщаются выщелоченными из пород химическими компонентами, т.е. минерализуются.

На путях дальнейшего движения вод из них в определенных условиях (изменение температуры, давления, химизма среды) осаждается минеральное вещество, заполняя пустоты (поры и трещины) горных пород. Этот процесс называется *кольматацией*, а литифицированный продукт заполнения пустот в породах – *кольматантом*.

По вещественному составу кольматант представлен обычно карбонатами (преимущественно кальцитом), кремнеземом (опалом, халцедоном, кварцем) в меньшей степени гидроокислами железа. При заполнении кольматантом порового пространства между частицами рыхлого осадка из него образуются сцементированные породы. Например, пески становятся известковыми, кремнистыми или железистыми песчаниками в зависимости от состава цементирующего их кольматанта.

В отдельных случаях подземные воды откладывают минеральные осадки в местах своего выхода на поверхность земли. Таким образом, возникают скопления *кремнистого туфа* (гейзерита), представляющего собой светлоокрашенную плотную или пористую породу, сложенную опалом; и *известкового туфа* (травертина) – легкой пористой породы, состоящей из кальцита.

Минерализованные подземные воды, обогащенные в зоне выветривания ценными компонентами, просачиваясь вниз, образуют иногда инфильтрационные (водородные) месторождения полезных ископаемых. Наибольшее практическое значение имеют водородные месторождения урана так называемого песчаникового типа. Такие месторождения составляют 28% промышленных запасов урана США. Встречаются они также в Казахстане, Средней Азии и других регионах земного шара.

Подземные воды активно участвуют в формировании коры выветривания, особенно линейного типа, уходящей на глубину в сотни метров. Содержащиеся в горных породах подземные воды снижают устойчивость породных массивов и способствуют развитию экзогенных гравитационных процессов.

Таким образом, в обычных условиях разрушительная работа собственно подземных вод сводится исключительно к выщелачиванию химических компонентов из горных пород, которое сопровождается некоторым увеличением их пористости. Более значимы по масштабам перенос подземными водами минерального вещества в виде растворов и его отложение (аккумуляция) в пустотах горных пород, а также в местах выхода подземных вод на поверхность.

## 16.5. Карст, суффозия и гидровулканизм

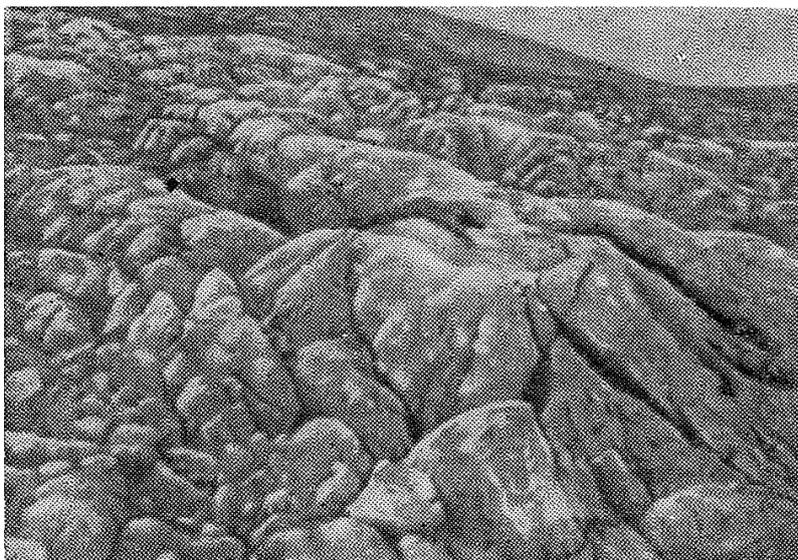
Наряду с рассмотренными выше довольно медленными геологическими процессами со слабо выраженной разрушительной работой, которые характерны для подземных вод в обычных условиях, известны также связанные с подземными водами относительно быстротечные (в геологическом понимании) процессы с ярко выраженным разрушительным эффектом. К таковым относятся карстообразование, суффозия и гидровулканизм. Каждый из них проявляется только в определенной геологической обстановке.

**Карстообразование** (карстификация, карстование) – совокупность процессов растворения скальных горных пород (*каррозия*), их механического разрушения (*эрозия*) и перемещения продуктов коррозии и эрозии подземными водами с образованием в массиве горных пород *карста* – комплекса особых форм рельефа и пустот различного размера и конфигурации. Большое значение в карстообразовании имеет также гравитационное обрушение. Обычно в любой крупной полости при превышении её критического размера начинается обрушение потолка и формирование свода естественного равновесия. Карстообразование как процесс и карст как результат этого процесса характерны только для воднорастворимых пород: хлоридных (каменная и калийная соли), сульфатных (гипс, ангидрит) и карбонатных (известняк, доломит, мел). Хлоридные и сульфатные породы более легкорастворимые, чем карбонатные. Примерное соотношение скоростей растворения

известняка, гипса и каменной соли 1:100:10 000. Из всех пород, подверженных карсту, самыми распространенными являются карбонатные, а среди них – известняки. Термин «карст» происходит от названия известнякового плато в Динарских горах на границе Югославии и Италии.

Различают открытый (обнаженный) карст, когда карстующиеся породы выходят непосредственно на дневную поверхность, закрытый карст – под покровом рыхлых четвертичных пород, и погребенный карст, перекрытый вследствие нисходящих тектонических движений мощной толщей пород. Погребенный («древний») карст обнаруживается горными выработками и скважинами, но ни в рельефе местности, ни в ландшафте практически не отражается. Следует также выделить закрытый карст воднорастворимых пород, залегающих на небольшой глубине под трещиноватыми нерастворимыми породами (алевролитами, песчаниками и т.п.), через которые нисходящие воды свободно проникают в карстующиеся породы.

Основные поверхностные формы карста – карры, воронки, поноры, долины, котловины и поля. Карры – система неглубоких желобков, разделенных гребешками и выступами, возникающие под действием стекающих струй воды. Карры иногда покрывают обширные площади известняковых массивов, образуя карровые поля, придающие ландшафту вид каменистой полупустыни (рис. 16.4.). Карры обычно развиваются вдоль трещин в известняках. По отдельным крупным трещинам на поверхности массива закарстованных пород иногда образуются рвы глубиной до 5-20 м и протяженностью до первых километров.



*Рис. 16.4.* Карровые поля  
в Танненских Альпах.  
По А.Гейму и Р.Арбенцу

В местах пересечения трещин возникают углубления, которые со временем разрабатываются в карстовые воронки. Размер воронок может достигать сотен метров в поперечнике и 20-30 м глубиной. Кроме коррозионных могут быть провальные воронки, образующиеся при обрушении кровли приповерхностных подземных пустот. Водопоглощающие отверстия в породах на дне воронок называются понорами. На земной поверхности поноры выражены зияющими трещинами, дырами и колодцами. С понор начинается сложная система каналов подземной циркуляции воды.

Со временем карстовые воронки расширяются и сливаются вместе, образуя обширные понижения, обычно с крутыми склонами и плоским дном – карстовые долины или котловины. Наиболее крупные из них площадью многие десятки квадратных километров и глубиной до сотен метров называются поля (рис. 16.5). Например, Ливаньско поле в Боснии имеет длину 60 км и ширину 10 км.

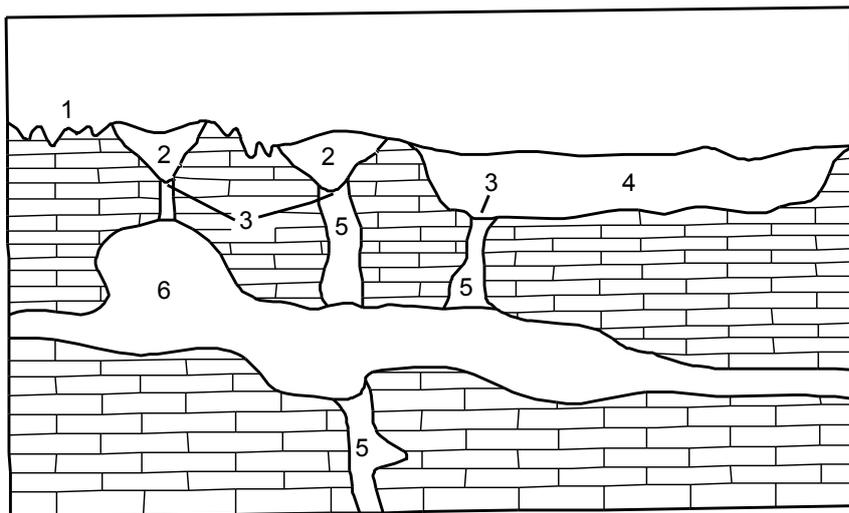
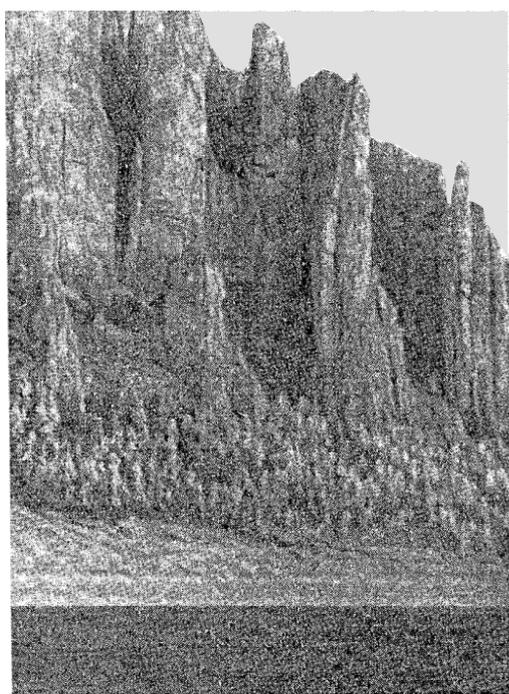


Рис. 16.5. Схематический разрез массива карбонатных пород, подверженных карсту  
 1 – карры;  
 2 – воронки;  
 3 – понор; 4 – полье;  
 5 – шахта;  
 6 – пещера

Кроме описанных выше преимущественно отрицательных форм поверхностного карста, иногда развивается о с т а н ц е в ы й к а р с т в виде возвышающихся над более или менее выровненной поверхностью столбов, пиков, «грибов» и других положительных карстовых форм. Такие формы карста встречаются на открытых массивах карбонатных



пород в тропических областях и каменной соли в Средней Азии и Закарпатье. В ряде случаев поверхностный карст представлен системой останцов в виде столбов, конусов и башен высотой до 100 метров, разделенных углублениями, коридорами и ложбинами. Примером такого карста являются Ленские столбы – береговые уступы р. Лены в 80 км выше г. Якутска (рис. 16.6). Глубина коридоров в карсте Ленских столбов достигает 50-100 м при ширине всего 0,5-2 м. Коридоры ориентированы согласно крупным тектоническим трещинам.

Рис. 16.6. Ленские столбы

Для областей развития карста характерны провалы, сухие (с у х о д о л ы ) или слепые (с замкнутым нижним концом) долины, обусловленные уходом под землю речек и ручьев, в о к л ю з ы (источники, связанные с крупными карстовыми пустотами) и карстовые озера. Ушедшие под землю реки и ручьи, пройдя по системе карстовых ходов, через несколько километров или десятков километров ниже по рельефу вновь появляются на поверхности из пещеры или расщелины в скале.

Подземный карст представлен пустотами различного размера – от пор и мелких cavern до полостей поперечником в десятки метров. Среди полостей выделяют субвертикальные (колодцы, шахты, трубы) и преимущественно горизонтальные (галереи, туннели, залы) формы. Обычно они связаны между собой в сложные системы, получившие название карстовых пещер (см. рис. 16.5). Изучением карстовых пещер занимается специальная наука – спелеология.

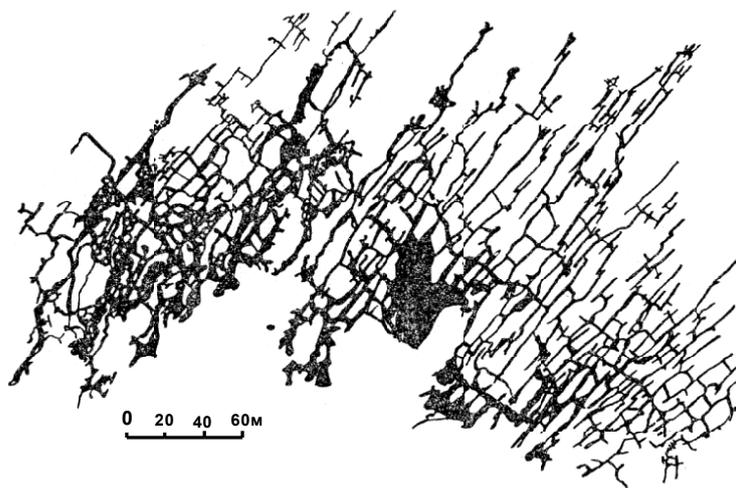
В крупных пещерах карстовые колодцы и шахты иногда достигают до 20 м в поперечнике и до 300 м глубины, а горизонтальные полости образуют целый лабиринт ходов различного сечения – от узких расщелин до огромных залов длиной в сотни метров и высотой до 30 м. Для отдельных пещер характерно этажное развитие систем горизонтальных полостей. Суммарная длина ходов в карстовых пещерах достигает десятков, иногда сотен километров. В одной из наиболее крупных Мамонтовой пещере (США, штат Кентукки) она составляет 560 км. В этой пещере расположено несколько подземных озер и протекают три реки с восемью водопадами, причем подземная гидросеть связана с наземной р. Грин-Ривер.

Глубина хорошо развитого подземного карста, как правило, ограничивается базисом эрозии (уровнем рек и водоемов, в которые под действием гравитационных сил изливаются карстовые воды). В менее проявленной форме карст прослеживается и ниже этого уровня, где вода в породах движется под напором по системе пор и трещин. В целом вниз по вертикали карстообразование постепенно затухает, а карст проявляется только мелкими разобщенными участками повышенной пористости и кавернозности пород.

Фактически установленная глубина зоны карстования карбонатных пород, если она не лимитирована нижней границей их распространения, обычно не превышает первых сотен метров, но в ряде случаев достигает 500-1000 метров и более. Например, самая глубокая карстовая пещера Жан-Бернар (Франция) прослежена на глубину до 1602 м. Погребенный (древний) карст встречается на ещё большей глубине. В Волго-Уральском регионе скважинами вскрывались карстовые полости высотой до 40 м на глубине 2340 м.

На карстообразование основное влияние оказывают следующие факторы: структура массива карстующихся пород, климат, рельеф местности и характер тектонических движений в период карстообразования.

Строение карстовых систем, интенсивность и глубина их развития во многом определяются ориентировкой и особенностями размещения в массиве пород трещин и разрывных нарушений, по которым главным образом осуществляется циркуляция воды. Поверхностные карстовые рвы, расщелины и подземные ходы обычно ориентированы согласно трещинам и разрывным нарушениям (рис. 16.7). Вдоль них прослеживаются цепочки карстовых воронок.



*Рис. 16.7.* Фрагмент плана пещеры Главная в Приднестровье.  
По К.А. Татаринovu  
Карстовые ходы в массиве гипса следуют взаимно перпендикулярным тектоническим трещинам северо-западного и северо-восточного простирания

В полярных районах, зонах многолетнемерзлых пород, сухих степях, полупустынях и пустынях карст развивается слабо. Более широко и интенсивно карстование пород идет в областях умеренного климата. Наилучшим для карстообразования является влажный климат субтропиков и тропиков.

Для начального развития карста наиболее благоприятна ровная с локальными понижениями или слабо наклонная земная поверхность, сдерживающая сток воды и способствующая её просачиванию вглубь массива пород, предрасположенных к карстованию. Вместе с тем интенсивность и глубина карстообразования определяются положением базиса эрозии, т.е. уровнем вреза речных долин в массив карстующихся пород. В целом

наиболее крупные карстовые системы (пещеры) обычно приурочены к приподнятым плато, изрезанным сетью речек и ручьев. При этом максимальное развитие карста как по площади, так и на глубину, наблюдается на склонах и под ложем речных долин.

Наиболее интенсивное растворение карстующихся пород происходит на уровне зеркала грунтовых вод и непосредственно ниже его, где грунтовые воды в результате смешивания с водами зоны аэрации постоянно недосыщены растворимым компонентом. Уровень грунтовых вод, а следовательно и горизонт максимального развития подземных карстовых ходов обусловлена базисом эрозии.

В результате восходящих тектонических движений речная сеть углубляется в массив горных пород, понижается базис эрозии и интенсифицируется карстообразование, захватывая всё более глубокие части массива. Если восходящие движения происходят со значительными перерывами, то каждому перерыву соответствует свой горизонт (этаж) подземных карстовых ходов и в результате возникают многоэтажные карстовые системы. Нисходящие тектонические движения приводят к затуханию карстообразования и формированию на закарстованной территории покрова нерастворимых пород.

Аккумулятивная работа в процессе карстообразования проявляется в отложении на дне карстовых пещер глинистого нерастворимого остатка, обогащенного гидроксидами железа, получившего название *терра-росса* (итал. – красная земля), а также комплекса своеобразных обломочных пород (брекчий обрушения, аллювия карстовых водных потоков и др.). Кроме того, для пещер характерны натечные кальцитовые образования, растущие в виде сосулек с потолка пещеры (*сталактит*) или ее дна (*сталагмит*). Иногда вырастает *сталагнат* – натечная колонна от потолка до дна пещеры.

С различными формами покрытого и погребенного карста связаны месторождения бокситов, бурых железняков, силикатного никеля, глин, россыпей золота, алмазов и многих других видов минерального сырья. Карстовые воды для отдельных районов являются важным источником водоснабжения.

Вместе с тем карстообразование негативно влияет на сельское хозяйство (быстро иссушается почва, территории с интенсивным развитием карста выводятся из сферы земледользования) и строительство (снижается прочность оснований зданий и сооружений). Карст существенно осложняет проведение горных работ, так как закарстованные породы неустойчивые и характеризуются повышенной обводненностью, а из карстовых полостей возможны внезапные прорывы воды в горные выработки с катастрофическими последствиями.

Если карстующиеся породы являются полезным ископаемым или непосредственно вмещают его, то в результате карстообразования ухудшается качество и увеличиваются потери добываемого минерального сырья.

Строительные и горные работы в районах проявления карста проводятся только после детального изучения закономерностей его развития. Безопасность горных работ в массивах закарстованных пород обеспечивается выполнением дорогостоящих дренажных мероприятий и усиленным креплением подземных горных выработок.

**Суффозия** (лат. «суффозио» – подкапывание) – перемещение и вынос нисходящими подземными водами твердых частиц несвязной рыхлой породы. Суффозия чаще всего развивается в лессах, глинах, песках и гравийных грунтах в условиях интенсивной инфильтрации поверхностных вод и большой скорости фильтрационного потока. Такие условия характерны для речных террас, бортов оврагов, котлованов и карьеров.

В результате суффозии на поверхности возникают замкнутые мелкие понижения (блюдца, западины, воронки) диаметром до 10 м и глубиной 0.1-3 м. Постепенно разрастаясь и соединяясь между собой, они иногда образуют целые поля площадью десятки квадратных километров. Глубина развития суффозионных процессов может достигать 30 м.

Широко распространены *карсто-суффозионные* процессы – образование провалов и воронок при выносе из перекрывающих закарстованные породы песчаных и песчано-глинистых отложений рыхлого материала в карстовые пустоты.

Суффозия может развиваться в трещинах скальных горных пород, заполненных несвязным обломочным материалом, и в зоне выветривания этих пород, представленной, как правило, перемежаемостью связного и несвязного материала. Суффозия возникает также при интенсивном осушении водонасыщенных рыхлых грунтов.

Ущерб от суффозии связан с деформациями зданий и сооружений в результате неравномерной усадки пород их основания или появления провалов, а также с резким увеличением водопроницаемости пород, что приводит к большим притокам воды в котлованы или, наоборот, ее потерям в водохранилищах.

**Гидровулканизм.** Это своеобразное геологическое явление связано с деятельностью напорных подземных вод. Наиболее распространенной формой гидровулканизма является грязевой вулканизм – разрушение напорными водами горных пород на глубине и вынос их по субвертикальному каналу на поверхность земли с образованием грязевых вулканов – сооружений, внешне напоминающих магматические вулканы (рис. 16.8).

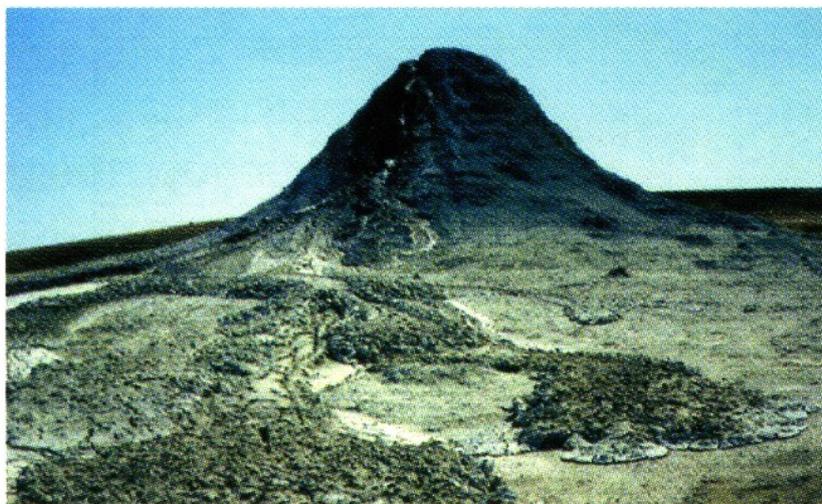


Рис. 16.8.

Грязевой вулкан Айрантокан  
(Азербайджан)

Грязевой вулканизм распространен в молодых горноскладчатых поясах – Средиземноморско-Гималайском и Тихоокеанском. Он приурочен к зонам интенсивного прогибания и накопления мощных (5-20 км) толщ терригенно-карбонатных и терригенных пород (с преобладанием глин), смятых затем в складки. Грязевые вулканы расположены обычно в сводах антиклинальных складок, осложненных разрывными нарушениями.

В России грязевые вулканы известны на Таманском полуострове (Краснодарский край) и Сахалине. Они широко распространены в Азербайджане, Украине (Керченский полуостров), Румынии, Малайзии, Венесуэле и других районах земного шара. Как правило, грязевые вулканы размещаются в нефтегазоносных провинциях.

Главной движущей силой, обуславливающей возникновение грязевых вулканов, является аномально высокое пластовое давление, превышающее гидростатическое в 1,5-2,5 раза. Основные причины аномального давления – скопление газов в трещинно-поровых коллекторах и их постоянный подток с глубины, а также высокое поровое давление воды в глинистых осадках, обусловленное их быстрым погружением, отставанием по этой причине оттока воды из глин и сжатием поровой воды под геостатической нагрузкой и в связи с тектоническими напряжениями.

Грязевые вулканы образуются при прорыве напорных газированных вод на поверхность в наиболее ослабленных участках свода антиклиналей – узлах пересечения или сочленения разрывных нарушений. Первичный канал со временем разрабатывается восходящими струями воды и газов, приобретая округлое сечение. Стенки канала обваливаются, внутри него происходит смешение обломочного материала различных по глубине залегания слоев пород и вынос его наверх.

Основной компонент извержений грязевых вулканов – разжиженный материал глинистых пород (грязь), в котором содержатся обломки твердых пород (песчаников, из-

вестняков и других), присутствующих в разрезе осадочной толщи, прорываемой вулканом. Преобладающий размер обломков 0,2-20 см.

Объем выброшенного грязевым вулканом грязекаменного материала составляет десятки и сотни млн.м<sup>3</sup>, а площадь покрова, сложенного этим материалом, достигает 40 км<sup>2</sup>.

Извержения грязевых вулканов проявляются по-разному. Для большинства из них характерны две стадии – взрывная и грифонная. Первая из них кратковременная, характеризуется мощными выбросами грязи и обломков пород на высоту до 50-80 м, бурным выделением углеводородных газов (преимущественно метана), сильными шумовыми, а иногда и световыми, связанными с самовозгоранием газа, эффектами. Столб пламени, вырывающийся из кратера вулкана, достигает высоты 150-200 м. Грифонная стадия более длительная и отличается спокойным выделением сравнительно небольших по объему масс грязи, воды и газов.

Деятельность отдельных вулканов ограничивается относительно спокойным выжиманием на поверхность подобно пасте из тюбика грязекаменного материала. На шельфе Каспийского моря такие вулканы образуют острова и возвышенности на морском дне, которые со временем размываются морскими водами.

Активная фаза действия грязевого вулкана сменяется затишьем и закупоркой канала вулкана продуктами извержения, их частичной цементацией, что создает экран для поднимающихся из глубины газов. По мере накопления газов давление их усиливается и по достижению какой-то критической величины снова происходит прорыв газированных напорных вод. Интервалы между извержениями грязевых вулканов измеряются десятками и сотнями лет.

Активизация грязевого вулканизма может быть вызвана землетрясениями. Имеются многочисленные свидетельства совпадения по времени извержения грязевых вулканов и землетрясений. Например, во время сильного землетрясения 28 ноября 1945 г. с эпицентром в Аравийском море образовались четыре грязе-вулканических острова.

Корни грязевых вулканов залегают на глубине от 1-3 до 7-10 км. По форме наземного сооружения вулканы разделяются на конусовидные и платовидные. Конусовидные вулканы возникают при извержении грязи густой консистенции. Они имеют высоту 10-400 м при диаметре кратера 50-300 м, а основания – 0,5-2 км. Платовидные вулканы уплощенные, что связано с жидкой консистенцией извергаемого материала. Их высота не превышает 50 м, при диаметре кратера до 20 м, а основания – до 2,5 км.

Иногда грязевые вулканы размещаются внутри локальных брахиформных синклиналей, заполненных продуктами извержения. Эти синклинали образуются в результате компенсационного прогибания осадочных пород над зоной разуплотнения недр, возникающей вследствие выноса наверх большого объема разжиженной глины и обломков пород. Глубина компенсационного прогибания достигает 300 м.

Небольшие грязевулканические аппараты называются грязевыми сопками, или сальзами (см. рис. 16.8). Они встречаются самостоятельно или сопровождают грязевые вулканы. Размеры сальз: высота 3-20 м, диаметр кратера 1-2 м, а основание 15-100 м. Корни сальз залегают на глубине от нескольких десятков до первых сотен метров.

## Глава 17. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Гравитационные экзогенные геологические процессы заключаются в разрушении и перемещении горных пород под влиянием силы тяжести. По месту проявления это преимущественно склоновые процессы. Они происходят тогда, когда составляющая силы тяжести, направленная вдоль склона, превышает силы трения между отдельными фрагментами горной породы, удерживающие породный массив в устойчивом состоянии. Наличие в породах воды, играющей роль смазки, уменьшает силы трения и способствует гравитационному разрушению и перемещению горных пород.

Наиболее активно гравитационные процессы протекают на крутых склонах, сложенных увлажненным рыхлыми или сильно выветрелыми скальными горными породами, при наличии в их массиве плоскостей ослабления (трещин, поверхностей напластования или сланцеватости пород), падающих в направлении склона.

Потеря устойчивости склона может быть спровоцирована землетрясением, таянием снега и выпадением дождей, промышленными взрывами, подрезанием склонов, связанным с денудационной деятельностью рек, озер и морей, а также обусловленным прокладкой дорог, горными и строительными работами.

Различают следующие основные виды гравитационных геологических процессов: обвальные, осыпание, оползневые, оплывание и солифлюкция.

*Обвальные процессы* – внезапное обрушение горных пород в виде крупных блоков и глыб, сопровождающееся их дроблением на более мелкие обломки при падении и скатывании к подножию склона. Скорость смещения материала при этом достигает сотен м/с. По виду деформаций различают *обвалы* и *вывалы* (выпадение из крутых склонов отдельных глыб и камней). Обвальные процессы характерны для крутых (более 35°) склонов. По масштабу обвалы делятся на мелкие (камнепады) и крупные (сотни – тысячи м<sup>3</sup> и более). В горах обвалы иногда достигают грандиозных размеров – до 15 км<sup>3</sup>. Например, масса обрушенных пород Сарезского обвала на Памире по разным оценкам составила от 2.7 до 4.1 млрд. т.

*Осыпание* – скатывание и сползание обломков горных пород по склону к его подножию. Это намного более медленный, но гораздо шире распространенный процесс, чем обвальный. Его конечным результатом является образование *осыпей*. Материал осыпей представлен главным образом продуктами физического выветривания скальных горных пород. Осыпи обычны для горных районов. Кроме того, они наблюдаются в бортах речных долин, оврагов, карьеров, котлованов и дорожных выемок.

*Оползневые процессы* проявляются в образовании *оползней*, т.е. в смещении вниз по склону части горных пород по поверхности скольжения без потери контакта с неподвижным основанием (рис. 17.1).

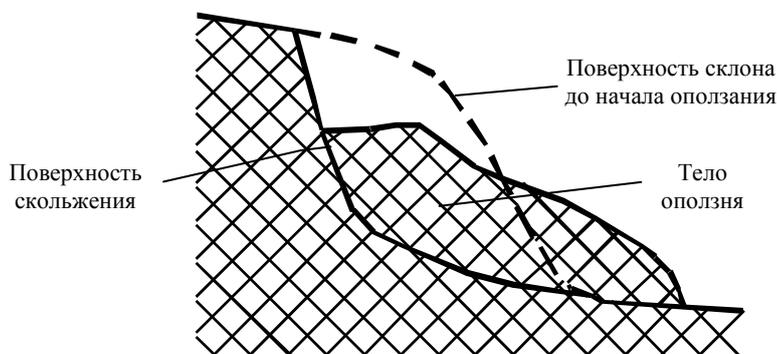


Рис. 17.1. Схема оползня (разрез)

Поверхность скольжения формируется либо по уже имеющимся в массиве пород плоскостям ослабления, либо возникает вследствие развития процесса ползучести, переходящего в срез. Ползучесть (крип) – медленная непрерывная пластическая деформация горных пород под воздействием постоянной нагрузки.

Процесс формирования оползня продолжается от десятков минут до нескольких месяцев и даже лет. Объем тела оползня – от нескольких десятков м<sup>3</sup> до 1 млрд. м<sup>3</sup>. Оползание склонов происходит на озерных и морских побережьях, в карьерах и котлованах. Случаются они и в равнинных районах с холмистым овражно-балочным рельефом (рис. 17.2).

*Оплывание* – перемещение вниз по склону рыхлых горных пород или техногенных грунтов вследствие насыщения их талыми, дождевыми или подземными водами. Масса оплывающего грунта образует о п л ы в и н у .

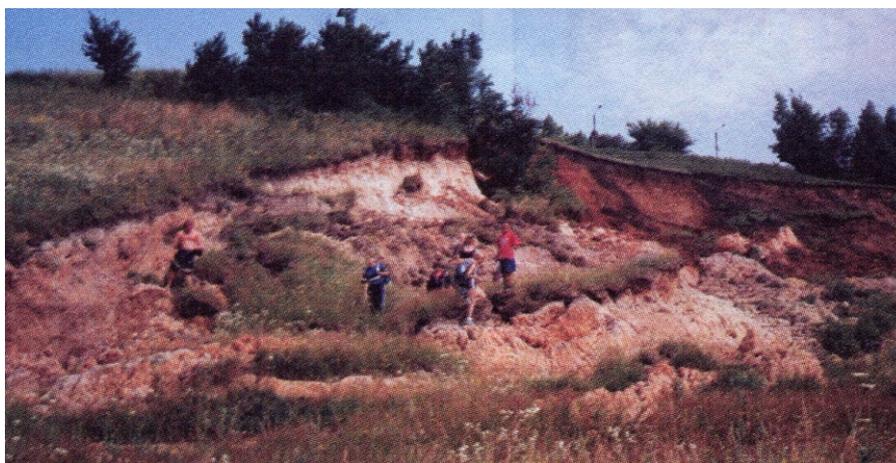


Рис 17.2. Оползень в меловых отложениях вблизи пос. Дубовое в Белгородской области. По А.Н. Петину

*Солифлюкция* (лат. «солум» – почва, земля; «флюкцио» – истечение) – течение увлажненных тонко- и мелкообломочных грунтовых масс по склонам, развивающееся в результате повторяющегося их промерзания – протаивания. При солифлюкции течение грунтов происходит по мерзлой поверхности еще непротаявшего основания, сцементированного льдом.

Солифлюкция распространена главным образом в области многолетнемерзлотных пород и локально в области сезонного промерзания. Наиболее активно проявляется на склонах средней крутизны (8-15°), создавая на них специфические формы рельефа – потоки и террасы имеющие в плане языкообразную форму. В нашей стране широко развита на Полярном Урале и Чукотке. С участием солифлюкции происходит движение курумов (каменных потоков, или каменных глетчеров), хотя в целом причины их движения до конца не выяснены.

*Курумы* представляют собой подвижные скопления древесно-щепнисто-глыбового материала на склонах различной крутизны (от 3 до 45°), сложенных скальными породами. Характерны для горных районов с суровым климатом и глубокой сезонной мерзлотой. Образуются в результате интенсивного физического выветривания. На склонах курумы занимают обширные площади и спускаются по ним в виде полос различной протяженности. Грубообломочный чехол курума мощностью 1,5-3 м движется со скоростью до нескольких сантиметров в год.

Для гравитационных процессов характерно близкое во времени и пространстве развитие денудационной и аккумулярующей деятельности, конечным результатом которой являются коллювий.

**К о л л ю в и е м** называется смещенный вниз по склону под влиянием силы тяжести обломочный материал, представленный продуктами выветривания и непосредственно гравитационного разрушения горных пород. Материал обвалов, осыпей, оползней, оплывин, солифлюкционных потоков, курумов – все это разновидности коллювия.

Гравитационные геологические процессы, особенно обвалы и оползни, опасны по своим последствиям для человека. Борьба с ними заключается в организации постоянных наблюдений (мониторинга) за устойчивостью склонов на территориях, где такие процессы возможны, и своевременным принятием мер по укреплению опасных склонов (бетонными стенками или сваями) и их дренажу – отводу воды канавами или скважинами.

Гравитационные процессы протекают и на дне моря, особенно в верхней части континентального склона, где нет надежной опоры накопившимся осадкам. Как правило, подводные оползни инициируются землетрясениями. Потеряв устойчивость, масса осадка в виде грязевых и мутьевых потоков устремляется вниз по склону.

## Глава 18. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАБОТА ЛЬДА

Лед образуется либо при замерзании воды (речной, морской, озерный и подземный лед), либо из снега – продукта конденсации водяного пара непосредственно в твердое состояние (глетчерный лед). Снег и лед сложены кристаллами гексагонального габитуса. Речной лед сколько-нибудь существенной геологической работы не производит. Его роль ограничивается участием в формировании русел и берегов рек во время весенних ледоходов.

Более значительна геологическая работа озерного и особенно морского льда. Лед, который образуется вблизи берега, часто включает в себя гальки, валуны, покрывающие дно озера или моря. Весной и летом льдины разносятся вместе с вмерзшими в лед обломочным каменным материалом ветром и течениями. В море льдины уносятся на большие расстояния (тысячи километров). При таянии льдин заключенные в них обломки пород опускаются на дно и входят в состав морских отложений.

Наиболее масштабна геологическая работа глетчерного льда, а точнее сложенных им крупных массивов, называемых ледниками. Изучением ледников занимается специальная наука – гляциология (лат. «гляциес» – лед). Важную роль в экзогенных геологических процессах играет также подземный лед, который образуется при замерзании воды, содержащейся в горных породах. Промерзание пород может быть сезонным (только в зимний период), а в областях с отрицательной среднегодовой температурой – круглогодичным с оттаиванием в летний сезон только небольшого поверхностного слоя. В последнем случае говорят о многолетней мерзлоте. Территория земного шара, покрытая многолетнемерзлотными породами, получила название криолитоны. (греч. «криос» – холод, «литос» – камень).

### 18.1. Условия образования и типы ледников

Для образования ледников необходимы следующие условия: низкие среднегодовые температуры, большое количество осадков в виде снега, наличие пологих склонов и впадин, защищенных от солнца. Такие условия создаются в приполярных и высокогорных областях земного шара.

Накопленный в понижениях рельефа и на вершинах гор снег, который не успевает растаять за лето, из года в год наращивает свою массу, уплотняется и под влиянием суточных колебаний температуры превращается в зернистый агрегат – фирн. Фирн состоит из округлых зерен льда, между которыми имеются поры, заполненные воздухом. Дальнейшее уплотнение фирна под тяжестью накапливающегося сверху снега приводит к образованию глетчерного льда – плотного, массивного, прозрачного с голубоватым оттенком. По мере накопления снега и превращения его в фирн постепенно наращивается мощность глетчерного льда и растет масса ледника. Под давлением вышележащей толщи снега и фирна происходит перекристаллизация льда, и он приобретает способность течь вниз по склону.

Ледники образуются выше снеговой линии, т.е. уровня, выше которого снег за лето не успевает растаять. Гипсометрическое положение снеговой линии в различных регионах земного шара разное. В полярных областях от нуля до 50-70 м, в Норвегии и Аляске – 1500 м, на Кавказе – от 2700 до 3600 м, в Гималаях – от 5100 до 6000 м. При увеличении снегового покрова эта линия перемещается вниз, а при потеплении климата она поднимается вверх.

У ледников различают область питания (аккумуляции) – территорию, где происходит накопление снега и превращение его в фирн, а затем в глетчерный лед, и область стока – территорию, по которой стекает глетчерный лед. Область стока является ареной абляции (лат. «абляцио» – отнятие, снос) ледника – уменьшения его массы путем таяния, испарения и механического разрушения. В зависимости от

условий образования, определяющих форму, размеры и другие особенности ледников, они подразделяются на три типа: горные, покровные и горно-покровные.

*Горные ледники* образуются в высокогорных районах. Они сравнительно небольшие по размерам и занимаемой площади. В них отчетливо различаются области питания и стока. Наиболее крупными являются *горно-долинные ледники*. Область их питания имеет форму цирка и обычно окружена высокими гребнями и пиками. Лед стекает по горным долинам, образуя один или несколько ледяных потоков – языков (рис. 18.1).



Рис. 18.1. Ледяной поток горного ледника.  
По Н.В. Короновскому

Кроме того, встречаются мелкие *каровые ледники*, образованные в углублениях гор почти на уровне снеговой линии и практически не имеющие стока, и близкие к ним по форме – *висячие ледники*, имеющие небольшой язык. С висячих ледников периодически срываются обвалы ледяных глыб (ледяные лавины), смерзающиеся у подножия склона в неподвижную массу льда.

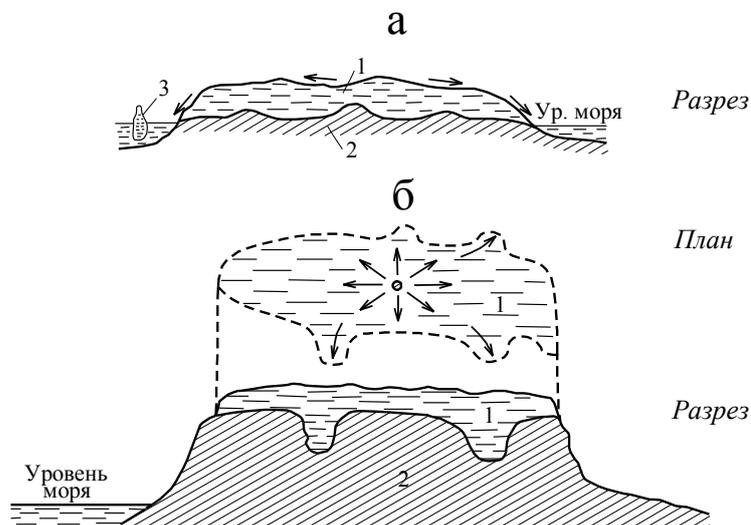
*Покровные (материковые) ледники* расположены в полярных районах, причем такие ледники занимают обширные площади и имеют большую мощность. В отличие от горных ледников они не обладают отчетливо обособленными областями питания и стока (рис.18.2,а). Форма покровных ледников не зависит от рельефа их ложа, поскольку под ними скрываются все неровности рельефа. Поверхность их выпуклая, с приподнятой центральной частью. Наиболее крупные современные ледники рассматриваемого типа – ледяные покровы Гренландии и Антарктиды. Ледник Гренландии занимает площадь около 1,3 млн. км<sup>2</sup> при мощности в центральной части 2400 м. Площадь ледяного покрова Антарктиды составляет почти 9 млн. км<sup>2</sup>, а мощность – более 4000 м. Спускаясь к океану, он переходит в плавающие шельфовые ледники, одним концом припаянные к материковому ледяному покрову. Обособленные плавающие крупные ледяные глыбы, оторвавшиеся от материковых ледников, называются *айсбергами*.

*Горно-покровные ледники* образуются на горах с плоской или плоско-выпуклой вершиной. Эти ледники подобно материковым залегают сплошным покровом. Двигаясь от центра к периферии, они используют для своего стока долины рек и ущелья, что сближает их с горными ледниками (см. рис. 18.2, б). Горно-покровные ледники широко развиты в Скандинавии.

Рис. 18.2. Схема покровного (а) и горно-покровного (б) ледников.

По Ю.М.Васильеву и др.

1 – тело ледника, 2 – породы ложа ледника, 3 – айсберг; стрелками показано направление движения ледника



## 18.2. Экзарация

Экзарация – денудационная работа ледников (разрушение горных пород и транспортировка обломков), обусловленная их движением. Ледники движутся под влиянием силы тяжести за счет пластического течения массы льда и скольжения по земной поверхности, которое облегчается наличием в подошве ледников воды, играющей роль смазки. Вода здесь образуется за счет значительного давления и повышения в связи с этим температуры.

Двигутся ледники медленно, со скоростью от 0,03 - 0,1 м/сут (ледники Кавказа) до 24 м в день (ледники Гренландии в летнее время). Зафиксированы единичные случаи движения ледников в отдельные периоды времени до 75-150 м/сут. Скорость движения ледников непостоянна. Она зависит от климата и условий питания. При этом центральные части ледников движутся быстрее краевых, движение которых тормозится за счет трения о борта долины. Неравномерное движение ледниковой массы приводит к образованию в ней трещин.

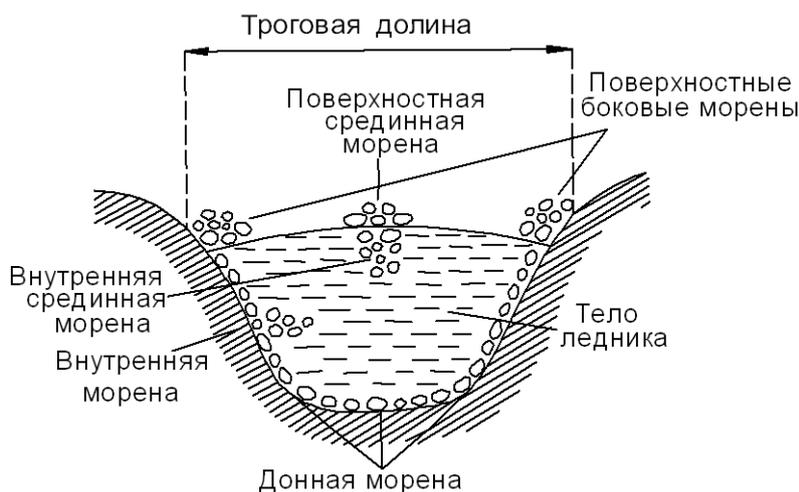
Разрушение пород ложа ледника происходит тремя способами: путем удаления почвы и рыхлых продуктов выветривания, разрушением коренных пород с помощью обломков вмерзших в дно ледника или влекомых им по ложу, отрывом (выпахиванием) глыб коренных пород, ограниченных трещинами. Под действием движущейся массы льда с впаянными в нее обломками пород, образуются исстрихованные валуны и скалы, а также бараньи лбы – куполовидные выступы, которые имеют гладкий склон со стороны движения ледника и шероховатый или зубчатый с противоположной стороны. Долина, по которой движется ледник, приобретает корытообразную форму. Постепенно она углубляется, дно ее становится плоским, а стенки отвесными. Такая, преобразованная ледником долина, называется трогом.

## 18.3. Морена, водно-ледниковые отложения, формы послеледникового рельефа

Аккумулирующая деятельность ледников заключается в образовании морены и водно-ледниковых отложений. В процессе таяния ледника и при его отступлении формируются особые ледниковые формы рельефа.

**Морена.** Мореной называются отложения, накопленные непосредственно глетчерным льдом. Морены могут быть перемещаемые (их обломочный материал движется вместе со льдом) и неподвижные, уже превращенные в отложения, оставшиеся на месте таяния ледника.

*Перемещаемые морены* по месту их локализации в теле ледника подразделяются на поверхностные, внутренние и донные (рис. 18.3). Поверхностные морены



состоят из обломков, скатившихся со склонов горных ущелий на поверхность ледника. Они обычно расположены по краям ледниковых потоков. За счет объединения двух боковых морен образуется срединная поверхностная морена.

Рис. 18.3. Схема перемещаемых морен в разрезе троговой долины. По Ю.М.Васильеву и др.

Внутренние морены возникают в результате попадания в массу льда обломков пород, провалившихся в трещины льда или упавших на поверхность фирна в области питания и засыпанных новыми порциями снега. Донные морены образуются у дна и нижней части ледника. Они представляют собой неотсортированную смесь глины, песка, галек, валунов и глыб.

*Неподвижные морены* по условиям образования и месту локализации подразделяются на основные и конечные морены. Основной мореной называется весь материал, который остается после таяния ледника. Основная морена формируется при постепенном непрерывном отступлении ледника, когда нижний край ледникового потока не фиксируется долго в определенном положении. Конечные морены представляют собой валы или гряды обломочного материала, образованные у нижней границы ледникового потока (рис. 18.4). При прерывистом отступлении ледника может быть несколько конечных морен, каждая из которых фиксирует положение границы ледника в определенный период времени.



Рис. 18.4. Схема положения конечной морены при отступлении ледника

В ходе переноса обломочный материал дробится и перетирается, крупные валуны шлифуются и покрываются характерными штрихами. Морены могут быть представлены разнообразными отложениями: валунниками, щебнистым материалом, несортированными песками, супесями, суглинками, глинами. Характерные признаки морен – неотсортированность и наличие шлифованных ледниковых валунов.

**Водно-ледниковые отложения** представляют собой отложения талых ледниковых вод, которые образуются еще внутри самого ледника. Они размывают, сортируют и перетлагают моренный материал. Среди водно-ледниковых отложений различают флювиогляциальные (ледниково-речные) и озерно-ледниковые.

Флювиогляциальные отложения представлены галечником, гравием и песком (с косою слоистостью). Они могут быть внутриледниковые и приледниковые. Озерно-ледниковые отложения возникают в приледниковых озерах. Для этих озер характерны мелкозернистые пески и глины с хорошо выраженной горизонтальной годичной слоистостью (ленточные глины). Происхождение их объясняется накоплением на дне озера более крупного песчаного материала летом (в период интенсивного таяния ледника) и глин – зимой. В результате возникает годичный слой, представляющий собой пару прослоев (песка и глины). Водно-ледниковые отложения особенно широко распространены в областях, ранее занятых покровными ледниками.

**Формы послеледникового рельефа.** После таяния ледника и его отступления остаются характерные формы рельефа. Моренные отложения образуют холмы, гряды и валы. Встречается еще одна форма рельефа, связанная с моренными отложениями – друмлинны. Они представляют собой вытянутые по направлению движения ледника холмы продольно-овальных очертаний, расположенные перед внутренним краем гряд конечных морен. Длина их 1-15 км, ширины 0,1-3 км, высота 5-25 м. Происхождение друмлинов не ясно. По одной из версий они образуются в результате выпаживающей деятельности ледника при наступлении его в область с ранее отложенной мореной.

Флювиогляциальные отложения внутриледниковые слагают озы и камы, а приледниковые образуют зандры. Озы – валы, вытянутые по направлению движения ледников. Длина их колеблется от сотен метров до десятков километров при высоте 5-50 м. Камы –

округлые, конусовидные купола высотой 6-12 м. Зандры – пологоволнистые равнины перед внешним краем конечной морены. Зандры (зандровые поля) образуются в том случае, когда перед фронтом льда расположена плоская равнина. В этом случае талые воды разбиваются на множество непостоянных потоков, блуждающих по поверхности равнины, а их отложения образуют сплошной песчаный покров.

#### 18. 4. Геологические процессы в криолитозоне

Криолитозона или зона многолетнемерзлых пород представляет собой толщу горных пород в земной коре с отрицательной температурой, устойчивой в течение длительного времени (десятки, сотни лет и более). Возникновение криолитозоны связано с неоднократными оледенениями, происходящими на Земле в последние 2 млн. лет.

Криолитозона сплошным широким кольцом охватывает пространство вокруг Северного Ледовитого океана и очагово распространена южнее этого кольца. Участки многолетнемерзлых пород встречаются в Альпах, на Кавказе, Тянь-Шане и других высокогорных районах. В целом криолитозона занимает 25% площади всей суши и 64% территории России (рис. 18.5). Северная часть сплошного кольца криолитозоны имеет мощность до 1000 м и более.

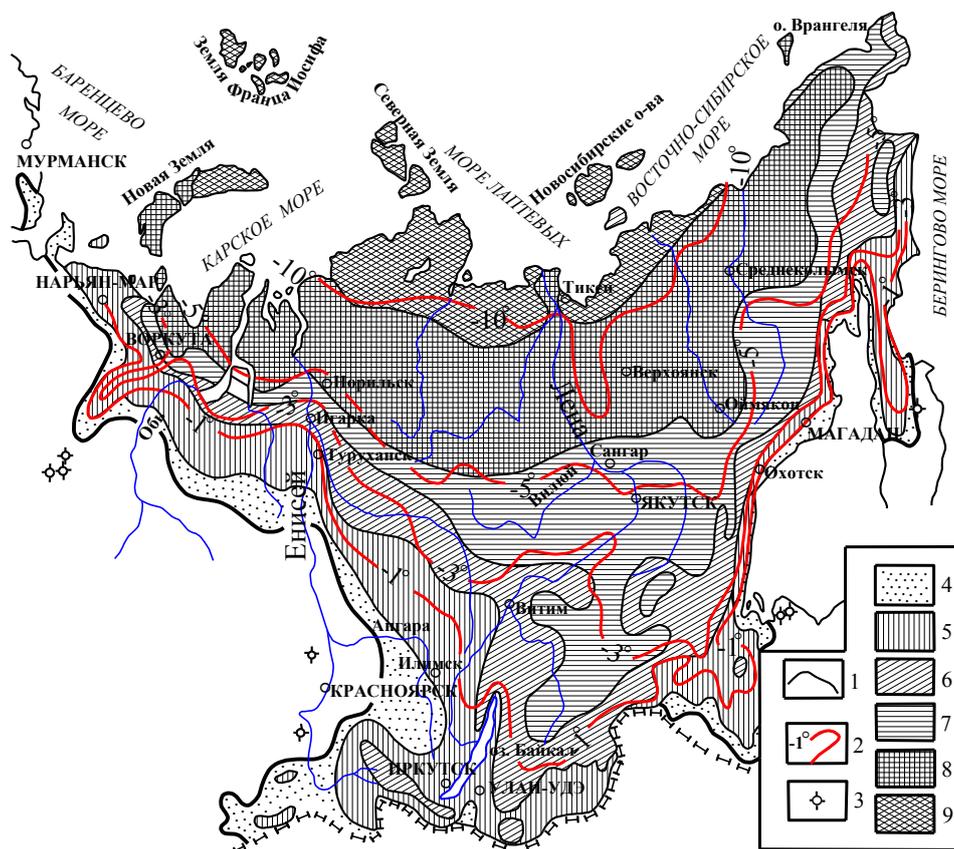


Рис. 18.5. Распространение криолитозоны на территории России

- 1 – южная граница распространения многомерзлых пород; 2 – изотермы среднегодовой температуры и их значения ( $-^{\circ}\text{C}$ ); 3 – отдельные пункты многолетней мерзлоты; 4 – 5 – зоны островной мерзлоты мощностью: 4 – до 5 м, 5 – до 60 м; 6–9 – зоны многолетнемерзлых пород мощностью: 6 – 60-120 м, 7 – 120-250 м, 8 – 250-500 м, 9 – более 500 м.

К югу мощность криолитозоны уменьшается до 100 м, внутри ее наблюдаются участки непромерзших пород – т а л и к и . Еще южнее мощность мерзлых пород уменьшается до 10-25 м, и расположены они среди талых пород прерывисто, образуя отдельные линзы.

Вода, заключенная в порах мерзлых пород криолитозоны, пребывает в твердом состоянии в виде почвенного (подземного) льда. В верхней части криолитозоны располагается слой сезонной мерзлоты, или *д е я т е л ь н ы й с л о й*, который за лето оттаивает, а зимой замерзает. Мощность деятельного слоя колеблется от первых сантиметров до 2 м. Летом деятельный слой насыщен водой или содержит воду в своей нижней части над водоупорными постоянно мерзлыми породами. Это *н а д м е р з л о т н ы е п о д з е м н ы е в о д ы*. Под толщей многолетней мерзлоты циркулируют *п о д м е р з л о т н ы е п о д з е м н ы е в о д ы*.

Основные геологические процессы, характерные для криолитозоны: морозобойное растрескивание, термокарст, пучение и образование наледей. *Морозобойное растрескивание* обязано возникновению напряжений в мерзлой породе при ее охлаждении. В результате этого процесса породы оказываются разбитыми системами вертикальных, клинообразно сужающихся на глубину, трещин на полигоны размером от дециметров до 20-30 м в поперечнике. Морозобойные трещины проникают до подошвы деятельного слоя. Летом они заполняются водой, которая зимой замерзает, расширяет трещину, образуя ледяные клинья-жилы. Этот процесс многократно повторяется с наращиванием толщины ледяного клина.

*Термокарст* – явление неравномерного проседания или провала почвы и подстилающих ее дисперсных пород (глин, суглинков, тонкозернистых песков) вследствие вытаивания подземного льда. В результате термокарста образуются небольшие углубления, воронкообразные просадки, а также округлые котловины диаметром в десятки километров и глубиной 30-40 м. Котловины протаивания обычно представляют собой озера.

*Морозное пучение* связано, как правило, с образованием подземного льда и увеличением объема пород в деятельном слое. Отдельные многолетние *б у г р ы п у ч е н и я* достигают высоты 15-20 м при диаметре около 100 м. Иногда возникают *г и д р о л а к к о л и т ы* – бугры вспучивания, ядро которых состоит либо из сплошной линзы льда, либо из переслоенного льдом мерзлого грунта. Высота таких бугров достигает 70 м, а диаметр – до 200 м. Гидролакколиты образуются в результате внедрения в талые породы по трещинам мерзлых пород напорных подмерзлотных вод и замерзания их зимой в виде крупных линз, поднимающих поверхностный слой. Гидролакколиты часто встречаются в Якутии. Местное их название – *б у л г у н н я х и* (рис. 18.6).

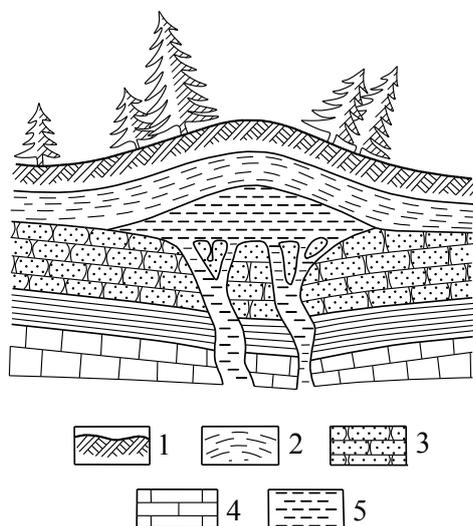


Рис. 18.6. Булгуннях.

По В.С. Мильничуку и М.С. Арабаджи

1 – почва, 2– глина, 3 – песчаники,

4 – известняки, 5 – лед

*Образование наледей* происходит в случае изливания зимой напорных вод на земную поверхность. Площадь, занятая наледью, может составлять десятки км<sup>2</sup>, а мощность наледей доходит до 5 м.

Геологические процессы в криолитозоне существенно осложняют хозяйственную деятельность на территории ее распространения. Многолетнемерзлые породы чутко реагируют на любое техногенное вмешательство, особенно связанное с повышением температуры. Жилищное и промышленное строительство, горные работы, прокладку коммуника-

ций в таких породах необходимо осуществлять с применением специальных технологий, исключающих нарушение их теплового равновесия.

## 18.5. Оледенения в истории Земли и причины их возникновения

**Четвертичное оледенение.** Изучение четвертичных моренных и водно-ледниковых отложений северного полушария показало, что современные покровные ледники представляют собой реликты обширного ледникового поля, существовавшего почти весь четвертичный период. Мы живем в так называемую послеледниковую эпоху, начавшуюся 10-16 тыс. лет назад вслед за окончанием последнего оледенения. В эпоху четвертичного оледенения, начавшуюся примерно 700 тыс. лет назад, существенная часть поверхности континентов в северном полушарии была покрыта ледниками (до 40-50° с.ш.). В южном полушарии покровным четвертичным оледенением была охвачена, как и в настоящее время, только Антарктида.

В течение четвертичного оледенения неоднократно менялся климат, вследствие чего ледниковые эпохи похолодания (наращивания массы покровных ледников и продвижение их на юг) сменялись межледниковыми эпохами потепления (таяния ледников и отступления их к северу). Расчленение четвертичного оледенения на ледниковые и межледниковые эпохи впервые сделано в начале XX в. немецкими геологами А. Пенком и Э. Брюкнером для Альп. Ими выделено четыре ледниковые эпохи (от более древней к более молодой): гюнц, миндель, рисс и вюрм. Впоследствии близкие к ним ледниковые эпохи установлены на Русской равнине и в Северной Америке.

На территории России наиболее отчетливо проявлены следы трех ледниковых эпох (лихвинской, днепровской и валдайской), которые соответствуют следующим альпийским доледниковым эпохам: минделю, риссу и вюрму. Наиболее крупным было днепровское оледенение, южная граница которого доходила до широты г. Воронеж, а местами и до более южных рубежей.

**Древние (дочетвертичные) оледенения.** Четвертичный период оледенения не был исключением в истории Земли. По находкам тиллитов (англ. till – валунная глина) – древних морен, подвергшихся уплотнению, иногда метаморфизму, а также пород, соответствующих по составу и строению водно-ледниковым отложениям, установлены продолжительные эпохи оледенения в неогене (миоцен, 25-20 млн. лет назад), позднем палеозое (карбон-пермь, 350-230 млн. лет), раннем палеозое (ордовик – силур, 460-420 млн. лет), позднем рифее и венде (900-630 млн. лет) и раннем протерозое (2,5-2,0 млрд. лет). Таким образом, вся послепалеозойская история Земли характеризуется периодическим похолоданием атмосферы и связанным с этим наступлением эпох оледенения.

**Причины возникновения оледенений.** Периодические оледенения на Земле связаны с таковыми изменениями климата на нашей планете. На вопрос о причинах многократной смены периодов потепления и похолодания в истории Земли однозначного ответа пока нет. Существует много факторов, каждый из которых в отдельности или в сочетании с другими мог быть причиной периодических оледенений. Эти факторы можно объединить в две группы: космические и геологические.

*Космические факторы* влияют на климат Земли через изменение количества получаемого ею солнечного тепла. Основные из этих факторов: вариации солнечной радиации, а также периодические изменения эксцентриситета земной орбиты и угла наклона земной оси к плоскости эклиптики. Что касается первого фактора, то вариации солнечной активности изучены только за последние 300 лет. При этом выявлены значимые колебания (до 4%) интенсивности солнечного излучения. Однако длиннопериодные вариации этого параметра, сопоставимые по длительности с эпохами оледенения, остаются неизвестными.

Влияние эксцентриситета земной орбиты, т.е. степени ее вытянутости, изменяется с периодом 90,8 тыс. лет. При максимальном эксцентриситете возрастает расстояние от Земли до Солнца в афелии и соответственно уменьшается количество получаемого ею

тепла, но в перигелии Земля оказывается ближе к Солнцу, чем в эпоху малого эксцентриситета, и получает больше тепла. Напомним, что афелий – точка земной орбиты, наиболее удаленная от Солнца, а перигелий – точка земной орбиты, наиболее близкая к Солнцу. Период изменения угла наклона земной оси (от 65,5 до 68°) составляет 40,1 тыс. лет. Увеличение этого угла приводит к сокращению зоны умеренного климата и сближению полярных кругов с тропиками.

В 1939 г. югославский ученый М. Миланкович рассчитал ход изменения солнечной радиации под совокупным влиянием изменения угла наклона земной оси и эксцентриситета земной орбиты. На полученной им кривой выявились три максимума похолодания климата, которые более или менее согласуются с тремя эпохами четвертичного оледенения – минделем, риссом и вюрмом.

Существуют также гипотезы, согласно которым глобальные похолодания Земли связаны с периодами экранирования солнечного излучения мощным слоем пыли, возникшим либо при ударе о Землю астероида, либо при прохождении нашей планеты через облако космической пыли.

*Геологические факторы*, которые могли вызвать оледенения, имеют сугубо земную природу. К ним обычно относят:

- 1) уменьшение прозрачности атмосферы за счет ее запыления в периоды активной вулканической деятельности;
- 2) восходящие тектонические движения, в результате которых крупные по площади территории умеренных широт оказались в холодных условиях высокогорья;
- 3) перемена направлений океанских и воздушных течений, вызванная изменением очертаний суши и моря, гипсометрии дна Мирового океана и другими слабо изученными на сегодня причинами.

Степень влияния на изменение климата каждого из перечисленных геологических факторов, могущих привести к оледенению, не ясна. Спорным остается также вопрос о том, могло ли вызвать оледенение уменьшение содержания в атмосфере газов (углекислого, метана и др.), обуславливающих «парниковый» эффект (способность упомянутых газов задерживать тепловое излучение Земли).

## Глава 19. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР И БОЛОТ

### 19.1. Геологическая деятельность озер

Озера – замкнутые впадины на поверхности суши, заполненные водой. Источниками питания озер служат атмосферные и поверхностные текущие воды, а также подземные воды (в местах разгрузки водоносных горизонтов). Основную массу воды в озера поставляют реки.

Озера разнообразны по величине (от сотен м<sup>2</sup> до тысяч км<sup>2</sup>), размещению относительно уровня моря и глубине. Самым крупным озером является Каспийское море (395 тыс.км<sup>2</sup>), самым глубоким – озеро Байкал (1741м). Наиболее высокогорное озеро (Титикака) расположено в Мексике на высоте около 4 км над уровнем моря. Наука, которая занимается изучением озер, называется лимнология.

**Типы озер по происхождению озерной впадины.** Под влиянием эндогенных факторов образуются тектонические и вулканические озера. Тектонические озера заполняют впадины, образованные при погружении блоков земной коры. Вулканические озера расположены в кратерах и кальдерах потухших вулканов.

Озера, заполняющие впадины экзогенного происхождения, подразделяются на две группы: котловинные и плотинные.

Котловинные озера в зависимости от механизма образования озерной впадины делятся на эрозионные и провальные. Эрозионные озера заполняют впадины, возникшие в результате разрушения и удаления горных пород под воздействием экзогенных геологических процессов. Среди эрозионных озер различают ледниковые, приуроченные к троговым долинам; оловые, расположенные в котловинах выдувания или между дюнами, и речные, которые представляют собой отшнурованные участки русла – старицы. По механизму образования к эрозионным близки озера в техногенных углублениях (затопленные карьеры и котлованы).

Провальные озера возникают на месте провала земной поверхности над карстовыми или иной природы пустотами, в том числе техногенными.

Плотинными называются озера, у которых одной из стенок впадины служит плотина различного происхождения (ледникового, моренного, оползневого и другого) включая искусственные плотины, созданные человеком.

**Водный режим озер, химический состав озерных вод.** По водному режиму озера делятся на проточные и бессточные. Проточные озера связаны с впадающими и вытекающими из них реками. Бессточные озера – те, в которых реки только впадают.

По степени минерализации воды озера делятся на пресные, солоноватые и соленые. Пресные озера представлены водой с минерализацией до 1 г/л (Онежское, Байкал и др.) Солоноватые озера содержат воду с минерализацией 1-24 г/л. Пример солоноватого озера – Каспийское море. Соленые озера заполнены водой с минерализацией выше 24 г/л. Они образуются в бессточных впадинах, расположенных в засушливых районах. Источниками солей обычно являются солесодержащие горные породы, подстилающие дно озерной впадины или рассольные подземные воды, дренируемые в озеро.

По химическому составу воды среди соленых озер различают хлоридные, наиболее распространенные, и достаточно редко встречающиеся сульфатные и гидрокарбонатные (содовые). Хлоридные озера характерны для Волго-Эмбинского района (Эльтон, Баскунчак, Индер и др.) К сульфатным относятся ряд озер Кулундинской степи (Западная Сибирь) и Баталпашинское озеро на Кавказе. В Кулундинской степи известны также содовые озера (Михайловское, Петуховское и др.)

Денудационная работа озер заключается в абразии – механическом разрушении горных пород волнами и течениями. Масштабы ее обычно незначительные. Только в крупных молодых озерах с неустоявшимися еще береговыми линиями проявляется сильное разрушительное действие волн. Более ярко выражена аккумулятивная роль озер.

**Озерные отложения.** Для озерных осадков характерна тонкая слоистость, обусловленная сезонными колебаниями температуры, которые определяют смену условий осадконакопления. Осадки озер по происхождению и составу подразделяются на обломочные, органогенные и химические.

*Обломочные осадки* в основном приносятся реками. Часть их является продуктами разрушения берегов и дна озер. Обломочные осадки представлены илами, глинами, песками, гравием и галькой. Из них после захоронения, уплотнения и цементации образуются аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты.

*Органогенные осадки* представлены скоплениями раковин и сапропелем – илом, образованным из остатков организмов (преимущественно простейших), подвергшихся бактериальному разложению. Внешне сапропель выглядит как жирная желеобразная масса. Мощность слоя сапропеля составляет первые метры, но иногда достигает 30-40м. Сапропель добывается и используется как удобрение или лечебная грязь. Из остатков раковин иногда формируются маломощные слои и линзы органогенных известняков или диатомитов. Сапропелевый ил в процессе литификации преобразуется в горючие сланцы и сапропелевые угли.

*Химические осадки* характерны для соленых озер. В них присутствует рапа – высококонцентрированный раствор. Во времена сильного испарения рапа насыщается выпавшими из раствора солями, которые накапливаются на дне озера. В зависимости от состава рапы образуются отложения преимущественно каменной соли (хлоридный тип), сульфатов натрия, магния и кальция (сульфатный тип), или соды (карбонатный тип).

В пресных озерах таежно-болотной зоны, воды которых содержат повышенные концентрации железа и марганца, эти металлы отлагаются на дне в виде гидроксидов, образуя иногда промышленные месторождения.

## 19.2. Геологическая деятельность болот

Болото представляет собой избыточно увлажненный участок земной поверхности, для которого характерно обилие влаголюбивой растительности, дающей при отмирании скопления торфа. Болота широко распространены во влажных зонах умеренного и теплого климата. Общая площадь современных болот на земном шаре по разным оценкам составляет 175-200 млн.га.

По условиям существования и положению в рельефе местности болота подразделяются на несколько типов: низинные верховые, переходные и приморских равнин.

*Низинные болота* приурочены к плоским низинам, окаймленным возвышенностями. Обширные территории, занятые низинными болотами расположены на севере Восточно-Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности. *Верховые болота* имеют меньшие размеры, чем низинные и располагаются во впадинах на возвышенных участках рельефа. *Переходный тип болот* занимает промежуточную позицию между низинными и верховыми. Большинство озер со временем заносится осадками, зарастают растительностью и превращаются в болота одного из вышеуказанных типов.

*Болота приморских равнин* занимают низменные, затопляемые приливами морские побережья, защищенные от сильного волнения и прибоя. Особенно распространены тропические болота с мангровыми лесами. Они известны в Южной Азии, Африке и Австралии.

Главный процесс, характерный для болот, это аккумуляция и разложение растительных остатков в переувлажненной среде с затрудненным доступом воздуха, в результате чего образуется торф. Торф – горючее полезное ископаемое. В его составе главную роль играет гумус – темноокрашенное аморфное вещество, образующееся при разложении остатков болотной растительности с участием микроорганизмов. Разложение расти-

тельного вещества в условиях болот сопровождается выделением углекислого газа, метана и различных органических кислот, придающих болотным водам бурую окраску.

Погружение залежей торфа в результате нисходящих тектонических движений приводит к их захоронению под толщей вышележащих осадков. Давление этих осадков и повышенная температура недр создают условия для полного разрушения растительных остатков, сохранившихся в торфе, его уплотнению, уменьшению в торфяной массе содержания кислорода и водорода, но значительному увеличению содержания углерода. В результате торф превращается в бурый уголь, который при дальнейшем погружении в область высоких давлений и температур переходит в каменный уголь.

В низинных болотах иногда образуются болотные железные руды, представляющие собой бурые железняки (смесь гидроксидов железа и глинистого материала). Они отлагаются на дне болот в виде конкреций (бобовин), корок и слоев.

## Глава 20. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Водная оболочка покрывает 70,8% поверхности земного шара (361 млн. км<sup>2</sup>). Преобладающая часть гидросферы (94% объема) представлена Мировым океаном – соединенными друг с другом океанами (Тихим, Атлантическим, Индийским и Северным Ледовитым), окраинными морями (Баренцевым, Беринговым, Охотским и др.) и внутриконтинентальными морями (Средиземным, Черным, Балтийским). В недавнем геологическом прошлом в состав Мирового океана входило и Каспийское море, ныне изолированное внутри континента. Общий объем воды Мирового океана 1,4 млрд. км<sup>3</sup>. Площадь Мирового океана в 2,5 раза превышает суммарную площадь континентов.

### 20.1. Особенности размещения на земном шаре океанов и континентов. Вековые колебания уровня моря

Мировой океан и континенты в существующей на сегодня конфигурации – результат всей предшествующей геологической истории Земли. На протяжении этой истории под влиянием тектонических, климатических и иных факторов взаиморасположение океанов и континентов, соотношение занимаемой ими площади на поверхности земного шара многократно менялось. Эти изменения выражались также в вековых, т.е. в длительных, продолжительностью от десятков – сотен тысяч до миллионов лет, колебаний уровня моря.

**Особенности современного размещения океанов и континентов на земном шаре** подчинены определенной закономерности, причины которой пока не выяснены. Она выражается в антиподальности океанов и континентов (рис. 20.1), а также в том, что северное полушарие является преимущественно континентальным, а южное – океаническим (рис. 20.2 а). **Антиподальность** заключается в том, что всякому континенту или их совокупности противостоит на обратной стороне земного шара океан или часть океана.

Анализ кривых «водности» северного и южного полушария (рис. 20.2 б) показывает, что только в приэкваториальной области сохраняется равенство «водности» и «континентальности» земного шара. Затем до 70-х широт увеличивается «водность» южного и соответственно «континентальность» северного полушария, а далее наоборот. В северном (континентальном) полушарии суша составляет 39%, а водная поверхность 61%. В южном (океаническом) полушарии – соответственно 19% и 81%.

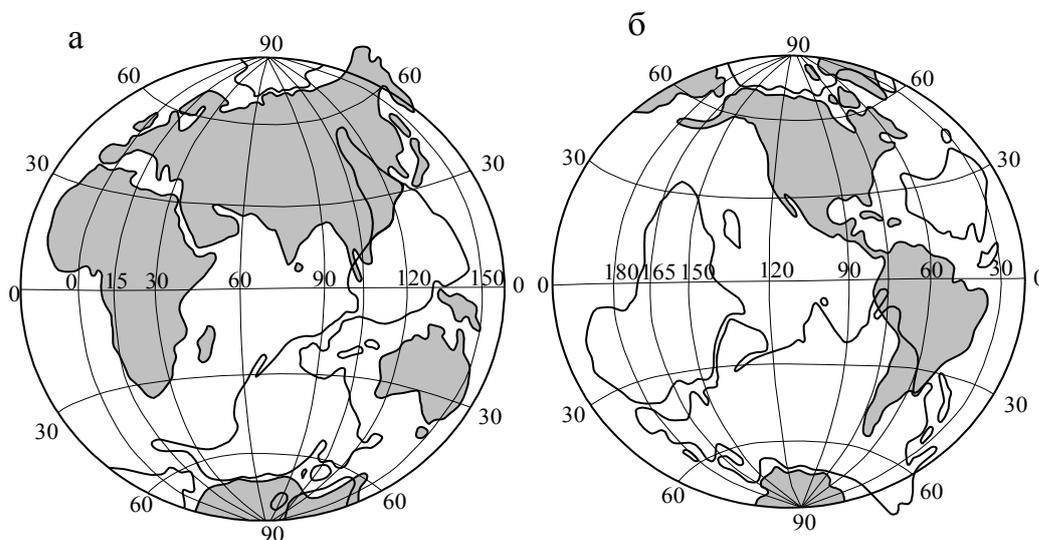


Рис. 20.1. Антиподальное расположение материков и океанов. По Г.Н. Каттерфельду  
а – восточное полушарие, б – западное полушарие

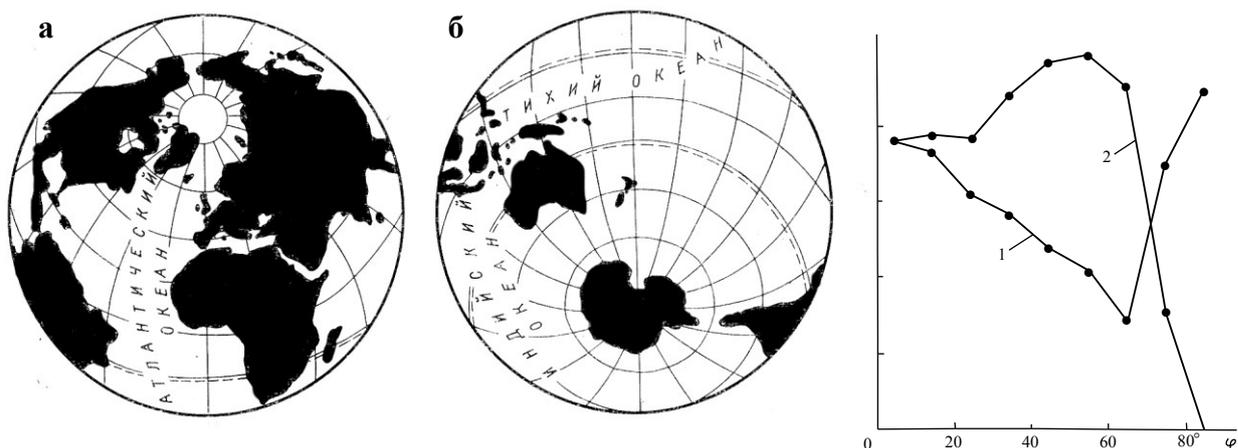


Рис. 20.2. Северное (континентальное) и южное (океаническое) полушария Земли (а); кривые изменения их «водности» (б). По А.Н. Павлову и др.  
 $\varphi$  – широты;  $\alpha$  – часть площади между соседними параллелями, занятая Мировым океаном

**Вековые колебания уровня моря** в зависимости от причин их возникновения подразделяются на тектоногенные и эвстатические. Тектоногенные колебания уровня моря обусловлены вертикальными тектоническими движениями различных участков литосферы. С ними связаны изменения объема океанических впадин и рельефа морского дна, подъем или, наоборот, опускание отдельных частей континентов.

Эвстатические колебания уровня моря вызываются процессами, происходящими в самом морском (океаническом) бассейне. Причины таких колебаний: изменение общего количества воды на Земле, а также уменьшение объема морских и океанических впадин вследствие их заполнения осадками. Изменение количества воды на Земле обычно связывают с двумя факторами: выделением воды в процессе дегазации мантии и изменением климата Земли. Значение первого фактора трудно поддается оценке. Более определенно влияние на колебания уровня Мирового океана изменений климата на нашей планете. Во время оледенений уровень океана понижался в связи с концентрацией воды в материковых ледниках по разным оценкам на величину от 100 до 150 м. Соответственно в теплые межледниковые периоды вследствие таяния льдов уровень Мирового океана повышался.

Вековые колебания уровня моря существенно влияют на геологическую деятельность морей и океанов, характер осадконакопления в этих бассейнах. Разрез отложений, образовавшихся при регрессии моря, т.е. его отступании с суши, характеризуется сменой (снизу вверх) более глубоководных отложений мелководными; например, глины сменяются песками, а последние – конгломератом. Трансгрессия (наступление моря на сушу) сопровождается усилением абразии. Разрез отложений, образующихся при трансгрессии, характеризуется в целом сменой (снизу вверх) мелководных фаций более глубоководными (см. рис. 6.6).

## 20.2. Рельеф дна океанов и морей

**Рельеф дна океанов.** Общие представления о рельефе дна Мирового океана дает гипсографическая кривая земной поверхности (рис. 20.3). Она отражает процентное соотношение площадей земной поверхности с различной высотой (на суше) и глубиной (под водами Мирового океана). Гипсометрически в рельефе дна океанов выделяются два крупных элемента: подводные континентальные окраины и ложе океана.



Рис. 20.3. Гипсографическая кривая поверхности земной коры

**Подводные континентальные окраины** в свою очередь подразделяются на более мелкие элементы рельефа: шельф, континентальный склон, островные дуги и глубоководные желоба.

**Шельф** представляет собой мелководную слегка наклоненную под углом  $7-8'$  часть океана, непосредственно примыкающую к суше. Граница между шельфом и континентальным склоном фиксируется по б р о в к е ш е л ь ф а – резкому перегибу линии дна до  $7-15^\circ$ . Шельф занимает около 7,6% площади Мирового океана и протягивается вдоль его берегов полосой шириной от нескольких до 400 километров, иногда более (например, ширина шельфа Северного Ледовитого океана достигает 1000 км). Средняя ширина шельфа составляет 78 км.

Происхождение шельфа связано в основном с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, обусловленными изменениями климата. Во время четвертичного оледенения значительное количество воды было сосредоточено в ледниках и плавающих льдах, вследствие чего уровень Мирового океана был ниже нынешнего на 100-150 м. Современное положение бровки шельфа, за которой начинается континентальный склон, колеблется в связи с проявлениями вертикальных тектонических движений в интервале глубин 90 – 500 м. Средняя глубина бровки шельфа 132 м. О том, что шельф является затопленной морскими водами частью континентов, свидетельствуют установленные на нем ледниковые формы рельефа, ископаемые льды и торфяники с остатками мамонтов.

**Континентальный (материковый) склон** протягивается от бровки шельфа до глубины 2-3,5 км, иногда до 5 км. Средний угол наклона дна в его пределах около  $4^\circ$ , но местами достигает  $25^\circ$  и более. В основании склона обычно выделяется континентальное подножие – пологонаклонная, участками слабохолмистая равнина. Ширина склона изменяется от первых десятков до сотен километров. Обычно она не превышает 200 км. Континентальный склон занимает примерно 12,2% площади Мирового океана.

Континентальный склон часто осложнен б о р д е р л е н д а м и (англ. border – кайма, граница), представленными либо системой гряд и котловин, либо террасами и плато. Характерной особенностью континентального склона являются п о д в о д н ы е к а н ь о н ы. Они начинаются обычно у бровки шельфа, иногда прослеживаются по самому шельфу вплоть до устьев крупных рек, опускаются по континентальному склону до его подножия (рис. 20.4). Некоторые каньоны обнаружены на глубине более 1 км. Каньоны, как правило, имеют извилистые очертания и разветвленные притоки. В плане они напоминают речные системы суши.

По поводу механизма образования подводных каньонов у геологов нет единого мнения. Наиболее убедительной является точка зрения, согласно которой образование каньонов связано с эрозионной деятельностью рек в эпохи понижения уровня Мирового океана или воздымания крупных участков континентальной земной коры на границе с океаном. При последующем повышении уровня океана оказавшиеся под водой русла рек подверглись донной эрозии под механическим воздействием приносимого ими с суши обломочного материала, движущегося под влиянием силы тяжести вниз по склону подводного русла.

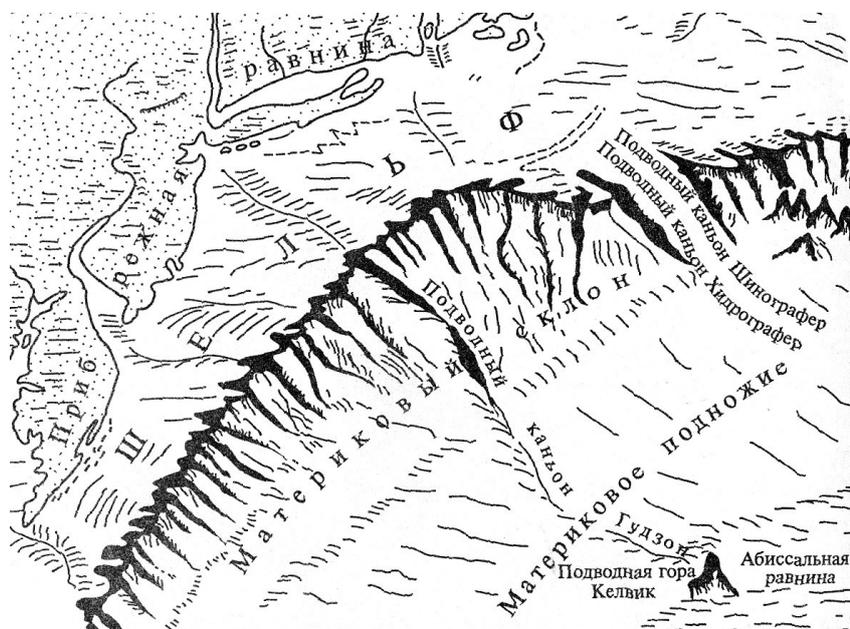


Рис. 20.4. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки.  
По Н.В. Короновскому и Н.А. Ясаманову

*Островные дуги* представляют собой горные сооружения на дне Мирового океана, выступающие над поверхностью воды в виде цепочек островов (архипелагов). Островные дуги характерны для северной и западной окраины Тихого океана (Командоро-Алеутская, Курильская, Японская и др.) встречаются на восточной окраине Индийского океана (Зондская дуга) и между Северо – и Южно-Американским континентами (Антильская и Южно-Антильская дуги). Окраинные моря, отделяющие островные дуги от континентов, называются *задуговыми морями*.

*Глубоководные желоба* – узкие (шириной 50-150 км) и протяженные (длиной до нескольких тысяч километров) впадины с крутыми бортами и плоским дном. Ширина дна желобов 5-20 км. Глубина океана над дном желоба достигает 10 км и более. Максимальная глубина (10 924 км) установлена в Марианском желобе. Относительная глубина желобов в рельефе океанского дна – до 4 км. Глубоководные желоба характерны для континентальных окраин Тихого океана. Они сопровождают островные дуги, отделяя их от ложа океана, на западно-тихоокеанской окраине и следуют вдоль побережья Южной и Центральной Америки на восточно-тихоокеанской окраине.

По особенностям рельефа континентальные окраины подразделяются на три типа: атлантический, андский и западно-тихоокеанский. Атлантический тип континентальных окраин преобладает. Он характерен для Атлантического, Северного Ледовитого, северной и западной окраины Индийского, антарктической окраины Тихого океана. Этот тип окраин отличается спокойным переходом от континента к океану, широким шельфом, умеренным наклоном континентального склона, отсутствием островных дуг и глубоководных желобов (см. рис. 20.4).

Андский тип континентальных окраин прослеживается вдоль западного побережья Южной и Центральной Америки. Основные черты окраины андского типа – узкий шельф, крутой континентальный склон, быстро переходящий в глубоководный желоб, за которым начинается ложе океана (рис. 20.5).

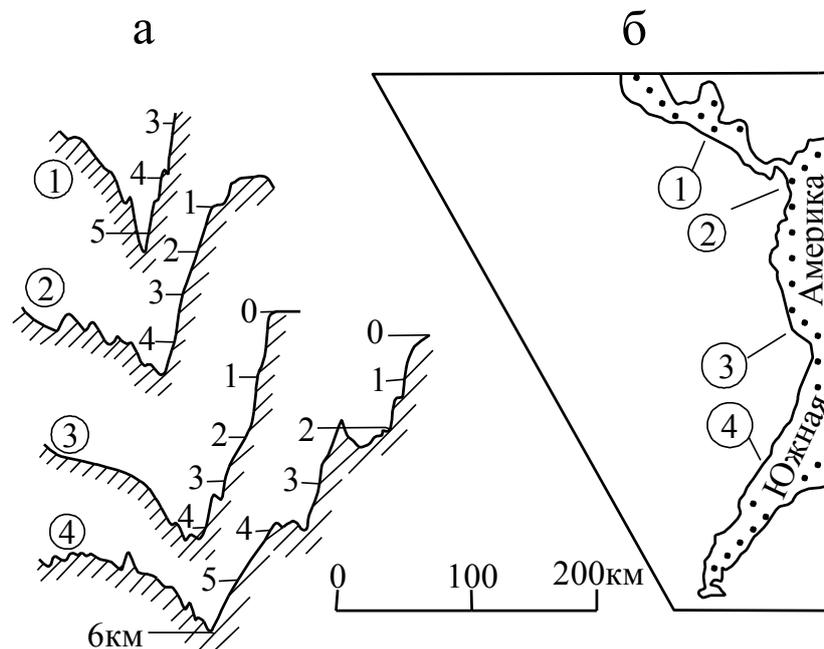


Рис. 20.5. Профили рельефа тихоокеанской континентальной окраины (а) через Центрально-Американский (1) и Перуанско-Чилийский (2-4) глубоководные желоба. Положение профилей показано на схеме (б). По В.М. Литвину

Западно-тихоокеанский тип континентальных окраин фиксируется по наличию островных дуг, которые отсутствуют в рельефе континентальных окраин других типов. Поэтому он еще называется островодужным. В окраинах западно-тихоокеанского (островодужного типа) переход от континента к океану осуществляется по схеме: континент – впадина задугового окраинного моря – островная дуга – глубоководный желоб – ложе океана (рис. 20.6).

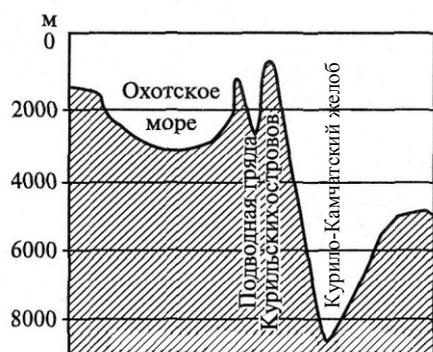


Рис. 20.6. Схематический разрез, иллюстрирующий переход от континента к океану через Курильскую островную дугу

**Ложе океанов** занимает обширные пространства, окруженные континентальными окраинами. Суммарно эти пространства составляют 76,2% площади Мирового океана. В ложе океанов выделяются два резко контрастных по особенностям рельефа элемента: срединно-океанические хребты и абиссальные равнины.

**Срединно-океанические хребты** – это топографические возвышения океанического дна, приуроченные обычно к срединным частям океанов (рис.20.7), отчего и пошло их название. Ширина хребтов – от сотен до 1-2 тыс. км. Осевые части хребтов представлены рифтовыми долинами (англ. rift – ущелье, расселина) – линейно-вытянутыми щелевидными

ми и ровообразными углублениями океанического дна (рис. 20.8). Глубина долин 1-2 км при ширине от нескольких до 40-50 км. Борта долин обычно ступенчатые.

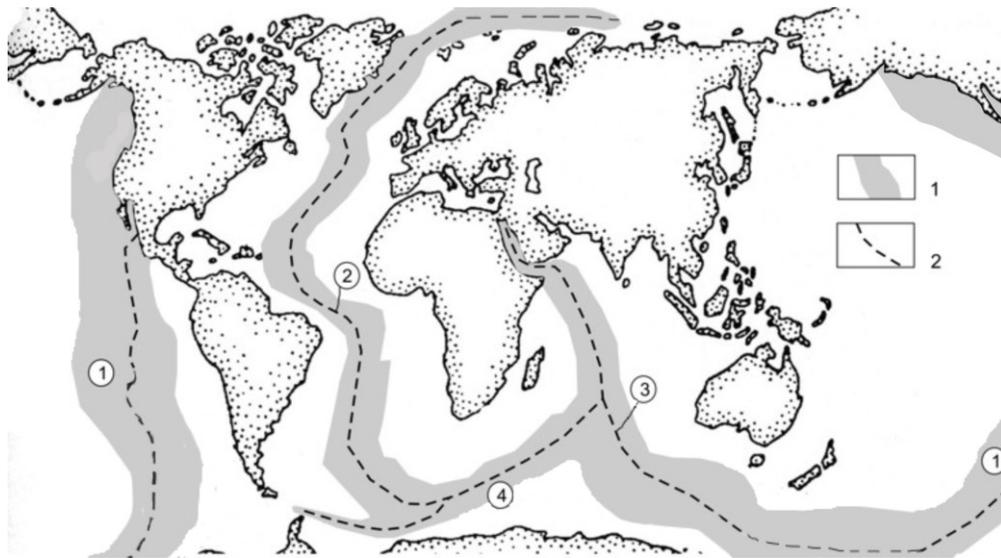


Рис. 20.7. Глобальная система срединно-океанических хребтов

1 – срединно-океанические хребты; 2 – их оси; цифрами в кружках указаны Восточно-Тихоокеанский (1), Срединно-Атлантический (2), Срединно-Индийский (3) и Африкано-Антарктический (4) хребты

По обе стороны рифтовых долин располагаются гребневые, а за ними фланговые зоны (склоны) срединно-океанических хребтов. Гребневые зоны занимают полосы шириной в первые сотни километров. Рельеф их сильно расчленен. Фланговые зоны хребтов характеризуются плавным понижением рельефа в сторону абиссальных равнин. Ширина склонов – многие сотни километров.

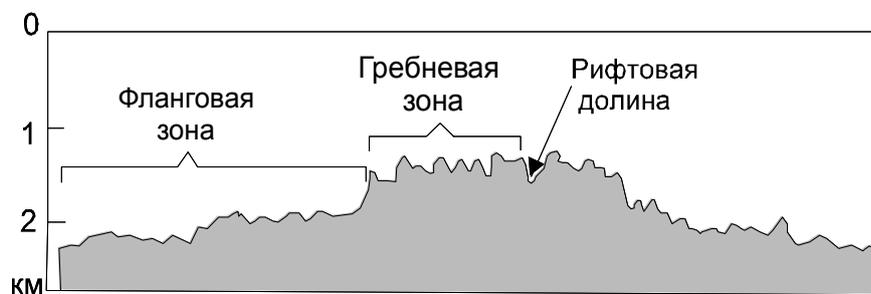


Рис. 20.8. Профиль рельефа Срединно-Атлантического хребта

Абиссальные равнины занимают большие площади океанического дна между срединно-океаническими хребтами и континентальными окраинами. Глубина океана в областях абиссальных равнин 4-6 км. Рельеф равнин плоский или холмистый. На них местами возвышаются горы вулканического происхождения, иногда выступающие над поверхностью океана в виде островов. Особенно много подводных гор в западном секторе Тихого океана – от небольших холмов до крупных вулканических построек типа Гавайских островов. Среди них встречаются одиночные горы с плоской вершиной, которые получили название гайотов. Гайоты представляют собой погружившиеся в океан острова, вершина которых срезана абразией у поверхности океана. Некоторые из них довольно крупные. Например, размер вершины гайота Кейп-Джонсон 11×16 км, а гайота Хорайзн 66×280 км. Плоские вершины гайотов установлены на глубине до 2,5-3 км. Гайоты – свидетельство крупных нисходящих движений земной коры в ложе океана.

**Рельеф дна окраинных и внутриконтинентальных морей.** По особенностям рельефа дна эти моря подразделяются на два основных типа: с плоским дном и котловинные.

*Моря с плоским дном* являются эпиконтинентальными ( греч. «эпи» – после), т.е. они представляют собой опущенные в результате нисходящих тектонических движений участки суши, занятые морскими водами. Их глубина близка к характерной для шельфа. По сути, окраинные моря с плоским дном – это вдающиеся в сушу участки шельфа подводных континентальных окраин. К такому типу морей относятся Северное, Баренцево, Карское, Балтийское и др.

*Котловинные моря* характерны для участков земной коры с повышенной тектонической активностью. В рельефе котловинных морей присутствуют следующие элементы, присущие рельефу океанов: шельф, континентальный склон и глубоководное ложе. Глубина котловинных морей составляет 3-3,5 км, а в отдельных впадинах – около 5 км. Котловинными являются многие задуговые (окраинные) моря континентальных окраин западно-тихоокеанского типа (Японское, Охотское и др.), а также Средиземное и Черное внутриконтинентальные моря.

### 20.3. Физико-химические свойства морской воды

Основные физико-химические свойства морской воды: соленость, химический состав, газовый режим, температура, давление и плотность.

**Соленость и химический состав.** Морская вода содержит в растворенном виде различные соли. Суммарное их содержание определяет соленость морской воды, которая выражается в промилле (‰)<sup>1</sup>. Средняя (нормальная) соленость морской воды около 35 ‰. В 1 кг такой воды содержится 35 г растворенных солей. Соленость воды в различных частях океана может отличаться от средней на 2-4 ‰. Более изменчива соленость воды в морях, особенно внутриконтинентальных, имеющих слабую связь с океаном. Во внутриконтинентальных теплых морях аридной климатической зоны, характеризующихся интенсивным испарением, соленость воды достигает 41-43‰; например, в Красном море. Внутриконтинентальные моря умеренной климатической зоны, в которые впадают полноводные реки, обладают пониженной соленостью воды. В частности, соленость воды Балтийского моря составляет всего 0.3-6‰, что связано с большими объемом пресноводного стока реками Рейн, Висла, Нева и др.

В солевом составе морской воды нормальной солености (35‰) преобладает хлористый натрий (78.32%) и хлористый магний (9.44%). Сульфаты магния, кальция и калия составляют 11,95 %. На долю всех других солей приходится 0.4%. Помимо перечисленных солей, в морской воде присутствуют йод, фтор, бром, цинк, свинец и другие элементы. Растворимость хлоридов и сульфатов в морской воде увеличивается с ростом температуры, что ведет к повышению солености морской воды.

**Газовый режим.** В водах современного Мирового океана растворены различные газы. Главные из них – кислород, углекислый газ, местами сероводород.

Кислород и углекислый газ поступают в морскую воду в основном из атмосферы. Незначительная часть кислорода образуется в результате фотосинтеза водорослей. Всего в водах Мирового океана растворено около 8 трлн.т кислорода. Морские бассейны, в водах которых растворен кислород, обладают нормальным газовым режимом, благоприятным для жизнедеятельности морских организмов. Такой режим поддерживается благодаря притоку богатых кислородом холодных вод от высоких широт к экватору и поверхностных вод в придонную часть.

---

<sup>1</sup> Промилле – относительная единица измерения, соответствующая тысячной доле какой-либо величины.

Углекислый газ количественно преобладает над всеми газами атмосферы, что объясняется его повышенной растворимостью в морской воде. Воды Мирового океана содержат в растворенном виде 140 трлн. т углекислого газа.

Растворимость атмосферных газов в морской воде зависит от ее температуры. При повышении температуры образуется избыток газов и часть их выделяется в атмосферу. Поэтому весной и летом воздух у моря пересыщен кислородом, чем объясняется благотворное влияние морского климата на организм человека именно в эти времена года. Особенно важна геологическая роль изменения растворимости углекислого газа. В нижних, холодных слоях морей и океанов образуется избыток  $\text{CO}_2$  и возникает растворимый бикарбонат кальция  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Вследствие этого происходит растворение карбонатных раковин отмерших организмов. К р и т и ч е с к а я г л у б и н а к а р б о н а т н а к о п л е н и я на дне океанов, ниже которой нет карбонатных осадков из-за их растворения, колеблется от 4 до 5 км.

В верхних прогретых слоях растворимость углекислого газа падает, создается его дефицит, что приводит к образованию нерастворимого карбоната кальция  $\text{CaCO}_3$  и выпадение его в осадок. В результате этого происходит захоронение углерода в виде карбонатных пород. По оценке А.П. Виноградова, современная скорость захоронения углерода на дне Мирового океана составляет 250 млн. т. в год, а общее количество углерода, захороненного таким путем в земной коре, составляет  $5 \cdot 10^{16}$  т.

Черное море и некоторые норвежские фьорды Балтийского моря характеризуются аномальным газовым режимом, выраженным сероводородным заражением воды, начиная с глубины 150-200 м. Это связано с резким сокращением растворенного кислорода на указанных глубинах в связи с потерей вертикальной циркуляции воды из-за ее расслоения по солености. Причина такого расслоения заключается в следующем. Названные моря соединяются с Мировым океаном узкими проливами, что затрудняет свободный водообмен. Расслоению по солености способствует также сильное опреснение поверхностных горизонтов воды, благодаря интенсивному речному стоку.

Сероводород образуется анаэробными бактериями, способными восстанавливать содержащиеся в воде сульфаты за счет окисления углерода органического вещества. Часть сероводорода является продуктом гниения мягких тканей отмерших морских организмов. Являясь сильным восстановителем, сероводород легко соединяется с кислородом, образуя кислоты ( $\text{H}_2\text{SO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и др.), поэтому кислород в зоне сероводородного заражения отсутствует. Уровень сероводородного заражения придонной части Черного моря достигает  $6 \text{ см}^3/\text{л}$ .

**Температура морской воды.** Температура верхнего (до глубины 200-300 м) слоя вод Мирового океана определяется климатическими условиями местности и подвержена сезонным колебаниям. Этот слой вод Мирового океана получил название в о з м у щ е н н о г о с л о я. Среднегодовая температура воды в возмущенном слое закономерно убывает от экватора к полюсам от  $+25^\circ\text{C}$  до нуля и даже  $2-3^\circ\text{C}$  ниже нуля, поскольку наличие в морской воде растворенных солей снижает температуру ее замерзания. Для Мирового океана в целом среднегодовая температура возмущенного слоя составляет  $17,4^\circ\text{C}$ . Это почти на  $3^\circ\text{C}$  выше среднегодовой температуры нижних слоев атмосферы.

Глубже возмущенного слоя колебания температуры морской воды, вызванные климатическими условиями, исчезают и далее с глубиной температура воды изменяется закономерно. В умеренных широтах и экваториальной зоне она неуклонно снижается до  $+3^\circ\text{C}$ , а в глубоководных впадинах до  $-2^\circ\text{C}$ . В приполярных областях наблюдается некоторое повышение температуры нижней границы возмущенного слоя (до  $+0,5^\circ\text{C}$ ). Глубже этой границы температура воды неуклонно понижается и уже на глубине 1500 м достигает  $-1^\circ\text{C}$ .

На температуру морской воды существенное влияние оказывают морские течения, которые могут понизить или повысить среднее ее значение в том или ином бассейне. Резкое различие температуры морской воды высоких широт и экваториальных областей обуславливает циркуляцию и постоянное перемешивание вод Мирового океана.

**Давление и плотность морской воды.** Давление (вес вертикального столба воды на единицу площади его поперечного сечения) в морях и океанах возрастает пропорционально глубине. На каждые 100 м погружения оно увеличивается примерно на 1 МПа при условии, если в расчетах ускорение свободного падения принять равным  $10 \text{ м/с}^2$ , а плотность воды  $1 \text{ г/см}^3$ . Фактическая плотность морской воды несколько больше – от 1,0220 до  $1,0275 \text{ г/см}^3$ . Она увеличивается при уменьшении температуры воды и повышении солености воды в результате испарения с поверхности океана. Прогрев воды и выпадение атмосферных осадков приводят к противоположному эффекту.

Расчет давления для конкретных глубин производится по формуле:

$$P = \frac{H \cdot \gamma}{100}$$

где  $P$  – давление морской воды, в МПа,

$H$  – глубина, для которой производится расчет,

$\gamma$  – плотность морской воды,  $\text{г/см}^3$ .

## 20.4. Гидродинамика Мирового океана

Разрушающее воздействие на горные породы дна и побережья морей и океанов, перенос и механическая обработка обломочного материала морскими водами во многом обусловлены особенностями их движения. Основные типы движения морских вод: волнения, течения, приливы-отливы.

**Волнения**, или волновые движения возникают в основном от воздействия ветра на водную поверхность, иногда как следствие землетрясений и подводных извержений вулканов. Волны характеризуются двумя параметрами: высотой и длиной. **Высота волны** – вертикальное расстояние от ее подошвы до гребня. **Длина волны** – расстояние между соседними гребнями. Высота волн в открытом море или океане обычно составляет 1,5–4,5 м, но во время шторма может достигать 15–30 м и более. При такой высоте длина волн колеблется от 60 до 210 м, а скорость от 30 до 100 км/ч и более.

Следует отметить, что в горизонтальном направлении перемещается сама волна, а не водные массы. Во время полного прохождения волны каждая частица воды движется по круговой орбите, диаметр которой для поверхностного слоя равен высоте волны. При таком движении частиц воды практически отсутствует их поступательное перемещение. С глубиной диаметр орбиты, по которой движутся частицы воды, уменьшается, как и в целом волновое воздействие. Максимальная глубина, на которой еще происходит колебание воды, называется **базисом волны**. Он равен примерно  $1/2$ – $1/4$  длины волны.

В прибрежной зоне, на мелководье волны начинают разрушаться, волнение достигает придонной зоны и в результате трения воды о дно ее движение по мере приближения к берегу замедляется, а длина волны сокращается. Когда волна достигает береговой отмели, глубина которой равняется длине волны, она опрокидывается и превращается в **прибой**. Орбитальный характер движения частиц воды нарушается, орбиты разрываются и вода начинает двигаться поступательно (рис. 20.9), обрушиваясь на берег в виде крутой асимметричной волны. Если волна налегает на приглубый берег, то она с силой ударяется о него, производя разрушительную работу в результате удара водной массы и механического воздействия взвешенных в воде обломков (песка, гравия, гальки). При подходе к отмелому (полотому) берегу волна разрушается многократно, что ослабляет ее воздействие на дно и берега моря.

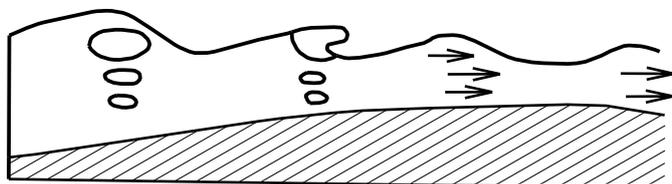


Рис. 20.9. Схема, поясняющая разрушение волны на мелководье и переход движения частиц воды от орбитального к поступательному

Разновидностью волновых движений являются так называемые штормовые нагоны. Они возникают на низменных побережьях при сильном ветре, дующем продолжительное время в сторону суши. Высота нагона волн достигает 16 м. С штормовыми нагонами связаны наводнения, которые время от времени угрожают Санкт-Петербургу. В сентябре 2005 г. штормовые нагоны, обусловленные ураганом Катрин, полностью затопили г. Новый Орлеан (США).

О волнах цунами, возникающих во время землетрясений с эпицентром на дне океана, а также во время извержений вулканов (подводных и расположенных на островах) см. в разделе 7.1.

**Течения** представляют собой поступательные перемещения больших масс воды в горизонтальном и вертикальном направлениях. В Мировом океане функционирует сложная система течений (рис. 20.10). Основные причины их возникновения: ветер, неравномерный нагрев воды, колебания атмосферного давления. По месту существования течения делятся на поверхностные, глубинные (придонные) и прибрежные, а по отношению к температуре окружающей воды на холодные и теплые.

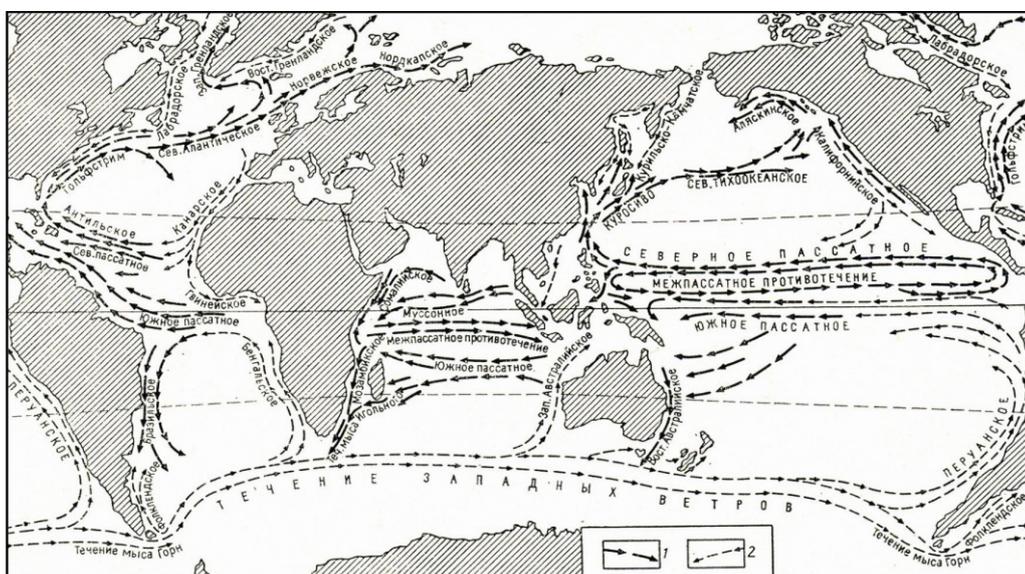


Рис. 20.10. Схема основных поверхностных течений Мирового океана  
1 – теплые течения, 2 – холодные течения

*Поверхностные течения* зарождаются главным образом в приэкваториальной зоне. Вблизи экватора воды океана нагреваются, плотность их уменьшается, и они поднимаются к поверхности, а затем растекаются к полюсам, создавая постоянные поверхностные течения (см. рис. 20.10). В приэкваториальной зоне направление этих течений совпадает с направлением пассатов – ветров, дующих с востока на запад

Пассатные течения у западных берегов материков дают начало экваториальным теплым противотечениям, а также теплым течениям, направленным вдоль материков к полярным областям (Гольфстрим, Бразильское, Куроисио, Восточно-Австралийское). Компенсационными по отношению к указанным теплым течениям являются холодные течения – Лабрадорское, Канарское, Бенгальское и Перуанское. В широтах от 30 до 60°, где господствуют западные ветры, морские течения, в основном холодные, направлены с запада на восток. Все поверхностные морские течения отклоняются под действием кориолисовой силы (см. рис. 15.4).

*Придонные течения* наиболее важны с точки зрения геологии, так как они определяют аккумулятивные и эрозионные формы подводного рельефа. Придонные течения могут возникать на локальных участках при передаче на глубину энергии поверхностных течений. Глобальные придонные течения зарождаются в полярных областях. Сильно

охлажденные и более плотные поверхностные воды погружаются на дно и начинают двигаться к экватору.

Сложная система разнонаправленных поверхностных течений в Мировом океане приводит или к расхождению вод в стороны, что вызывает компенсационный подъем глубинных вод, или к схождению, сопровождаемому погружением вод в глубину. В местах расхождения и подъема (а п в е л и н г а ) глубинных вод, обогащенных биогенным питательным веществом, собираются большие массы планктона, привлекающие морских животных и рыб, которые им питаются. В Мировом океане установлено несколько стационарных апвеллингов. Как правило, они располагаются у западных окраин материков и вызваны постоянным отгоном от них больших масс воды пассатными ветрами.

*Прибрежные течения* охватывают мелководья и обычно совпадают с зоной действия прибоя. Причиной возникновения прибрежных течений в этом случае являются ветровые волны, которые при выходе на мелководье деформируются, опрокидываются, а движение частиц воды из орбитального преобразуется в поступательное. Так возникают сгонно-нагонные течения, перпендикулярные береговой линии. Волновой поток то накатывается на берег, вызывая подъем уровня воды, то скатывается в обратном направлении. В случае косого подхода фронта волны к берегу часть воды начинает перемещаться вдоль берега, формируя вдольбереговое течение. Прибрежные течения возникают также в связи с приливно-отливными движениями водных масс.

**Приливы и отливы** – периодические поднятия и опускания уровня воды в морях и океанах, обусловленные притяжением Луны и Солнца. Расчеты показали, что приливный подъем воды под влиянием притяжения Луны в 2,3 раза выше, чем под влиянием притяжения Солнца. Приливы и отливы сменяются за сутки обычно четыре раза (два прилива и два отлива). Эти явления охватывают как водную, так и твердокаменную оболочку земли, но ввиду различных физических свойств эффект деформации в них неодинаков. В водной оболочке он гораздо более значительный, чем в твердокаменной.

Уровень приливного подъема воды зависит от взаимного расположения Земли, Луны и Солнца. Максимум он достигает в с и з и г и и ( греч. «сизигий» – сопряжение), когда все три небесных тела находятся на одной прямой. Это происходит два раза в лунный месяц – в новолуние и полнолуние. Минимум приливного подъема воды бывает в к в а д р а т у р е , когда линия Луна – Земля расположена перпендикулярно линии Земля – Солнце. Приливный эффект в сизигии в три раза больше, чем в квадратуре.

Неравномерное распределение суши и моря на поверхности земного шара, изменчивость мощности его водной оболочки обуславливают разную величину приливов в различных частях Мирового океана. В открытом океане приливной подъем воды редко превышает 1 м. На шельфе, особенно в заливах и устьях крупных рек он может достигать 6-15 м и более. Например, в заливе Фанди (Канада) высота сизигийного прилива составляет 18 м. В нашей стране максимальные приливы (11-12 м) установлены в Пенжинской губе Охотского моря и Кандалакшском заливе Белого моря.

Приливы и отливы вызывают в прибрежной зоне течения, которые размывают дно, перемывают и переносят обломочный материал.

## 20.5. Органический мир морей и океанов

В Мировом океане зародилась жизнь на Земле. Он является средоточием разнообразных живых организмов. По условиям обитания и образу жизни все морские организмы подразделяются на три группы: планктон, нектон и бентос.

**П л а н к т о н** (греч. – блуждающий) – пассивно переносимые ветром и течением организмы, пребывающие в воде во взвешенном состоянии. Различают два вида планктона: растительный (фитопланктон) и животный (зоопланктон). Фитопланктон представлен

в основном морскими водорослями (кокколитофоридами, диатомовыми и др.). В составе зоопланктона преобладают простейшие, главным образом фораминиферы и радиолярии.

**Нектон** (греч. – плавающие) – организмы, имеющие возможность самостоятельно передвигаться в толще воды (рыбы, морские млекопитающие, пресмыкающиеся и некоторые моллюски).

**Бентос** (греч. – глубина) – организмы, расселяющиеся на морском дне. Подразделяется на подвижный и неподвижный. Подвижный бентос представлен в основном рыбами, моллюсками, иглокожими и червями. Неподвижный или прикрепленный бентос – кораллы, водоросли, мшанки, морские лилии и др.

Распределение живых организмов в морях и океанах зависит от солености и температуры воды, насыщенности ее кислородом, а также глубины, с которой связаны степень освещенности и давления. Для геологии большое значение имеет распределение живых организмов по областям различной глубинности, начиная от шельфа. Зная, какие организмы обитают в той или иной области, можно по ископаемым остаткам, определить условия их обитания, а, следовательно, условия формирования осадочных пород, в которых обнаружены эти остатки.

По глубине обитания живых организмов в морях и океанах выделяют три области: неритовую, батимальную и абиссальную (рис. 20.11).



Рис. 20.11. Области и зоны обитания живых организмов в Мировом океане и их соотношение с основными элементами рельефа его дна  
1 – 3 – зоны: 1 – литоральная, 2 – сублиторальная, 3 – эпибатимальная;  
4-5 – области: 4 – батимальная, 5 – абиссальная

**Неритовая область** (греч. неритес – ракушка) практически совпадает с шельфом. Она делится на три зоны: литоральную, сублиторальную и эпибатимальную. **Литоральная зона** (лат. литоралис – прибрежный) расположена между границами максимальных приливов и отливов. Литоральная фауна приспособлена к пребыванию на воздухе во время отливов и гидродинамическому режиму прибрежной зоны. Например, моллюски имеют толстостенные раковины, иногда с острыми шипами, способствующими закреплению на дне. **Сублиторальная зона** находится между границами максимального отлива и распространения высших водорослей. **Эпибатимальная зона** (греч. эпи – поверх, батис – глубокий) расположена глубже границы распространения высших водорослей и протягивается до внешнего края шельфа.

**Батимальная область** (греч. батис – глубокий) приурочена к материковому склону (к интервалу глубин 500-3000 м) и заселена специфической батимальной фауной.

**Абиссальная область** (греч. абиссос – бездна) распространяется на ложе океана. Границей между абиссальной и батимальной областями считают глубину 3000 м.

Кроме того, выделяют область открытого моря – **пелагическую** (греч. пелагос – открытое море), включающую удаленные от суши районы океана без деления их по интервалам глубин, т.е. от поверхности до дна моря (океана).

На обширных пространствах практически безжизненной абиссальной и частично батимальной областей расположены отдельные очаги интенсивной жизни, связанные с выходами на морское дно гидротерм, которые приурочены в основном к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов. Поперечник таких очагов достигает 300м. Они образуют линейно вытянутые цепочки вдоль тектонических трещин, на которых «сидят» гидротермальные постройки (о них см. в разделе 20.7). Доминирующие группы организмов этих «оазисов жизни» на дне океана: хемосинтезирующие термофильные бактерии, кольчатые черви, погонофораты, двустворчатые и брюхоногие моллюски.

Организмы в море расселяются определенными сообществами (биоценозами). Каждый биоценоз занимает свой биотоп – участок моря, благоприятный для существования всех членов данного биоценоза. Захороненные скопления остатков мертвой фауны называют танатоценозами (греч. танатос – смерть, коинос – общий).

## 20.6. Денудационная деятельность морей и океанов

**Разрушительная деятельность морей и океанов (абразия)** заключается главным образом в разрушении берегов и прибрежной полосы морского дна под воздействием ударной силы волн и обломков горных пород, переносимых волнами. Донная абразия под влиянием придонных течений проявляется в возникновении промоин, борозд и подводных долин. Механизм, формы и масштаб проявления донной абразии еще недостаточны изучены.

Волновая абразия характерна для крутых береговых уступов (склонов). Под воздействием волн в таких уступах возникает волноприбойная ниша, которая в дальнейшем разрастается вплоть до момента обрушения нависающего над ней карниза. Обломки обрушенного карниза перераспределяются волнами вдоль берега. После обрушения берег вновь представляет собой отвесный обрыв, или клиф (нем. «клиф» – обрыв). Этот процесс многократно повторяется, и с каждым разом появляются новые волноприбойные ниши и клиф, а берег отступает в сторону суши, оставляя за собой слабо наклоненную подводную абразионную террасу – бенч (рис. 20.12). Он сложен скальными породами, только местами покрытыми тонким слоем продуктов разрушения берега.

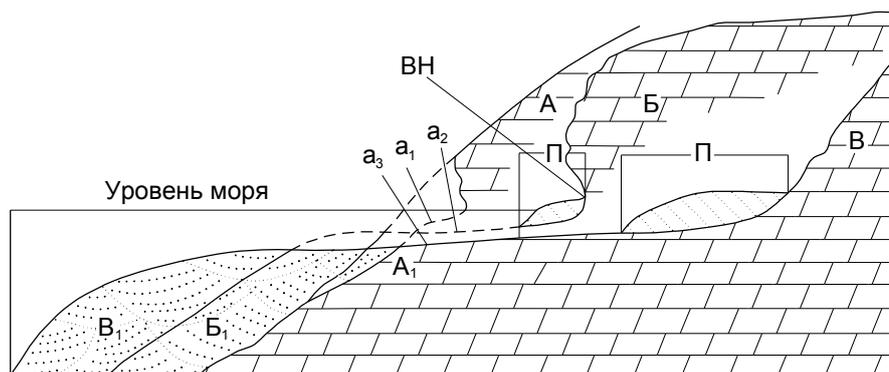


Рис. 20.12. Схема последовательного отступления берега моря вследствие абразии.

По В.Л.Зенковичу

Различные положения:  $a_1, a_2, a_3$  – подводной абразионной террасы (бенча); А, Б, В – отступающего берегового склона;  $A_1, B_1, B_1$  – различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы; ВН – волноприбойная ниша; П – пляж

Под действием волн обломки пород перекачиваются, дробятся и окатываются, превращаясь в гальку, гравий и песок. Они накапливаются между подводной абразионной террасой и береговым обрывом, образуя надводную аккумулятивную террасу, или пляж. Часть обломочного материала уносится волнами в море за пределы абразионной террасы, где образуется подводная аккумулятивная тер-

раса. Волноприбойная терраса, включающая ее аккумулятивную часть и бенч, постепенно расширяется как в сторону суши, так и в сторону моря со скоростью от первых дециметров до первых метров в год. Ширина таких террас достигает иногда 60 км.

Скорость волновой абразии зависит от прочности горных пород, слагающих побережье. Легко и быстро разрушаются берега, сложенные рыхлыми или слабосцементированными породами. Берега, сложенные крепкими, слабо трещиноватыми магматическими породами, разрушаются крайне медленно. Если побережье представлено разными по прочности породами, то в результате абразии береговая линия становится извилистой, возникают мысы, вдающиеся в море, и бухты, врезанные вглубь суши. При отступлении быстро разрушающихся берегов начинает преобладать не абразия, а перенос и аккумуляция осадков. Такие берега в отличие от абразионных называют аккумулятивными.

Перенос и сортировка обломочного материала осуществляется всеми видами движения вод Мирового океана. В прибрежной полосе обломки перемещаются волнами и прибрежными течениями, а также движениями воды, связанными с приливами и отливами. На большие расстояния – в открытое море или океан – обломочный материал, в том числе находящийся во взвешенном состоянии, переносится главным образом течениями.

Часть обломочного материала, поступающего в осадки Мирового океана, доставляется плавающими льдами, а также мутьевыми потоками, возникающими при гравитационном сползании рыхлых осадков, накопившихся на крутых континентальных склонах.

## 20.7. Осадконакопление в морях и океанах

Моря и океаны аккумулируют основную массу осадков на Земле. Осадочные породы морского происхождения составляют не менее 75% объема всех осадочных пород. Кроме продуктов абразии, в Мировой океан поступают осадки, сносимые с суши реками, ветром, ледниками. Какая-то часть осадков связана с деятельностью вулканов, имеет биогенное происхождение, представлена космической пылью. Абсолютно преобладают осадки, доставляемые в Мировой океан реками (табл. 20.1)

Таблица 20.1

### Поступление осадочного материала в Мировой океан

Источники	Количество, млрд. т/год
Реки	21,73
Ветер	1,6
Абразия	0,5
Вулканы	2,5
Биогенный фактор	1,8
Ледники	1,5
Космическая пыль	0,05
Всего	29,68

Вследствие разнообразия физико-географических условий накопления морских осадков, они чрезвычайно разнообразны по размеру обломков, количественному соотношению обломочного и хемогенного материала, минеральному составу тех и других компонентов, наличию в тех или иных количествах или полному отсутствию органических остатков.

Основными факторами, определяющими тип морских осадков, являются климат, рельеф и глубина морского дна, степень удаленности от береговой линии.

Совокупное влияние на морское осадконакопление всех указанных факторов лучше всего рассмотреть на основе схемы гипсометрической зональности Мирового океана,

принятой в разделе 20.4 (см. рис. 20.9). При этом целесообразно сублиторальную и эпибатиальную зоны объединить в одну – мелководную, пространственно соответствующую шельфу, так как принятый для их разделения критерий (граница распространения высших водорослей) не является значимым для осадконакопления (рис. 20.13). Каждой зоне, выделенной на этой схеме, соответствуют свои условия осадконакопления и характер осадков. По этим критериям различают литоральные, мелководные, батиальные и абиссальные осадки. В связи с нечеткостью перехода между двумя последними видами осадков их часто рассматривают совместно под названием пелагические осадки. Осадки морей и океанов по генезису делятся на терригенные, биогенные, хемогенные и имеющие смешанное происхождение (полигенные).

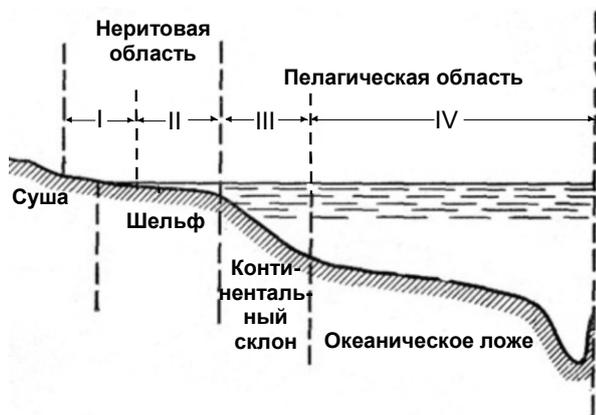


Рис. 20.13. Зоны отложения осадков на дне Мирового океана (I – литоральная, II – мелководная, III – батиальная, IV – абиссальная)

Мощность современных осадков на дне морей и океанов колеблется от 0 до 2,0 км. В среднем она составляет 300-400 м. В области шельфа мощность рыхлых отложений 0 – 200 м, континентального склона – до 1,5 км и более. Наибольшая мощность осадков характерна для континентальных окраин гумидной климатической зоны, особенно вблизи устьев крупных рек, которые выносят большой объем осадочного материала. С удалением от континентальных окраин мощность современных осадков постепенно сокращается до 50-100 м в абиссальных равнинах. В пределах срединно-океанических хребтов осадки распределены неравномерно. Они накапливаются главным образом в понижениях между гребнями, а в рифтовых долинах практически отсутствуют. Изменчива мощность осадков и в глубоководных желобах. Например, в Чилийско-Перуанском желобе она составляет первые сотни метров, в других желобах иногда доходит до 1-2 км.

В целом для рыхлого осадочного слоя дна Мирового океана можно отметить следующие закономерности:

- 1) характер осадков и масштабы их накопления подчиняются широтной климатической зональности;
- 2) с приближением к континентам (основным поставщикам осадочного материала) мощность осадков возрастает;
- 3) с увеличением глубины океанов и соответственно удалением от континентов уменьшается размер обломков и количество биогенного материала.

Наряду с осадками на дне морей и океанов присутствуют аутигенные минеральные скопления, которые образуются в осадках на месте их залегания, т.е. *in situ*, путем осаждения из вод, насыщающих осадок, или взаимодействия их с твердыми частями осадка. Кроме перечисленных выше генетических типов осадков, образующихся исключительно вследствие экзогенных процессов, в зонах современной тектономагматической активности на дне океанов обнаружены гидротермально-осадочные образования, возникшие при осаждении минерального вещества из восходящих гидротермальных потоков, достигших океанического дна. Учитывая специфику аутигенных минеральных скоплений и гидротермально-осадочных образований, они будут рассмотрены отдельно.

**Литоральные осадки** отличаются разнообразием обломочного материала (от грубого до илов), местными скоплениями битых окатанных раковин, присутствием остатков

наземной и морской фауны. Характер литорального осадконакопления тесно связан с морфологией берега. У пологих плоских берегов образуются так называемые пляжевые осадки, состоящие из обломочного, преимущественно песчаного материала, переработанного волнами, в том числе вынесенного с суши и выброшенного морем (обломки раковин). В рельефе пляжа обычно выделяется береговой вал, сложенный наиболее крупными обломками (валунами, галькой). По мере удаления от берега размерность обломков уменьшается.

На низких берегах, затопляемых во время высоких приливов, возникают марши (болотистые, заросшие травой равнины) и ватты (илистые побережья). Для маршей характерно ритмичное чередование тонких илов, прослоев торфа и органических остатков. Искусственно осушаемые марши называются польдерами. Они представлены плодороднейшими землями. Ватты сложены илистым песком.

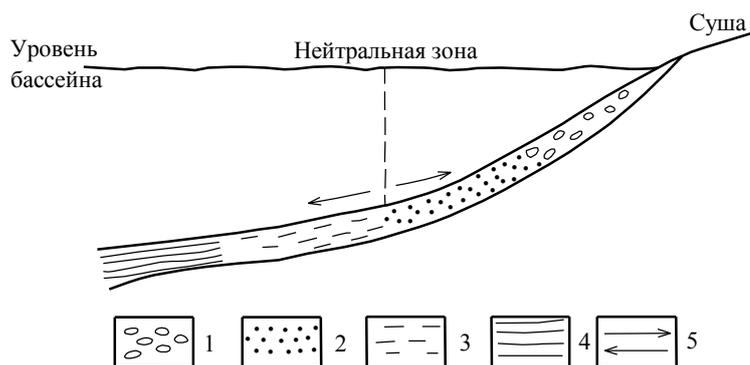
В тропических областях на участках низменных побережий образуются болота с пышной растительностью. При ее отмирании здесь идет накопление больших масс органического вещества, которое при прогибании данного участка земной коры и захоронении осадков превращается в торф, а затем в уголь.

У крутых скальных берегов на волноприбойной террасе накапливается в основном грубообломочный материал, из которого в дальнейшем образуются конгломераты и брекчии.

**Мелководные осадки** формируются в условиях относительно высокой подвижности вод (под воздействием волн и течений), которая убывает с увеличением глубины и вторично возрастает на нижнем (крутом) крае шельфа из-за усиления течений над перегибом дна. Среди осадков шельфа широко распространены терригенные (итал. «terra» – земля, суша) осадки (отсортированные галечники, пески, алевролиты, реже пелиты), состоящие в основном из твердых продуктов денудации суши, снесенных в морской бассейн реками, ветром и айсбергами.

Вследствие высокой динамики среды на шельфе вместе с накоплением обломочного материала формируется рельеф морского дна. Обычно существует нейтральная зона, относительно которой возникает профиль равновесия. В сторону берега переносится более грубый обломочный материал и образуется более крутой склон (рис. 20.14). От нейтральной зоны в сторону открытого моря перемещается более тонкозернистый материал и выполаживается рельеф морского дна. Кроме того, в прибрежной зоне шельфа образуются мелкие формы рельефа: подводные валы, примыкающие аккумулятивные террасы, бары, косы, тамболо (пересыпи).

Рис. 20.14. Схема профиля равновесия на шельфе. По А.Н. Павлову и др.  
1-4 – донные осадки: 1 – галечник, 2 – песок, 3 – алевролит, 4 – глина;  
5 – направление преимущественного перемещения донных зернистых осадков



Подводные валы возникают в результате разрушения и забурунивания волн на мелководье. При этом водная масса тормозится и из нее выпадает взвешенный до этого осадок. Материал подводных валов постепенно пересыпается волнами в сторону берега. При падении уровня моря подводные валы могут показаться над уровнем моря, т.е. превратиться в бары. Ширина баров – до первых километров, высота – первые десятки метров. Аккумулятивные примкнувшие террасы, косы и тамболо формируются при косом подходе к берегу фронта волны. При этом в случае вогнутого берега возникают примкнувшие аккумулятивные террасы, выпуклого – косы, а между ост-

ровами и берегом образуются то м б о л о (итальянское географическое название) (рис. 20.15).

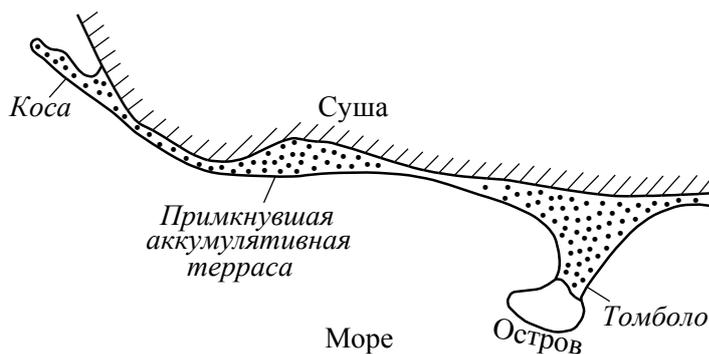


Рис. 20.15. Аккумулятивные формы донного рельефа, формирующиеся при косом подходе к берегу фронта волны. По В.П. Зенковичу

На приполярных участках широко развиты ледниковые (а к в а м о р е н н ы е) отложения. Среди шельфовых осадков зоны тропиков и субтропиков встречаются биогенные карбонатные осадки, преимущественно коралловые (рис. 20.16).

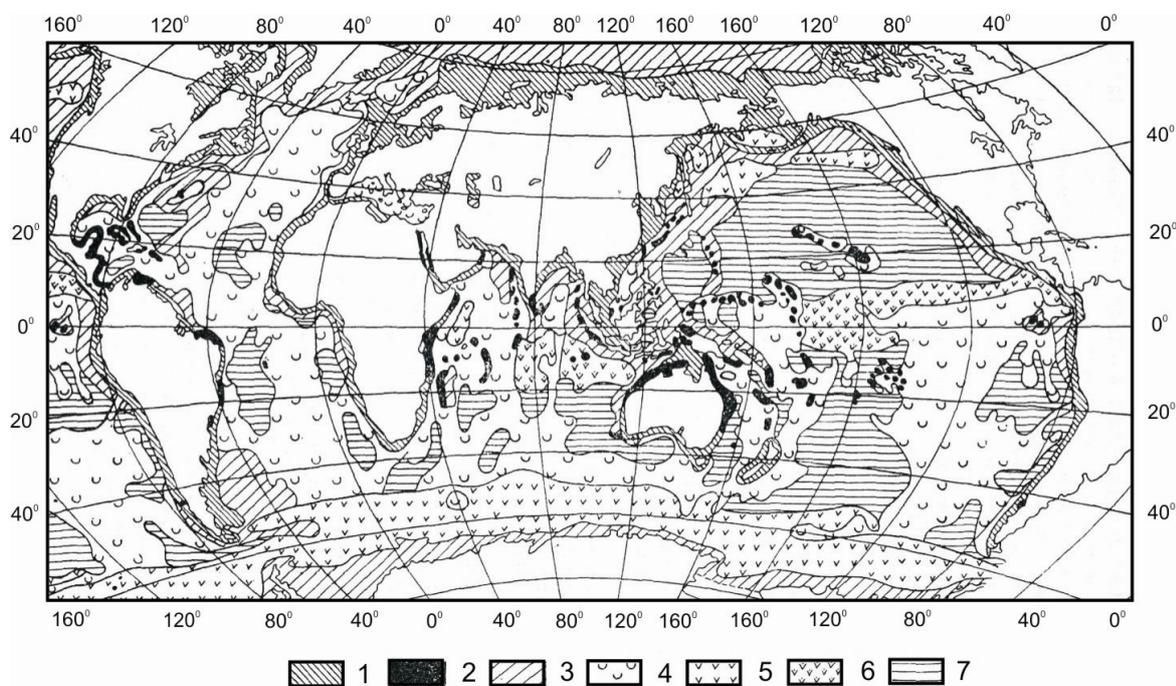


Рис.20.16. Схема размещения осадков на дне Мирового океана. По О.К. Леонтьеву

Осадки: 1 – литоральные и мелководные (шельфовые), преимущественно терригенные; 2 – коралловые; 3-4 – пелагические: 3 – терригенные (в вулканических районах и вулканогенные); 4 – фораминиферовые; 5-7 – абиссальные: 5 – диатомовые, 6 – радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые, 7 – красные глубоководные глины

Своеобразной формой органогенных карбонатных накоплений в теплых экваториальных частях океанов являются постройки коралловых полипов, растущие со дна и возвышающиеся над его средним уровнем. Глубина дна на участках таких построек 5-40 м. Когда они достигают поверхности воды, то превращаются в рифы. Нередко высота коралловых построек превышает указанную глубину. Это объясняется тем, что их рост происходит одновременно с опусканием морского дна. Рифы подразделяются на береговые, барьерные и атоллы.

Береговые рифы идут вдоль берега и отделяются от него узкой и неглубокой полосой воды. Ширина береговых рифов достигает нескольких сотен метров.

Барьерные рифы располагаются на значительном удалении (до десятков километров) от берега, часто у внешней границы шельфа. Это крупные органогенные постройки. Например, Большой Барьерный риф у восточных берегов Австралии протягивается более чем на 2 тыс. км. Мощность рифа по данным бурения 162 м. От берега он отделяется лагуной – мелководным участком, сообщаемся с открытым морем одним или несколькими заливами. Ширина лагуны от 10-40 м на севере до 100-180 м на юге, а ее глубина 20-70 м.

Атоллы (малайск. атолл – замкнутый) представляет собой кольцевые гряды рифов с внутренней лагуной. Поперечник таких лагун достигает нескольких десятков километров. С наружной стороны атоллов находится более глубоководная зона. Вслед за Ч. Дарвиным, предложившим в 1842 г. концепцию генезиса атоллов, большинство геологов считает, что атоллы возникают по периферии потухших вулканов, испытывающих постепенное погружение под уровень океана (рис. 20.17).

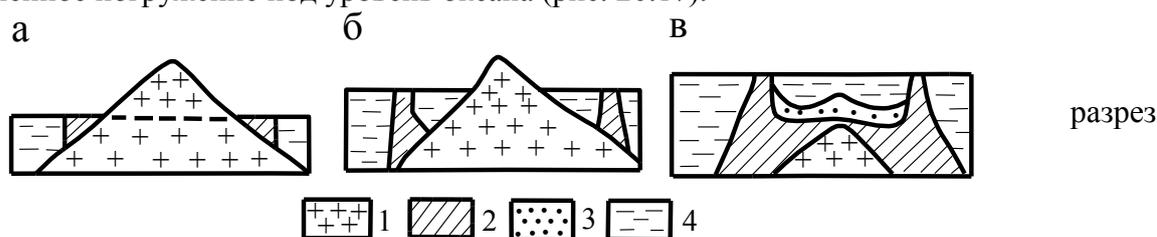


Рис. 20.17. Схема, отражающая различные стадии образования атолла (а – зарождение коралловой постройки; б – начало формирования лагуны; в – полное погружение вулкана под уровень океана, образование атолла). По Ч.Дарвину 1 – породы в коренном залегании; 2 – коралловые постройки; 3 – донные осадки лагуны; 4 – морская вода

Во внутренней лагуне атоллов и по периферии береговых и барьерных рифов накапливаются продукты абразии самой органогенной постройки. Они представлены окатанными обломками гравийной и песчаной размерности скелетных остатков кораллов и других организмов.

В лагунах и внутриконтинентальных морях, которые расположены в аридных областях с преобладанием испарения над поступлением воды образуются хемогенные соленосные отложения, получившие названия *эвапоритов*. В состав эвапоритов входят карбонаты, сульфатные и галоидные осадки, в том числе каменная и калийная соль.

Указанные выше условия при недостаточной концентрации в воде сульфатов и галоидов приводят к образованию только карбонатных хемогенных осадков в виде известкового ила или оолитового песка. В таком песке карбонат кальция представлен мелкими шариками (оолитами). Осадки в виде кальцитовых оолитов широко распространены у берегов Флориды, в Красном море, Персидском заливе и других мелководных морских бассейнах аридных областей.

В прибрежной зоне шельфа из вод, обогащенных соединениями металлов, выносимых реками, выпадают хемогенные металлоносные осадки, которые в дальнейшем образуют месторождения различных руд (железных, марганцевых, бокситов и др.).

**Батиальные осадки** формируются в пределах континентального склона, преимущественно в среде, характеризующейся слабой гидродинамической активностью. Они представлены в основном илами, тонкозернистыми песками и весьма бедны фауной. Среди батиальных осадков выделяются следующие их разновидности: глубоководные пески и галечники, синий или голубой ил, красный ил, зеленый ил и песок, вулканический ил и песок, известковистый ил и песок.

*Глубоководные пески и галечники* развиты в областях сильных донных течений. Они формируются на перегибе шельфа и подводных гребнях. Такие осадки установлены в верхней части континентального склона на глубине 200-800 м у побережья Норвегии.

*Синий или голубой ил* образуется в условиях восстановительной среды в присутствии сероводорода. В таких илах много органического вещества, есть обломочные, зерна минералов (22,5%), присутствуют известь (до 12,5%) и кремнезем (3,2%), сульфиды (обычно пирит), но в основном они представлены глинистым материалом (61,5%).

*Красный ил* – тропическая разновидность синего ила, но в отличие от него обогащен оксидами железа. Этот ил возникает в связи со сносом с близлежащих континентов продуктов глубокого химического выветривания и быстрым их захоронением.

*Зеленый ил и песок* возникают в условиях подвижной водной среды, отличающейся окислительной обстановкой. Такая среда благоприятна для образования глауконита, составляющего до 50% осадка и придающего ему зеленый цвет. Считается, что глауконит выпадает из коллоидных растворов. Он встречается в осадках шельфа (до глубины 200-300м) и континентального склона (до глубины 1500-2000м). В зеленых илах и песках встречаются остатки фораминифер и кремнистых организмов (радиолярий и диатомей).

*Вулканический ил и песок* – это обычный синий ил, обогащенный вулканическим песком, содержащий остроугольные обломки вулканического стекла песчаной и алевритовой размерности. Распространены главным образом на западном обрамлении ложа Тихого океана, где много действующих вулканов, приуроченных к островным дугам.

*Известковый ил и песок* сложены продуктами разрушения коралловых построек. Существует также карбонатный ил, образующийся в результате выпадения извести из морской воды. Карбонатные илы обнаружены в тропических областях океанов. Поставщиком карбонатного материала являются близлежащие участки суши. Вблизи источников терригенного материала и по мере перехода к умеренным широтам известковые (карбонатные) батиальные осадки замещаются терригенными илами.

Здесь следует подчеркнуть, что основная масса первичного терригенного материала оседает на шельфе и накапливается у его внешнего края. В область континентального склона и частично ложа океана терригенные осадки попадают в результате оползания или срыва и дальнейшего движения по континентальному склону под влиянием силы тяжести в виде потоков. Среди гравитационных потоков терригенных осадков преобладают турбидные (мутьевые).

Турбидные потоки представляют собой движущуюся суспензию осадочного обломочного материала от песчаной до пелитовой размерности. Плотность турбидной суспензии 1,03-1,3 г/см<sup>3</sup>. Часто турбидные потоки движутся по каньонам континентального склона и образуют у его подножия подводные конусы выноса, распространяющиеся и в области абиссальных котловин. Турбидиты – отложения турбидных потоков – заполняют также глубоководные желоба.

Для турбидитов характерна градиционная слоистость, выражающаяся в чередовании слоев (ритмов), в каждом из которых крупность обломочного материала уменьшается снизу вверх – от песка, иногда гравия, до пелита. Ритм образуется при дифференцированном оседании частиц (сначала крупных, а затем все более и более мелких) из одного турбидного потока. При новом турбидном потоке ритм повторяется. Таких повторений может быть очень много, в результате чего из турбидитов образуется флиш – толща терригенных пород с многократно повторяющимся ритмами мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, редко более.

Особенно интенсивно батиальные терригенные осадки формируются в областях лавинной седиментации, выделенных впервые А.П. Лисицыным в 1978г. Это области, в которых мощный привнос терригенного материала реками сочетается с относительно крутонаклонным морским дном.

**Абиссальные осадки** образуются на большой глубине в условиях очень малого поступления терригенного материала при низкой скорости осадконакопления (1 мм за 1000 лет). Исключение составляют участки океанического ложа, примыкающие непосредственно к континентальному склону. На этих участках, как говорилось выше, могут накапливаться терригенные осадки турбидных потоков. В состав абиссальных осадков

входят остатки скелетов планктонных организмов, тонкозернистый терригенный и вулканогенный материал, космическая пыль. Наиболее широко распространены два генетических типа абиссальных осадков: биогенный и полигенный.

*Биогенные абиссальные осадки* представлены известковистыми и кремнистыми илами. Известковистые илы состоят в основном из обломков известковых скелетных форм планктонных организмов (фораминифер, птеропод, кокколитофорид). Известковистые илы встречаются до глубин 4000-5000 м. Глубже этого уровня накопление карбонатов не происходит, так как они растворяются из-за возрастания с глубиной содержания углекислого газа и раскисления в связи с этим среды (см. стр. 216).

*Кремнистые илы* представлены остатками планктонных организмов, обладающими кремнистым скелетом (радиолярий и диатомей). Радиоляриевые илы являются наиболее глубоководными биогенными осадками. Диатомовые илы состоят из обломков скелета диатомовых водорослей – обитателей холодных морей. Особенно широко они распространены в южном полушарии между 55-й и 65-й параллелями (см. рис. 20.16).

*Полигенные абиссальные осадки* представлены красными глубоководными глинами и состоят из тонкодисперсного терригенного материала и вулканического пепла, приносимых с суши ветром и во взвешенном состоянии морскими течениями, космической пыли и небольшой примеси нерастворенного в воде биогенного материала (скелетных остатков радиолярий, диатомей, костей и зубов некоторых nektonных организмов). Эти глины отличаются полным отсутствием известки. Окраска глин обусловлена оксидами железа, возникающими в результате опускания ко дну холодных масс воды, насыщенных кислородом.

*Аутигенные минеральные скопления.* Кроме уже упоминавшегося глауконита, к аутигенным минералам относятся монтмориллонит и цеолиты, содержащиеся в красных глубоководных глинах, а также скопления на дне морей и океанов фосфоритовых и железомарганцевых конкреций – аутигенных стяжений шарообразной, лепешковидной или иной формы.

*Фосфоритовые конкреции* встречаются в терригенных и биогенных осадках шельфа, прилегающей к нему части континентального склона, а также на подводных возвышенностях ложа Тихого, Атлантического и в меньшей степени Индийского океанов (рис. 20.18). Считается, что донные осадки, генерирующие конкреции фосфоритов, обогащались фосфором за счет перевода в раствор соединений этого элемента, содержащихся в отмерших остатках фитопланктона, который в процессе жизнедеятельности активно поглощал фосфор, сносимый с суши в океан.

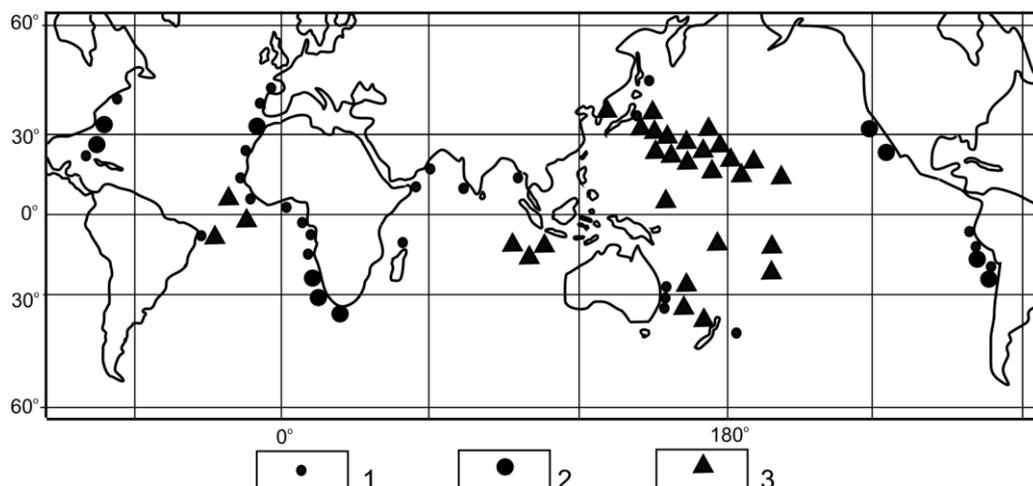


Рис. 20.18. Схема размещения скоплений фосфоритов на дне Мирового океана.

По Г.Н. Батурину

Скопления фосфоритов: 1 – 2 – на шельфе и континентальном склоне (1 – мелкие, 2 – крупные),  
3 – на подводных горах ложа океана

Возможно также, что обогащенные фосфором холодные воды в зонах апвеллинга подымались на участки шельфа, где из таких вод выпадали фосфаты, участвующие в аутигенном процессе образования фосфоритов.

*Железо-марганцевые конкреции* характерны для глубоководных (4-6 км) областей океана с равнинным и всхолмленным рельефом. Железомарганцевые конкреции установлены на площади дна Мирового океана, равной почти 40 млн. км<sup>2</sup>. Наиболее крупные поля железомарганцевых конкреций расположены в северо-восточной части экваториальной зоны Тихого океана (рис. 20.19). В конкрециях наряду с железом и марганцем присутствуют кобальт, никель, медь. Скопления наиболее богатых металлами конкреций размещаются обычно в красных глубоководных глинах. Конкреции образуются на границе «осадок-вода», вероятно, в результате коллоидных процессов. Механизм генезиса железомарганцевых конкреций не ясен. При этом допускаются различные источники металлов, содержащихся в конкрециях: континентальный снос; вулканические породы океанского дна, из которых металлы выщелачиваются водой; металлоносные гидротермы, выходящие на дно океана.

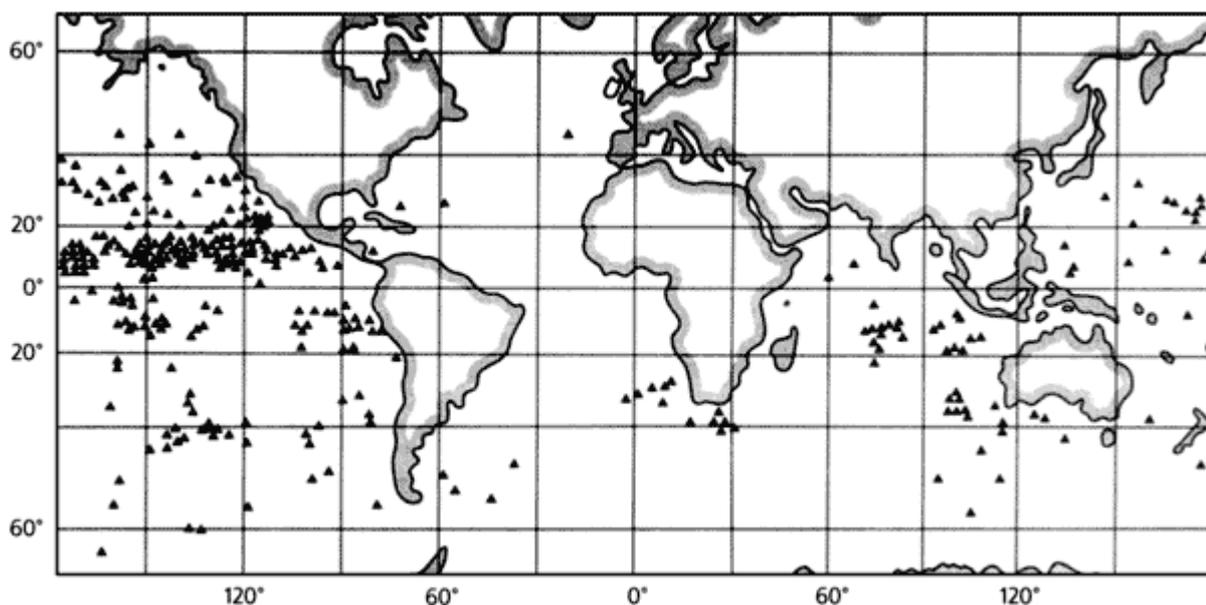


Рис. 20.19. Схема размещения скоплений железомарганцевых конкреций (показаны треугольниками) на дне Мирового океана. По Г.Н. Батурину

Близкими по вещественному составу и генезису к железомарганцевым конкрециям являются *кобальто-марганцевые корки*. По сравнению с конкрециями они более богаты марганцем и кобальтом. В отличие от конкреций кобальто-марганцевые корки развиваются на твердых породах океанского дна, лишенных рыхлых осадков. Мощность корок – от первых до 25 см. Такие корки покрывают обычно крутые склоны подводных гор (гайотов) и поднятий на глубинах 500-3500 м, но поля наиболее богатых корок расположены на глубине до 2000м.

Железо-марганцевые конкреции и кобальто-марганцевые корки рассматриваются как потенциальный резерв мировой минерально-сырьевой базы железа, марганца, кобальта, никеля. Промышленный интерес к ним будет повышаться по мере истощения запасов указанных металлов на континентах.

**Гидротермально-осадочные образования** на дне океанов представлены металлоносными осадками (неконсолированными рыхлыми отложениями) и массивными сульфидными рудами.

*Металлоносные осадки* впервые установлены экспедицией английского судна «Челленджер» (1872-1876 гг.) в восточном секторе Тихого океана. Как выяснилось позд-

нее, такие осадки широко распространены в связи с гидротермальными постройками, приуроченными к срединно-океаническим хребтам. По сути это пелагические илы, обогащенные сульфидами металлов, в основном железа. Источником сульфидов является их взвесь, унесенная океанской водой от центров истечения гидротермальных растворов на дне океана.

Наиболее изучены металлоносные осадки дна Красного моря. Впервые они обнаружены в 1964 г. во впадине «Атлантис II», названной именем одного из кораблей исследовательской экспедиции, на глубине 2190 м. В настоящее время на дне Красного моря известно не менее 14 впадин с металлоносными осадками мощностью до 20-30 м. Все они приурочены к осевой части Красноморского рифта. Осадки представляют собой илообразную массу. Среди них есть осадки, сложенные гидроксидами железа, и сульфидные, в которых преобладают сульфиды железа, меди, цинка и свинца.

Поровый раствор осадков – высококонцентрированный рассол, основным компонентом которого является хлористый натрий. Аналогичный рассол соленостью до 260‰ и плотностью около 1,2 г/см<sup>3</sup> перекрывает металлоносные осадки впадин. Температура рассола составляет 34-56,5°С. Повышенная соленость гидротермальных растворов и образование над металлоносными осадками экрана нагретых рассолов объясняется усвоением растворами солей эвапоритов, залегающих под дном Красного моря.

Массивные сульфидные руды на дне Мирового океана впервые обнаружены в 1978 г. международной морской экспедицией при погружении французской подводной лодки СИАНА. Поднятые со дна плотные черные породы, первоначально принятые за базальты, подверглись лабораторным исследованиям, в результате которых было установлено, что они представляют собой сульфидные руды. В настоящее время на дне Мирового океана известно более 120 центров гидротермальной активности. Абсолютное их большинство (100) размещено в Тихом океане. Эти центры приурочены в основном к осевым частям океанических рифтов (срединных океанических хребтов) и зонам сочленения островных дуг и глубоководных желобов. Часто они ассоциируют с подводными вулканами. Одним из наиболее изученных гидротермальных полей океанического дна является поле ТАГ (Trans-Atlantic Geotravers) в Атлантическом срединно-океаническом хребте (рис. 20.20).

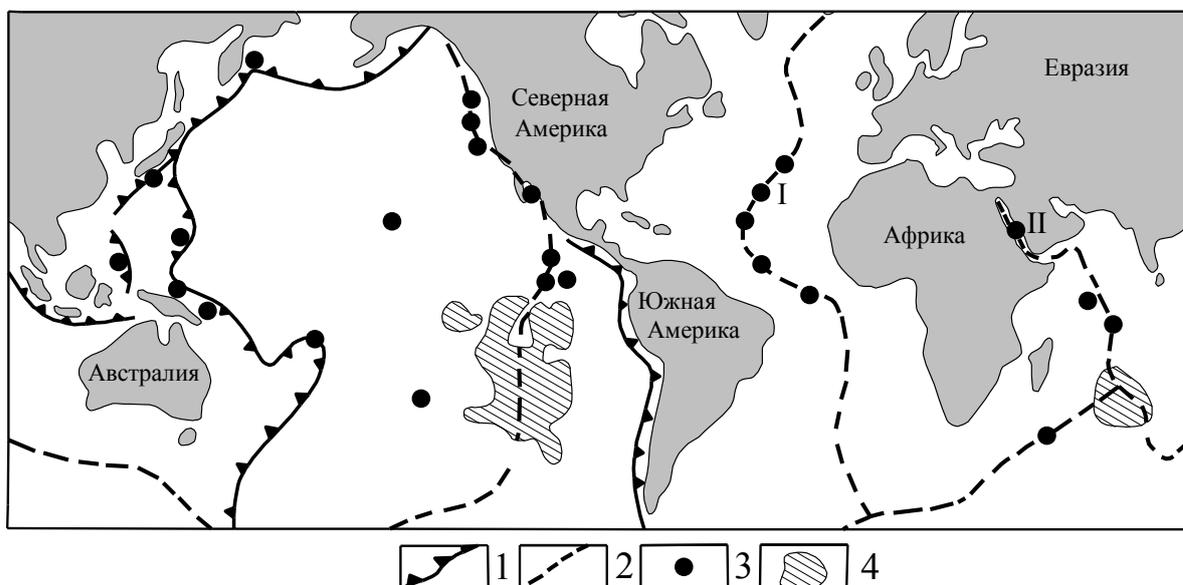


Рис. 20.20. Схема размещения гидротермальных образований на дне Мирового океана  
 1 – глубоководные желоба; 2 – оси срединно-океанических хребтов, смещенные трансформными разломами;  
 3 – поля гидротермальных образований, в том числе упоминаемые в тексте: I – ТАГ, II – впадины Красного моря; 4 – области сплошного распространения металлоносных осадков

Непосредственно выходы металлоносных гидротермальных растворов на дне океанов фиксируются гидротермальными постройками в виде холмов и труб. Многие трубы

находятся в активной стадии роста. Через их внутреннюю полость продолжают поступать гидротермальные растворы, насыщенные взвесью минеральных частиц, представленных сульфидами. Температура растворов около  $350^{\circ}\text{C}$ . Выходящая из трубы взвесь сульфидов рассеивается в водной среде, как черный дым в воздухе. Поэтому действующие сульфидные трубы получили название black smokers («черные курильщики»). При понижении температуры растворов до  $200\text{-}300^{\circ}\text{C}$  из труб выходит светлоокрашенная взвесь кремнезема и ангидрита. В таком случае говорят о «белых курильщиках».

Высота курильщиков достигает 15-20 м. Их цилиндрическое тело покоится на коническом основании диаметром до 50 м (рис. 20.21). На поверхности курильщиков располагаются, подобно наростам на березе, бактериальные маты – скопления термофильных хемосинтезирующих бактерий (сероводородных, метановых и др.), погонофораты подтипа вестиментифера, кольчатые черви, двусторчатые моллюски и другие морские животные.



Термофильные бактерии уже при температуре  $+250^{\circ}\text{C}$  способны создавать органические вещества из неорганических. Они являются исходным звеном пищевой цепочки жизни на поверхности курильщиков. Например, вестиментиферы питаются протеинами, которые образуются бактериями, поглощающими сероводород.

Рис. 20.21. Внешний вид «черного курильщика». По В.Н. Короновскому

Наиболее крупные скопления массивных сульфидных руд представлены холмами высотой до 50 м и диаметром в основании до 200-300 м. Это потухшие «курильщики». Руды гидротермальных построек сложены в основном сульфидами железа, цинка и меди.

Генезис сульфидов обычно связывают с проникновением морской воды в толщу трещиноватых пород рифтовых зон, ее нагревом и взаимодействием с породами, в результате чего воды преобразуются в металлонесный гидротермальный раствор, который подымается к поверхности океанического дна. Альтернативная точка зрения – основную роль в образовании сульфидных построек на дне океана играют восходящие потоки глубинных гидротермальных растворов, связанных с тектоно-магматическими процессами в океанической земной коре и подстилающей ее верхней мантии.

Осаждение минерального вещества в виде взвесей из горячих гидротермальных растворов обусловлено их взаимодействием с холодной морской водой. Взвесь минеральных частиц («дым») поднимается на несколько сотен метров от дна океана и переносится на многие километры по горизонтали от сульфидных труб, образуя при осаждении металлонесные осадки. Постепенно рассеиваясь и смешиваясь с океаническими водами, гидротермальные растворы обогащают их химическими соединениями, которые не выпали ранее в осадок, образуя взвесь. Вероятно, формирование железо-марганцевых конкреций и особенно кобальто-марганцевых корок происходит с участием химических соединений, привнесенных в океанические воды гидротермальными растворами.

## Глава 21. ДИАГЕНЕЗ ОСАДКОВ, КАТАГЕНЕЗ И МЕТАГЕНЕЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Уже на стадии осадконакопления (седиментогенеза) закладываются важные черты будущей осадочной породы, которая образуется из данного осадка: химический и минеральный состав, размер и форма обломочных частиц, характер слоистости или ее отсутствие и др. Между осадками и осадочными горными породами нет резкой границы. Некоторые рыхлые отложения (галечники, пески и др.) являются одновременно и осадками, и осадочными горными породами. Однако многие осадки в виде водоносной илообразной массой представляют собой только исходный материал для образования осадочной породы.

Совокупность процессов преобразования осадков, в том числе являющихся и рыхлыми осадочными породами, в плотные твердые (консолидированные) горные породы называется *диагенезом*. Осадочные породы (продукты диагенеза осадков) при дальнейшем их погружении в земные недра и некотором увеличении литостатического давления и температуры, подвергаются различным изменениям, сохраняя свое строение и минеральный состав. Эта следующая за диагенезом прогрессивная стадия преобразования осадочных пород получила название *катагенеза* (греч. «ката» – вниз)

Если участок земной коры, включающий осадочные породы, прошедшие стадию катагенеза, продолжает прогибаться, то начинается стадия *метагенеза* (греч. «мета» – после), в результате которой образуются метаморфизованные осадочные породы, переходные от осадочных к собственно метаморфическим.

**Диагенез** обусловлен отсутствием физико-химического равновесия между составными частями осадка, а также между осадком и окружающей его средой. Вследствие этого составные части осадка взаимодействуют между собой и окружающей средой, в результате чего образуется осадочная порода, т.е. достигается указанное выше физико-химическое равновесие. Основные процессы диагенеза: изменение состава илового раствора (вод, насыщающих осадок), образование аутигенных минералов и их скоплений, консолидация осадка.

*Изменение состава илового раствора* начинается с разложения содержащегося в осадке органического вещества с участием бактерий и поглощения ими свободного кислорода. После этого происходит восстановление гидроокислов Fe, Mg, Ca и сульфатов. Одновременно некоторые химические соединения, находящиеся в твердой фазе ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  и др.), постепенно растворяются. В результате состав илового раствора резко меняется. Он обогащается компонентами растворенного минерального вещества, газами  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$ , теряет кислород и сульфаты. Дополнительно состав илового раствора изменяется при взаимодействии его с наддонными водами бассейна. Из илового раствора уходят  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$  и другие соединения, а из наддонных вод в иловый раствор поступают  $\text{O}_2$ , сульфат-ион  $\text{SO}_4^{2-}$  и связанные с ним  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ . В итоге некоторые компоненты (S, Mg и др.) накапливаются в иловом растворе в количествах, больших, чем отложенные первоначально.

*Образование аутигенных минералов и их скоплений* происходит непосредственно в осадке. Оно связано с тем, что то или иное вещество достигает в иловом растворе стадии насыщения и выделяется в твердую фазу в виде диагенетических минералов (глауконита, фосфатов, сульфидов и др.), устойчивых в среде данного осадка. Изменчивость физико-химической обстановки (по pH, Eh, концентрации тех или иных ионов) в разных участках осадка приводит к перераспределению аутигенных минералов и образованию их скоплений в виде пятен, линз и конкреций.

Особенно широко распространены диагенетические *конкреции* – стяжения аутигенных минеральных агрегатов, отличающихся по составу от вмещающей среды (осадка, горной породы). Форма конкреций обычно овалоидная (шарообразная, лепешко-

видная), иногда субцилиндрическая и субконическая. Их размеры колеблются от долей мм до 1 м и более. Конкреции растут концентрически от одного или нескольких центров, представленных обычно обломками горных пород или раковин. По составу конкреции разнообразны: фосфоритовые, железо-марганцевые, карбонатные, сульфидные, сульфатные, кремневые и др.

В процессе диагенетического перераспределения минерального вещества происходит выравнивание геохимической обстановки во всем объеме осадка.

*Консолидация осадков* (лат. «консолидацио» – укрепление, упрочнение) – переход мягких рыхлых осадков в твердые плотные в результате главным образом их уплотнения и цементации. Синонимичные понятия – окаменение, литификация.

*Уплотнение осадков* проявляется в уменьшении их мощности и увеличении плотности. Оно происходит в результате сжатия осадков под весом перекрывающих их новых порций осадков или вследствие *синерезиса* (лат. «синайрезис» – уплотнение) – выделения жидкой фазы из геля (продукта коагуляции коллоидных растворов), сопровождающегося уменьшением объема.

Консолидация в результате уплотнения хомогенных и биохомогенных осадков (минеральных солей, карбонатов, кремнезема, гидроксидов металлов и др.) может начаться сразу после отложения порции осадка. Глинистые осадки консолидируются только при достаточно сильной нагрузке под весом вышележащих отложений, переходя сначала в глину, а затем в аргиллит. Этот процесс сопровождается удалением из осадка воды. Часто даже в очень древних толщах пород сохраняются глины – промежуточный продукт консолидации тонкодисперсного осадка. В частности, по В.И.Серпухову синие глины в окрестностях Санкт-Петербурга имеют кембрийский возраст (около 500 млн. лет). Практически не консолидируются вследствие уплотнения на стадии диагенеза пески и галечники, сложенные обломками силикатных пород. Пример – водонасыщенные пески мелового возраста в бассейне Курской магнитной аномалии.

*Цементация* – процесс скрепления твердых частиц осадка или рыхлой осадочной породы минеральным веществом и превращения их в плотную осадочную породу. Этот процесс происходит в результате отложения из пропитывающего осадок водного раствора кварца, кальцита, лимонита, или какого-либо другого минерального вещества в промежутках между обломочными зернами. Цементация может начаться на ранней стадии диагенеза под влиянием грунтовых вод, богатых соединениями, цементирующими обломочные частицы, но может проявиться только на стадии катагенеза.

**Катагенез** обусловлен отсутствием равновесия между осадочной породой и средой, в которую она попадает при прогибании участка земной коры. Основные факторы катагенеза: литостатическое давление (до 250 МПа) и воздействие подземных вод. Состав и физические свойства осадочных пород также влияют на процессы катагенеза, но в меньшей степени, чем упомянутые выше факторы. Рост давления проявляется в дальнейшем уплотнении и обезвоживании пород, начатых при диагенезе осадков. Подземные воды, циркулирующие в поровом пространстве пород, способствуют их цементации, отлагая в порах минералы, устойчивые в данных условиях. В процессе катагенеза происходит растворение некоторых минералов, перекристаллизация минерального вещества, но в целом конечный результат катагенеза – нормальные осадочные породы без признаков метаморфизма.

При катагенезе осадочных пород, содержащих значительное количество органического вещества, важную роль наряду с давлением играет повышенная (50-200°C) температура земных недр. На стадии катагенеза происходит превращение торфа в каменный уголь, а последнего в антрацит. Согласно теории органического происхождения нефти и газа слагающие их углеводороды возникли в процессе катагенетического преобразования органического вещества, содержащегося в осадочных породах. Дальнейшая миграция первичных углеводородов и их накопление в коллекторах (массивах пористых или трещи-

новатых пород, перекрытых экраном слабопроницаемых пород) обусловили формирование месторождений нефти и газа.

**Метагенез** – предтеча регионального метаморфизма осадочных пород. Это стадия их глубокого минералогического и структурного изменения под влиянием повышенного давления (до 300 МПа) и температуры (200-300°C) при участии минерализованных внутрипоровых растворов. В отличие от катагенеза, изменяющего только отдельные компоненты пород, метагенез захватывает всю их минеральную массу. При этом усиливается взаимное прораствание зерен минералов, повышается плотность пород, но их слоистость обычно сохраняется.

Основной процесс, характерный для метагенеза – **п е р е к р и с т а л л и з а ц и я** обломочных зерен минералов, глинистого вещества и ранее образованных аутигенных минералов. В глинистом веществе образуются новые минералы, устойчивые в условиях метагенеза: гидрослюды, серицит и хлорит. На стадии метагенеза кварцевые песчаники трансформируются в кварцитопесчаники и кварциты, карбонатные породы в кристаллические и мраморизованные известняки, доломиты, а аргиллиты в глинистые сланцы или филлитовидные сланцы.

## ОСНОВЫ ГЕОТЕКТОНИКИ. ПОНЯТИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ. ЧЕЛОВЕК И ЗЕМЛЯ

### Глава 22. ГЛОБАЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИХ СТРОЕНИЯ

Верхняя твердокаменная оболочка нашей планеты по строению и мощности земной коры, особенностям рельефа ее поверхности подразделяется на глобальные структурные элементы трех типов: континенты, океаны и зоны, переходные от континентов к океанам (континентальные окраины).

#### 22.1. Континенты

Континенты (материки) – это крупные блоки земной коры континентального типа, поверхность которых приподнята относительно уровня Мирового океана. Всего на земном шаре шесть материков: Евразия, Африка, Северная и Южная Америка, Австралия, Антарктида. Континентальная кора более толстая и легкая, чем океаническая. Мощность ее составляет в среднем 35 км, а местами увеличивается до 60 км. Она сложена мощным осадочным слоем, под которым расположен «гранитный» (преимущественно гранитогнейсовый), а глубже него – «базальтовый» (гранулит-базитовый) слой.

Геологическими границами континентов считаются материковые подножия – аккумулятивные шлейфы пелагических осадков у подножия континентального склона, залегающие преимущественно на океаническом ложе. Наряду с сушей (приподнятой над уровнем моря частью континентов) есть и их подводное продолжение, включающее шельф и часть континентального склона. Таким образом, геологические границы континентов не совпадают с их географическими границами.

В структуре континентов выделяют два основных элемента: эпигеосинклинальные горноскладчатые пояса и платформы. Для каждого из них присущ свой особый тектонический режим (характер и интенсивность проявления тектонических движений) и магматизм.

**Эпигеосинклинальные горноскладчатые пояса** представляют собой вытянутые на 10-20 тыс. км при ширине до 1000 км участки земной коры в виде сопряженных узких прогибов и поднятий. В пределах этих поясов осадочные и вулканогенные породы смяты в складки и прорваны многочисленными интрузиями. Под горноскладчатыми сооружениями наблюдается утолщение земной коры.

Эпигеосинклинальные складчатые пояса образовались на месте **г е о с и н к л и н а л е й** (греч. «гео» – земля, «син» – вместе, «клино» – наклоняю) – линейных зон высокой тектонической подвижности и магматической активности. На ранних этапах развития геосинклиналей преобладает погружение и накопление мощных (до 15-20 км) толщ осадков и продуктов вулканизма, а на поздних этапах – воздымание территории и формирование горноскладчатого сооружения, или **о р о г е н а** (греч. «орос» – гора), после чего тектоническая активность затухает и начинается экзогенное разрушение этого сооружения. Геосинклинали закладывались либо внутри континентов, либо на их окраинах в зонах, переходных от континента к океану.

Для геосинклиналей характерна активная магматическая деятельность: на ранней стадии развития – интенсивный подводный вулканизм с излиянием лав главным образом основного состава, формирование интрузий основных и ультраосновных пород; в орогенную стадию – преимущественно плутонический гранитоидный магматизм и наземный вулканизм с образованием эффузивных пород среднего и кислого состава; в заключитель-

ную стадию – базальтовый вулканизм. Гранитоидный магматизм орогенной стадии сопровождался мощным региональным метаморфизмом.

Главными горноскладчатыми поясами планеты являются Тихоокеанский, Урало-Охотский, Средиземноморско-Гималайский, Северо-Атлантический и Арктический (рис. 22.1). По времени формирования отдельных ветвей поясов (складчатых систем) выделяют эпохи складчатости, продолжительность которых составляет 150-200 млн. лет. Главными из них являются байкальская (конец докембрия), каледонская (конец силура – начало девона), герцинская (поздний палеозой), киммерийская (конец юры – начало мела), альпийская (кайнозой).

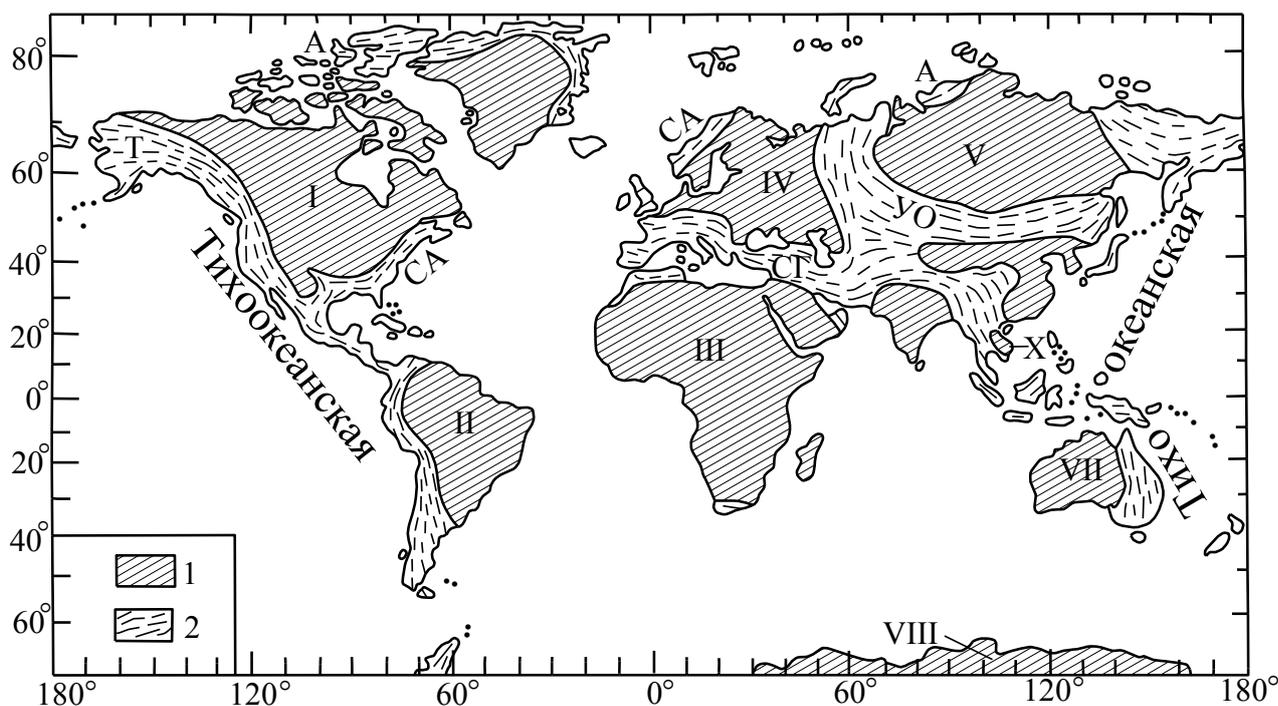


Рис. 22.1. Схема размещения на континентах эпигеосинклинальных горноскладчатых поясов и древних платформ. По В.Е. Хаину

- 1 – платформы: I – Северо-Американская, II – Южно-Американская, III – Африкано-Аравийская, IV – Восточно-Европейская, V – Сибирская, VI – Индийская, VII – Австралийская, VIII – Антарктическая, IX – Китайская, X – Индо-Синийская; 2 – горноскладчатые пояса: Т – Тихоокеанский, УО – Урало-Охотский, СГ – Средиземноморско-Гималайский, СА – Северо-Атлантический, А – Арктический

Каледонской эпохой орогенеза завершилось формирование Северо-Атлантического складчатого пояса, герцинской – большей части Урало-Охотского пояса, киммерийской – Арктического пояса. Тихоокеанский и Средиземноморско-Гималайский пояса сохранили свою подвижность и в настоящее время.

**Платформы** – крупные, площадью несколько миллионов км<sup>2</sup>, участки земной коры, прошедшие орогенную стадию развития в далеком геологическом прошлом и превратившиеся в устойчивые блоки континентов, для которых характерны плавные колебательные (эпейрогенические) движения. На платформах преобладает равнинный рельеф. Геотермический градиент и соответственно тепловой поток на платформах в 2-4 раза меньше, чем в геосинклиналях.

В отдельные геологические периоды на тех или иных участках платформ может быть проявлена тектоническая активизация, выраженная вертикальными перемещениями крупных блоков земной коры и возникновением на месте ранее выровненных пространств горного рельефа. Тектоническая активизация платформ приводит к образованию эпиплатформенных орогенов, геоморфологически представленных чередованием горных хребтов, разделенных межгорными впадинами, и рифтов – ровообразных

структур глубинного (мантийного) происхождения. Примеры эпиплатформенных орогенов – Алтай, Тянь-Шань, а континентальных рифтов – Байкальский, Восточно-Африканский.

Магматическая деятельность на платформах гораздо слабее, чем в геосинклиналях. Проявления магматизма связаны с этапами тектонической активизации платформ. Продукты платформенного магматизма сравнительно однообразны и представлены преимущественно производными подкорковых базальтовой и щелочно-ультраосновной магм: расчлененными лополитами основного и ультраосновного состава, столбообразными интрузиями щелочно-ультраосновных пород, эффузивно-гипабиссальными ассоциациями (покровами, силлами, дайками) траппов, а также кимберлитовыми, долеритовыми и карбонатитовыми диатремами.

Строение платформ двухэтажное. Нижний структурный этаж – фундамент платформы – представляет собой древнее горноскладчатое сооружение (или несколько разновозрастных таких сооружений, спаянных в единый массив). Верхний этаж – платформенный чехол – сложен в основном субгоризонтально или полого залегающими осадочными породами более молодого возраста, чем породы фундамента (рис. 22.2). Мощность осадочного чехла платформ колеблется от десятков и сотен метров на приподнятых участках фундамента до нескольких километров во впадинах фундамента. Отдельные участки платформ вообще лишены осадочного чехла и породы фундамента выходят на земную поверхность.

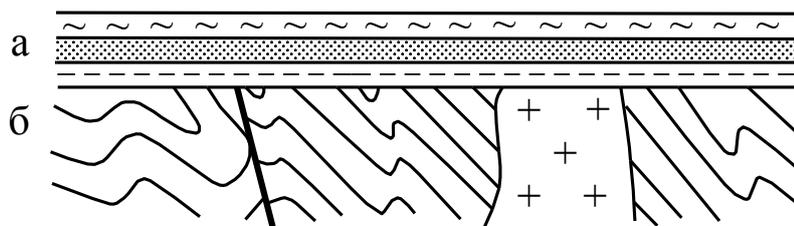


Рис. 22.2. Двухэтажное строение платформ  
а – платформенный чехол, б – фундамент платформы

До того, как горноскладчатый массив станет фундаментом платформы, он испытывает устойчивое воздымание и интенсивное разрушение экзогенными факторами вплоть до почти полного выравнивания рельефа земной поверхности. Затем подъем территории сменяется ее опусканием и начинается формирование осадочного чехла платформы. Разница в возрасте наиболее молодых пород фундамента и самых древних пород осадочного чехла платформы достигает сотен миллионов и даже более одного миллиарда лет.

По возрасту фундамента платформы делятся на древние, фундамент которых сформирован в докембрийское время, и молодые, заложенные на палеозойском или мезозойском складчатом основании.

**Древние платформы, или кратоны,** занимают в сумме около 40% площади континентов. Наиболее крупные из них Восточно-Европейская, Африканская, Северо-Американская, Южно-Американская, Сибирская, Австралийская и Антарктическая (см.рис. 22.1).

Между древними платформами и горноскладчатыми сооружениями последокембрийского возраста, как правило, располагаются *к р а е в ы е п р о г и б ы* – переходные зоны, характеризующиеся повышенной мощностью и дислоцированностью осадочного чехла платформы (рис. 22.3). Иногда горноскладчатые сооружения надвигаются на край платформы и перекрывают ее на расстояние более 200 км.

Древние платформы характеризуются изометричной полигональной формой, причем ориентировка сторон полигонов обычно не согласуется с направлением складчатых систем их фундамента, а соответствует простиранию соседних горноскладчатых поясов.



Рис. 22.3. Схема сочленения древней платформы и горноскладчатого пояса (разрез).

По А.А. Богданову

1 – геосинклинальный комплекс; 2 – фундамент платформы; 3 – платформенный чехол; 4-5 – отложения краевого прогиба начальной (4) и конечной (5) стадий его развития

Фундамент древних платформ сложен метаморфическими и магматическими породами архея и протерозоя. Учитывая их явнокристаллический облик, фундамент таких платформ называется кристаллическим. Блоки кристаллического фундамента представляют собой наиболее древние ядра континентов. Платформенный чехол четко отделяется от кристаллического фундамента стратиграфическим и угловым несогласием, свидетельствующим о длительном размыве фундамента, предшествующем формированию осадочного чехла. Время начала этого процесса даже в пределах одной платформы может быть разным (от рифея – венда до кайнозоя), что обусловлено различиями в знаке и интенсивности вертикальных движений отдельных блоков фундамента. В структуре древних платформ выделяются щиты и плиты (рис. 22.4).



Рис. 22.4. Некоторые основные элементы строения Восточно-Европейской платформы (разрез).

По М.В. Муратову

1 – метаморфические и интрузивные породы кристаллического фундамента; 2 – осадочный комплекс платформенного чехла: С – карбона, Д – девона, Р – рифея

**Щ и т ы** – обширные по площади приподнятые блоки фундамента платформы, лишённые осадочного чехла. Примеры щитов: Украинский и Балтийский на Восточно-Европейской платформе, Анабарский и Алданский на Сибирской платформе.

**П л и т ы** – области с погруженным относительно щитов фундаментом, характеризующиеся развитием платформенного чехла мощностью от десятков-сотен метров на приподнятых участках фундамента (антеклизах) до 3-10 км, иногда более, в понижениях фундамента (синеклизах, авлакогенах).

**А н т е к л и з ы** и **с и н е к л и з ы** – крупные площадью 60-100 тыс. км<sup>2</sup>, соответственно положительные и отрицательные структуры слегка вытянутые или изометрической формы с углами наклона слоев пород на их крыльях менее 1°. В антеклизе слои пород наклонены от центральной части (свода) структуры к ее периферии, а в синеклизе,

наоборот, от периферии к центральной, наиболее вогнутой ее части. Примеры антеклиз – Воронежская и Белорусская на Восточно-Европейской платформе, а синеклиз – Московская на упомянутой платформе, Тунгусская и Вилюйская на Сибирской платформе.

Особо выделяются так называемые узловые синеклизы, или впадины прикаспийского типа – крупные (до 1000 км в поперечнике) прогибы фундамента, в которых мощность осадочного платформенного чехла достигает 15-20 км. Они располагаются обычно по периферии платформ, составляя их элемент, обращенный к соседнему эпигеосинклинальному горноскладчатому поясу. Классический пример узловой синеклизы – Прикаспийская впадина, давшая название типу подобных платформенных структур.

По данным глубинного сейсмического зондирования мощность платформенного чехла в центральной части Прикаспийской впадины составляет около 20 км. При этом наблюдается подъем на 2-5 км границы Мохо, т.е. вспучивание верхней мантии, а платформенный чехол лежит непосредственно на «базальтовом» слое, мощность которого снижается местами до 5 км. Таким образом за исключением мощного осадочного чехла земная кора во впадинах прикаспийского типа ничем не отличается от океанической.

По амплитуде прогибания и особенностям строения земной коры такие впадины аналогичны глубоководным котловинам некоторых внутриконтинентальных морей (Черного, Средиземного, Каспийского). С удалением от центральных частей упомянутых впадин и котловин к их периферии земная кора утолщается и по составу и строению приближается к континентальному типу.

А в л а к о г е н ы – линейно вытянутые глубокие впадины, в пределах которых породы платформенного чехла собраны в складки, часто довольно сложные. В авлакогенах земная кора ниже осадочного слоя, также, как и в узловых синеклизах, существенно отличается от типичной континентальной. Например, в Днепровско-Донецком авлакогене отмечается подъем поверхности Мохо за счет уменьшения базальтового и гранитного слоев земной коры.

**Молодые платформы** не образуют самостоятельных блоков континентальной коры. Они обрамляют древние платформы или занимают промежутки между ними. Границами между древними и молодыми платформами являются обычно крупные субвертикальные разломы. Молодые платформы составляют 5% площади континентов.

Молодые платформы возникли в послепротерозойское время на месте каледонских, герцинских и мезозойских складчатых областей. По возрасту завершенной складчатости фундамента выделяют эпикаледонские, эпигерцинские и эпимезозойские молодые платформы. В отличие от древних фундамент молодых платформ сложен в основном смятыми в складки осадочными и вулканогенными породами. Кроме того, в осадочном чехле молодых платформ, как правило, наследуются структурные формы фундамента; например, складки, повторяющие складчатость фундамента платформы.

В чехлах молодых платформ не отмечается характерное для древних платформ мозаичное чередование антеклиз, синеклиз, сводов и впадин. В них чаще наблюдается последовательная смена положительных и отрицательных линейных конседиментационных, т.е. образованных одновременно с накоплением осадков, структур.

Одна из наиболее крупных молодых платформ – Западно-Сибирская (рис. 22.5, 22.6). Она имеет палеозойский складчатый фундамент, на котором залегает мезозойско-кайнозойский осадочный чехол мощностью до 3 км и более.

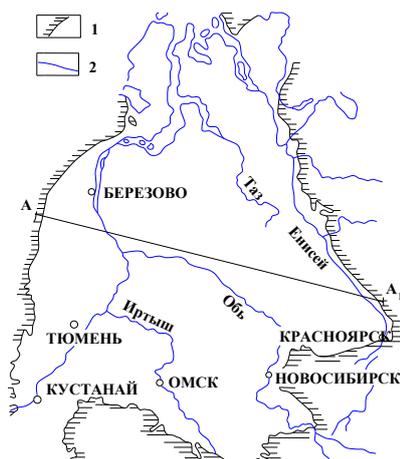


Рис. 22.5. Схема размещения Западно-Сибирской платформы  
1 – границы платформы; 2 – линия разреза

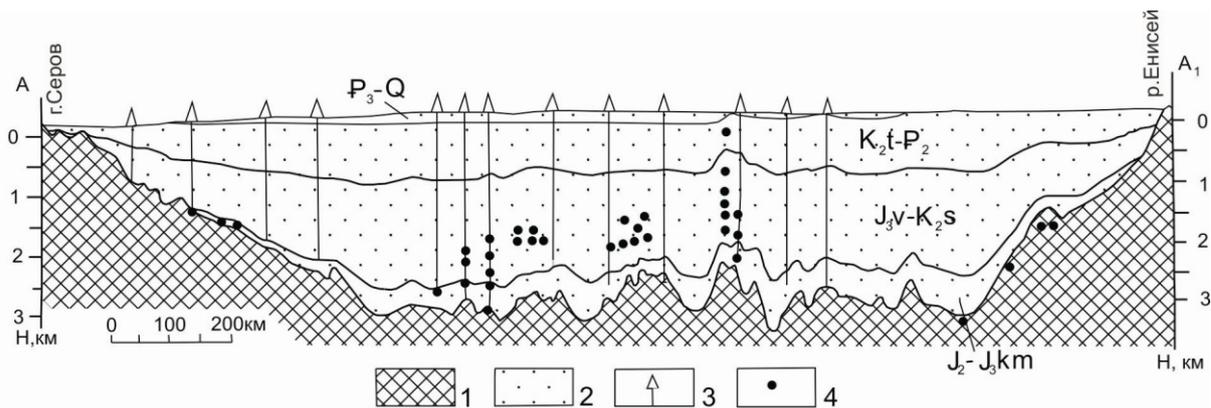


Рис. 22.6. Схематический геологический разрез Западно-Сибирской платформы.

По А.А. Трофимуку

1 – палеозойский складчатый фундамент; 2 – осадочный чехол платформы: P<sub>3</sub>-Q (олигоцен – четвертичная система) – песчано-алеврито-глинистые отложения; K<sub>2</sub>t – P<sub>2</sub> (туронский ярус мела – эоцен) – опокосы, глины и диатомиты, каолиновые глины; J<sub>3</sub>v-K<sub>2</sub>s (волжский ярус юры-сеноманский ярус мела) – песчаники, аргиллиты, алевриты, глины; J<sub>2</sub>-J<sub>3</sub>km (нижняя юра – кимериджский ярус верхней юры) – песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины; 3 – скважины; 4 – проявление нефти и газа

## 22.2. Океаны

Океаны – блоки земной коры океанического типа, разделяющие континенты и образующие планетарные отрицательные формы рельефа. Океаническая кора маломощная (в среднем 5-6 км) и тяжелая, так как под относительно тонким осадочным покровом она представлена основными и ультраосновными магматическими породами.

Мощность осадочного покрова 0,1-0,5 км. Только в глубоких котловинах и по периферии Мирового океана на границе с континентальными окраинами она увеличивается и местами достигает 1-2 км, иногда до 8 км. В разрезе осадочного покрова обычно выделяются 3 слоя (сверху вниз): 1 – рыхлые осадки (илы, глины), 2 – полууплотненные породы (главным образом известняки, мергели); 3 – плотные (известняки, кремни, аргиллиты, песчаники). Возраст рыхлых осадков кайнозойский, а полууплотненных и плотных пород – от мелового до юрского. Залегание осадочного покрова спокойное, иногда слабонарушенное.

**Время возникновения океанов.** Если континенты начали формироваться в раннем архее, то океаны – сравнительно молодые глобальные элементы структуры земной коры. Еще в конце 19 в. австрийский геолог Э.Зюсс пришел к выводу о существовании в палеозое двух суперконтинентов: Лавразии, объединявшей Евразию и Северную Америку, и Гондваны, в состав которой входили теперешние южные континенты. Связь между Евразией и северной Америкой окончательно прервалась совсем недавно – образование Берингова пролива произошло вследствие послеледниковой трансгрессии моря.

Южные материки в настоящее время разъединены обширными пространствами океанических впадин. Вместе с тем существуют убедительные доказательства того, что в верхнем палеозое они были частями единого континента. В частности, на всех южных материках установлены верхнепалеозойско-нижнемезозойские континентальные отложения с остатками одинаковой флоры и фауны. Все южные материки в верхнем палеозое подвергались оледенению. Реконструкция направления движения льдов показала, что в ряде случаев оно происходило со стороны современных океанов, где, следовательно, в то время была суша.

Многие горноскладчатые пояса верхнепалеозойского и более древнего возраста ориентированы субперпендикулярно береговой линии Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океана, что свидетельствует об образовании этих океанов после фор-

мирования обрезанных их берегами складчатых поясов. В отличие от упомянутых выше океанов впадина Тихого океана окаймлена складчатыми поясами, возраст которых по мере удаления от берегов последовательно увеличивается от кайнозойского (альпийского) до протерозойского. Указанное обстоятельство послужило основанием для того, чтобы считать возраст Тихого океана, во всяком случае, не моложе протерозойского. При этом предполагалось, что именно за счет океана шло, начиная с протерозоя, наращивание континентов путем последовательного присоединения к ним все более молодых складчатых систем.

Проведенные в последние несколько десятилетий исследования с применением драгирования океанического дна и глубоководного бурения установили, что наиболее древние породы, которые бесспорно можно отнести к материалу океанической земной коры, имеют позднеюрский возраст (около 160 млн. лет). Выяснилось также, что мелководные фации отложений указанного и более молодого возраста часто залегают под слоем глубоководных красных глин. Эти факты, наряду с большой (до 2,5-3 км) глубиной, на которой размещаются плоские вершины гайотов (см. раздел 20.2), свидетельствуют о том, что формирование океанических впадин началось в мезозое, часто в условиях мелководья, и продолжается до настоящего времени, при доминирующих нисходящих движениях.

**Основные элементы строения океанов.** В ложе океанов по особенностям строения земной коры и тектоническому режиму выделяют два основных типа структурных элементов: срединно-океанические подвижные пояса и океанические платформы, или талассократоны (греч. «таласса» – море, «кратон» – сила). Геоморфологически первые соответствуют срединно-океаническим хребтам, а вторые – абиссальным равнинам. Пространственное положение, форма, размеры и характер рельефа срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин описаны в разделе 20.2.

**Срединно-океанические подвижные пояса** характеризуются высокой сейсмичностью и интенсивным базальтовым вулканизмом, большой величиной теплового потока из земных недр, в 7-8 раз превышающего средний на дне Мирового океана. Осевые зоны этих поясов, отличающиеся наибольшей тектонической и магматической активностью, проявлениями гидротермальной деятельности, представлены океаническими рифтами. Мировая система современных рифтов размещается главным образом в океанах, но ее отдельные ветви прослеживаются и на континентах. В частности, Срединно-Индийский рифт соединяется с Восточно-Африканским рифтом, а Восточно-Тихоокеанский рифт продолжается на Северо-Американском континенте (рис. 22.7).



Рис. 22.7. Мировая система рифтов

Рифты: 1 – Восточно-Тихоокеанский, 2 – Срединно-Атлантический, 3 – Срединно-Индийский, 4 – Африканско-Антарктический, 5 – Восточно-Африканский

Рифты опоясывают всю нашу планету и определенным образом ориентированы относительно ее оси вращения. Они образуют почти полное кольцо вокруг Южного полюса

на широтах 40-60° и отходят от этого кольца меридианально с интервалами около 90° тремя протягивающимися к северу поясами: Восточно-Тихоокеанским, Атлантическим и Индоокеанским. Общая протяженность рифтов более 60 тыс.км.

Океанические рифты – это гигантские рубцы литосферы, по которым магматические расплавы поднимаются из мантии до земной поверхности. Они образуются над гребневидными выступами мантии. На океаническом дне рифты проявлены узкими глубокими долинами, обрамленными зонами сбросовых уступов (рис. 22.8).

Рифтовая долина соответствует осевой (внутренней) зоне рифта, ширина которой обычно составляет 5 – 15 км. В этой зоне выделяется центральная экструзивная подзона и окружающие ее краевые подзоны. Экструзивная подзона приподнята относительно краевых и в рельефе дна прослеживается вулканическими грядами и горами, сложенными наиболее молодыми (голоценовыми) базальтами. В экструзивной подзоне практически нет осадков. Она является структурным швом в океанической земной коре, трассирующим проявления современного базальтового вулканизма.

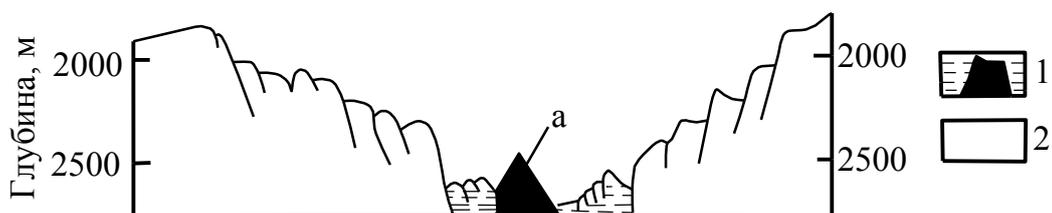


Рис. 22.8. Разрез рифта Атлантического срединно-океанического подвижного пояса.

По А.И. Конюхову

1 – внутренняя зона (а – экструзивная подзона); 2 – зона сбросовых уступов

Краевые подзоны также сложены молодыми базальтами, но, в отличие от экструзивной подзоны, частично перекрыты осадками, сглаживающими неровности рельефа. Поверхность дна в краевых подзонах разбита узкими трещинами шириной от 1-2 до 5-10 м, субвертикально уходящими на глубину до 30 м и более.

Зоны сбросовых уступов представлены расчлененными разрывами (сбросами) и ступенчато смещенными относительно друг друга блоками земной коры, вытянутыми параллельно рифтовой долине в виде хребтов. Перепад высот между уступами достигает сотен метров. Эти зоны сложены базальтами плейстоценового возраста, т.е. более древними, чем базальты внутренней зоны рифта.

Океанические рифты – самые молодые структуры литосферы. По мнению большинства геологов, они являются зонами растяжения литосферы и разрастания океанической коры.

С удалением от оси срединно-океанического пояса к его периферии постепенно затухает магматическая активность, снижается до фоновой величина теплового потока. Мощность осадочной толщи достигает 100 м, а в понижениях между хребтами – до 200 м. Возраст осадочных пород – кайнозойский.

Срединно-океанические подвижные пояса пересекаются поперечными сдвигами – трансформными разломами, которые смещают отдельные отрезки поясов относительно друг друга (рис. 22.9). Амплитуда горизонтального смещения по этим разломам достигает сотен километров. В рельефе дна они выражены уступами высотой до 1 км, а также цепочками узких долин и поднятий. К ним приурочены конусы подводных вулканов и вулканические острова.

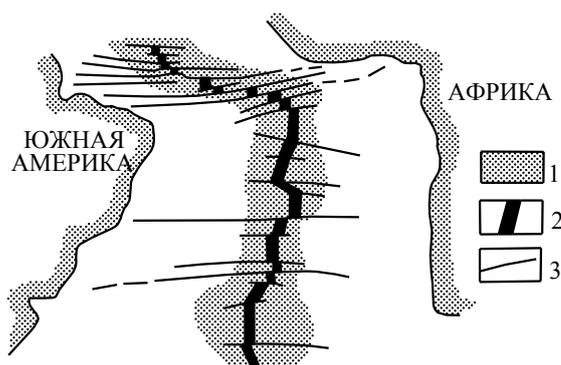


Рис. 22.9. Характерные элементы строения дна Атлантического океана

- 1 – срединно-океанический подвижный пояс; 2 – рифт;  
3 – трансформные разломы

Иногда трансформные разломы уходят от подвижных поясов далеко вглубь талассократонов и даже близлежащих континентов. Такие протяженные трансформные разломы характерны для северо-востока Тихого океана (разломы Миндосино, Кларин, Клиппертон и др.), коленообразного изгиба Атлантического океана между Южной Америкой и Африкой (разломы Сан-Паулу, Романш и Чайн). Например, разлом Романш, проявленный в ложе океана глубоким желобом, продолжается в виде рифтов в Африке по р. Нигеру и в Южной Америке по р. Амазонке.

Происхождение трансформных разломов не ясно. Предполагают, что они снимают напряжения, которые возникают в связи с неравномерностью разрастания океанической коры вдоль срединно-океанических подвижных поясов.

**Океанические платформы (талассократоны)** – это стабильные, практически асейсмические области ложа океанов, испытывающие преимущественно нисходящие движения. Тепловой поток на талассократонах равен потоку, обычному для континентальных платформ. Настоящие талассократоны с корой бесспорно океанического типа характерны для Тихого, Атлантического и Индийского океанов. На обширных пространствах этих талассократонов не обнаружено признаков складкообразования. Они разделены сводово-глыбовыми поднятиями и подводными хребтами вулканического происхождения на более или менее обособленные котловины ( т а л л а п л е н ы ) с равнинным или холмистым рельефом дна океана. По направлению к континентам плавно увеличиваются мощность осадочного слоя океанической коры (до 1 км) и возраст наиболее древних осадков (до мелового).

В Северном Ледовитом океане только относительно небольшие котловины Нансена и Амудсена (рис. 22.10) имеют кору предположительно океанического типа, не характерную для типичных талассократонов. В других котловинах, включая наиболее крупную Канадскую, мощность земной коры достигает 15-20 км и она относится к промежуточному типу. Хребты Ломоносова, Менделеева и обширный шельф Северного Ледовитого океана имеют кору континентального типа.

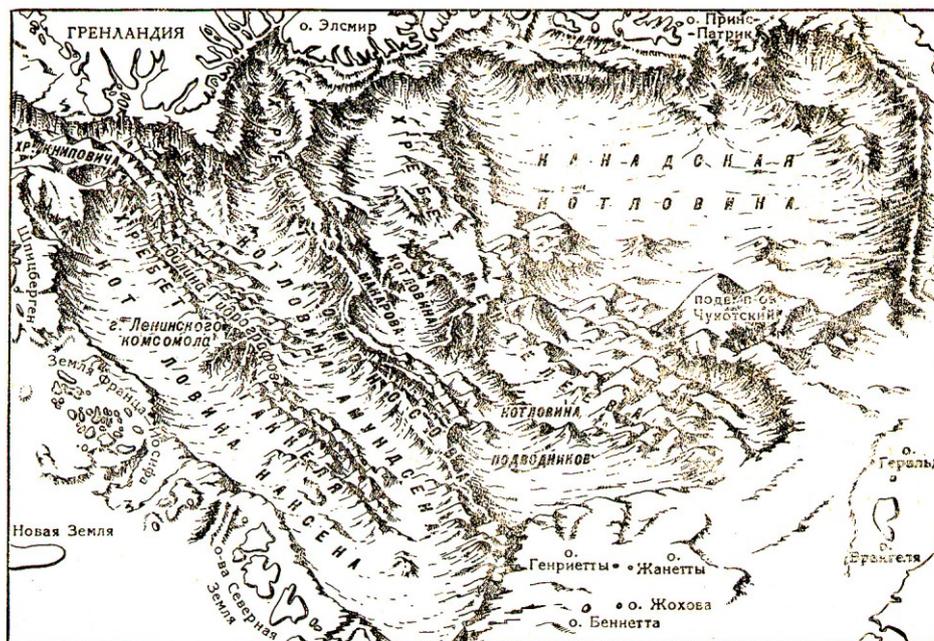


Рис. 22.10. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. По Р.М. Деменицкой

Таким образом, хотя Северный Ледовитый океан обладает срединно-океаническим подвижным поясом (хребет Гаккеля на рис.22.10), строение его ложа существенно отличается от типичных талассократонов Тихого, Атлантического и Ин-

дийского океанов преобладающим развитием земной коры континентального и переходного типа.

### 22.3. Континентальные окраины

Континентальные окраины, или зоны перехода от континентов к океанам, характеризуются резко расчлененным рельефом с большими перепадами высотных отметок земной поверхности. В подножии материкового склона мощность океанического осадочного покрова достигает 2-3, иногда 6-8 км. Вверх по склону она уменьшается до сотен-десятков метров на шельфе. Наиболее древний возраст осадочных пород материкового склона – юрский. По особенностям рельефа дна океанов континентальные окраины подразделяются на три типа (атлантический, андский и западно-тихоокеанский, или островодужный), описание которых дано в разделе 20.1.

Геолого-геофизическое изучение континентальных окраин показало, что указанные выше их типы отличаются не только рельефом океанического дна, но и строением земной коры, интенсивностью тектонических движений.

**Атлантический тип континентальных окраин** характеризуется слабой тектонической активностью, поэтому его еще называют п а с с и в н ы м . Пассивные континентальные окраины характерны для Атлантического Северного, Ледовитого и большей части Индийского океана, а также антарктического сегмента Тихого океана. На таких окраинах основание шельфа и материкового склона, т.е. ложе, на котором залегают океанические осадки, представлено поверхностью денудационного среза либо докембрийских кристаллических пород древних платформ, либо осадочных и метаморфических пород палеозойских складчатых областей. Мощность осадочного покрова в окраинах рассматриваемого типа существенно больше, чем в активных окраинах. Наиболее высокие ее значения (до 5-8 км) характерны для окраин Атлантического океана.

Смена коры континентального типа на океаническую происходит у подножия материкового склона. При этом мощность земной коры уменьшается с 30-35 км на шельфе до 10-12 км в океане за материковым склоном (рис. 22.11). Наиболее резкое уменьшение мощности коры приурочено к этому склону. Возможно, утоненная континентальная кора в переходной зоне частично переработана и пронизана дайками основных магматических пород. Прямых доказательств существования крупных разрывов земной коры на границе континентов и океанов не установлено. Однако широкое развитие бордерлендов в виде системы террас, плато и гряд позволяет предполагать их наличие.

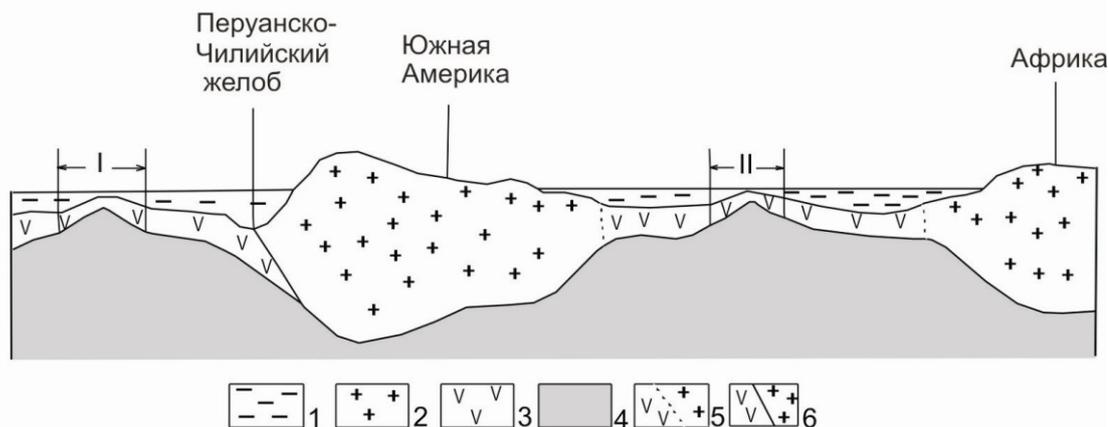


Рис. 22.11. Схематический разрез земной коры от Тихоокеанского подвижного срединного пояса до Африки

1 – морские воды; 2-3 – земная кора: 2 – континентальная; 3 – океаническая; 4 – верхняя мантия; 5-6 – типы перехода от континентальной коры к океанической: 5 – нечеткий (в пассивных континентальных окраинах); 6 – резкий по сейсмофокальной зоне (в активной континентальной окраине андского типа).  
Срединно-океанические подвижные пояса: I – Тихоокеанский, II – Атлантический

Континентальные окраины андского и западно-тихоокеанского типа отличаются повышенной тектонической активностью и сейсмичностью, поэтому их называют актив-

ными. Для активных континентальных окраин характерны так называемые сейсмофокальные зоны, через которые происходит смена континентальной коры на океаническую. Сейсмофокальные зоны представляют собой средоточие очагов (гипоцентров) землетрясений (от мелко- до глубокофокусных). Они всегда наклонены в сторону континента под углом 30-60° (в среднем 45°) и прослеживаются до глубины 700 км (рис.22.12). На поверхности дна океанов сейсмофокальные зоны выходят в глубоководных желобах.

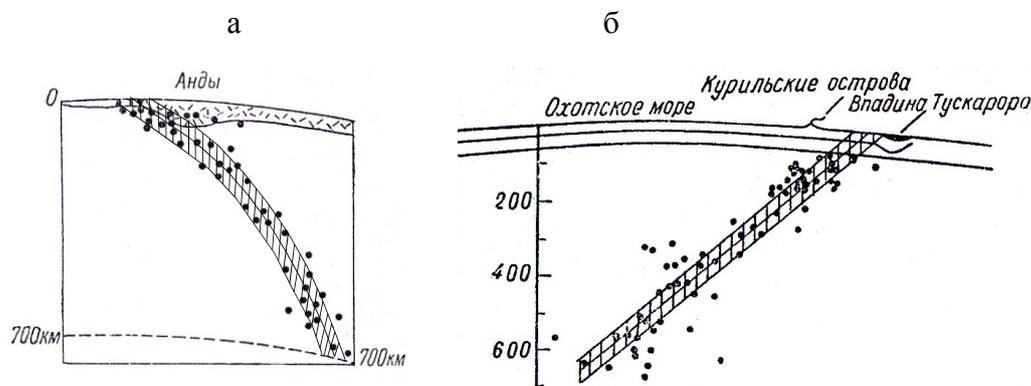


Рис. 22.12. Сейсмофокальные зоны (заштриховано) на активных континентальных окраинах андского (а) и островодужного (б) типов. По Н.П. Кропоткину  
Точками показаны фокусы (гипоцентры) землетрясений

Впервые сейсмофокальные зоны обнаружил в 1935 г. японский геофизик К. Вада-ти. Впоследствии они были названы зонами Бенъофа по имени американского сейсмолога Х.Бенъофа, давшего их подробное геофизическое описание в 1955 г. Геологическое строение и природа сейсмофокальных зон не ясны. Можно только утверждать, что эти зоны являются глобальными, уходящими вглубь мантии границами раздела океанов, главным образом Тихого, и континентов.

В активных окраинах ложе, на котором формировался океанический осадочный покров, представлено денудированной поверхностью мезо-кайнозойских комплексов, сложенных преимущественно осадочными и вулканогенными породами. Только в котловинах окраинных морей осадочный покров полностью или частично залегает на базальтовых лавах позднемелового и палеогенового возраста.

**Андский тип активных континентальных окраин** выражен крутым склоном глубоководного желоба, являющимся одновременно континентальным склоном и узким шельфом. Край континента сильно приподнят и вдоль него прослеживается вулканический пояс в виде горных хребтов. Границей между континентальной и океанической корой являются сейсмофокальные зоны, выходы которых на дно океана приурочены к глубоководным желобам (см. рис. 22.11, 22.12, а). Магматические очаги, питающие вулканы указанного выше пояса, располагаются на глубине в сейсмофокальной зоне (напомним — она всегда наклонена в сторону континента), с которой они соединяются разломами. Активные окраины андского типа характерны для Тихоокеанской окраины Южной Америки, вдоль которой протягивается высокая горная цепь Анд. Отсюда название данного типа континентальных окраин — андский. По данным сейсмических исследований характер изменения мощности земной коры по направлению от континента к океану примерно такой же, как и у окраин атлантического типа.

**Островодужный тип активных континентальных окраин** имеет более сложное строение, чем атлантический и андский типы. Кроме собственно континентальной окраины, аналогичной в целом окраине атлантического типа (достаточно широкий шельф, умеренно наклоненный континентальный склон, за которым земная кора меняется с континентальной на океаническую), но более узкой, в островодужных окраинах по направлению к океану дополнительно выделяется система следующих структурных элементов: котловина окраинного моря — островная дуга — глубоководный желоб — краевой вал. Геоморфологически все эти элементы, кроме краевого вала, описаны в разделе 20.2.

Котловины окраинных морей, отделенные от океана островными дугами, имеют различное строение земной коры. Часто они представлены глубоко погруженными блоками континентальной земной коры. Эти блоки ограничены материковыми склонами и перемежаются с блоками коры океанического типа. Такое строение характерно для котловин Охотского, Японского, Кораллового и других морей. В ряде случаев котловины окраинных морей (например, Филиппинская котловина, Тасманово море) имеют типичную океаническую кору с довольно мощным осадочным покровом (до 2-4 км).

Островные дуги имеют либо утоненную кору континентального типа, либо переходную кору, в которой местами исчезает «гранитный» слой. Глубоководные желоба трассируются сейсмофокальными зонами (см. рис. 22.12, б), за которыми начинается типичная океаническая кора. Между глубоководными желобами и талассократонами расположены пограничные поднятия высотой в сотни метров (краевые валы), сложенные океанической корой нормальной мощности.

Островные дуги обычно представлены поднятиями, сложенными интенсивно дислоцированными осадочными и вулканогенными породами, прорванными интрузиями. Вдоль осей дуг расположены цепочки вулканов. В глубоких частях островных дуг породы метаморфизованы. Хребты островных дуг имеют блоковое строение. Вертикальные подвижки отдельных блоков характеризуются большими (тысячи метров) амплитудами. Отдельные островные дуги закономерно сочленяются со структурами континентов; например, Курильская дуга с Камчатской альпийской складчатой областью. Все это позволяет рассматривать островные дуги как зачатки горно-складчатых поясов (современные геосинклинали), которым предстоит еще длительное развитие прежде, чем они сочлнутся с континентом, наращивая его.

Островодужный тип окраин наиболее полно развит в западной части Тихого океана, на переходе к континентам Евразии и Австралии, включая область Индонезийского архипелага (рис. 22.13). К нему также относится Антильско-Карибская область, расположенная между Атлантическим и Тихим океанами.

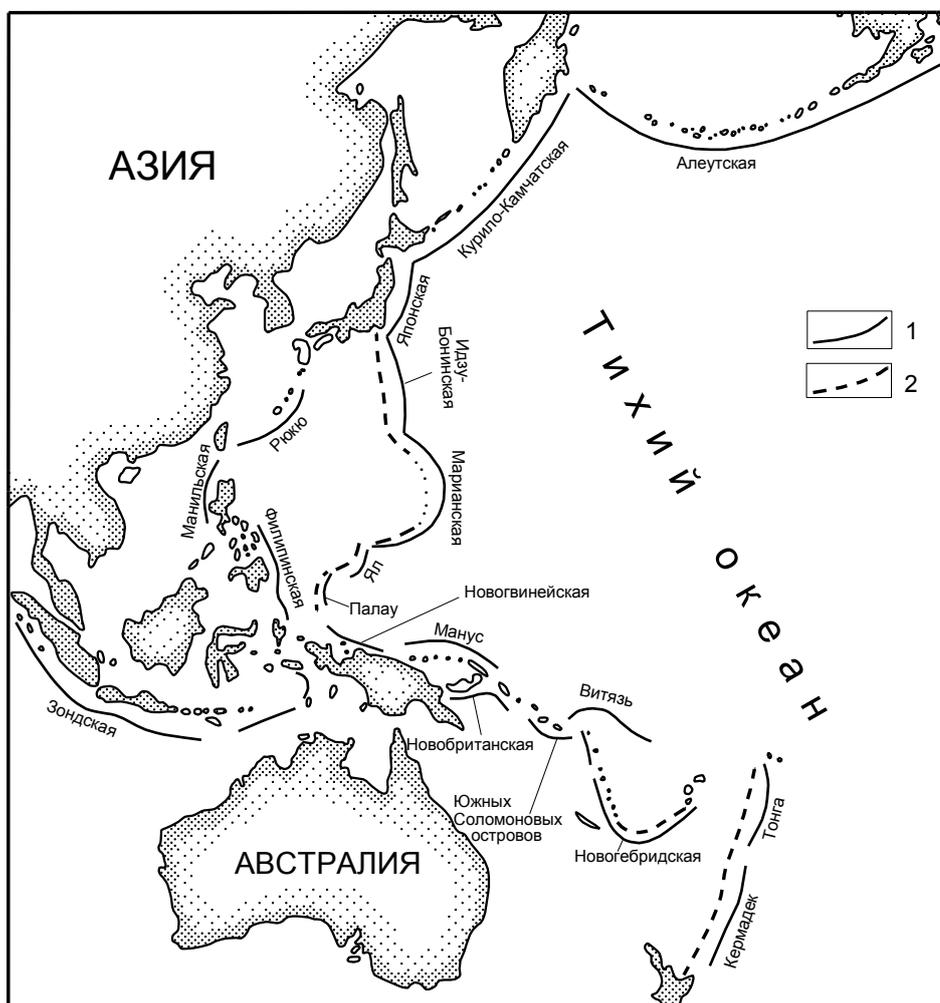


Рис. 22.13. Островные дуги и глубоководные желоба на западе Тихого океана.

По У.Д. Швеллеру  
1 – глубоководный желоб;  
2 – островная дуга, представленная подводным хребтом

## Глава 23. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Тектонические движения создают в земной коре механические напряжения (силы), которые обуславливают тектонические нарушения – изменения форм первичного залегания и разрывы сплошности горных пород. Тектонические нарушения называют еще деформациями (лат. «деформацио» – искажаю) или дислокациями. Различают складчатые, или пликативные (лат. «пликатус» – складчатый), и разрывные, или дизъюнктивные (лат. «дизъюнкто» – разделяю), тектонические нарушения. Изучением форм залегания горных пород и тектонических нарушений занимается специальный раздел геотектоники – структурная геология.

Складчатые нарушения выражаются волнообразным изгибанием слоев горных пород. Эти нарушения характерны для стратифицированных толщ пород и обусловлены пластическими деформациями слоев, сопровождающимися скольжением слоев по границам их раздела. Способность пород к пластическим деформациям прямо зависит от температуры, давления и длительности действия нагрузок. Поэтому на больших глубинах в зонах активных тектонических движений даже хрупкие в обычных условиях породы приобретают способность к пластическим деформациям.

Разрывные нарушения выражаются нарушениями сплошности пород и разрывом их по какой-либо поверхности. Разрывные нарушения, или разрывы, возникают в литосфере под воздействием механических напряжений, превосходящих предел прочности горных пород. Разрывы – универсальная форма тектонических деформаций горных пород. Если складчатость характерна только для слоистых пород, то разрывы пронизывают всю литосферу, развиваясь как в слоистых, в том числе подвергнувшихся складчатости, породах, так и в массивах магматических пород океанов и континентов. Только в рыхлых водонасыщенных породах не образуется разрывов.

### 23.1. Складчатые нарушения

Складчатые нарушения представлены следующими основными формами: моноклиналями, флексурами и собственно складками (рис. 23.1).

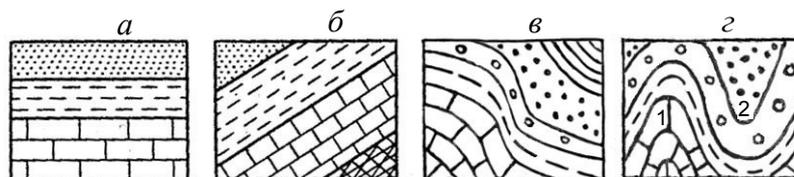


Рис. 23.1. Формы залегания горных пород

а – ненарушенное горизонтальное залегание, б – моноклиальное залегание, в – флексура, г – складчатое залегание (1 – антиклиналь, 2 – синклираль)

**Моноклиаль** – наиболее простая форма складчатых нарушений, выраженная наклоном слоев пород в одну сторону под примерно одинаковым углом. Моноклинали характерны для внутриплатформенных областей и зон перехода платформ к горноскладчатым областям.

**Флексура** – коленообразный изгиб слоев пород, залегающих горизонтально или моноклиально. Флексуры обычно возникают при блоковых смещениях нижележащих пород. Различают нижнее, соединительное и верхнее крылья флексур. В соединительном крыле слои имеют более крутой наклон, а мощность их обычно уменьшается за счет пластического растяжения.

**Складки** – основная форма пликативных нарушений первичного залегания слоистых пород, выраженная их волнообразным изгибом. Складки бывают антиклинальные (антиклинали) и синклинальные (синклинали).

**Антиклинали** – выпуклые складки. В них слои наклонены от вершины в противоположные стороны (греч. «анти» – против). При горизонтальном срезе в центральной части антиклинали выходят на поверхность более древние породы, чем по ее периферии (рис. 23.2,а).

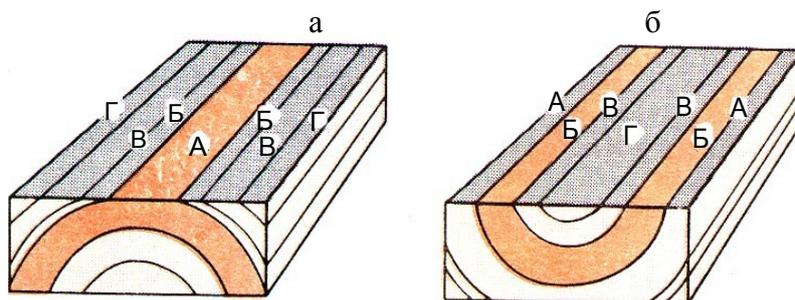


Рис. 23.2. Блок-диаграммы антиклинали (а) и синклинали (б). А, Б, В, Г – слои пород от древнейшего (А) до наиболее молодого (Г)

**Синклинали** – вогнутые складки с наклоном слоев пород к центральным частям складок (греч. «син» – вместе). В горизонтальном срезе синклинали ее центральные части сложены более молодыми породами, чем периферические части складки (рис. 23.2, б).

Любая складка имеет следующие геометрические элементы, определяющие ее морфологию: крылья, замок, шарнир, угол, осевую плоскость и ось (рис. 23.3).

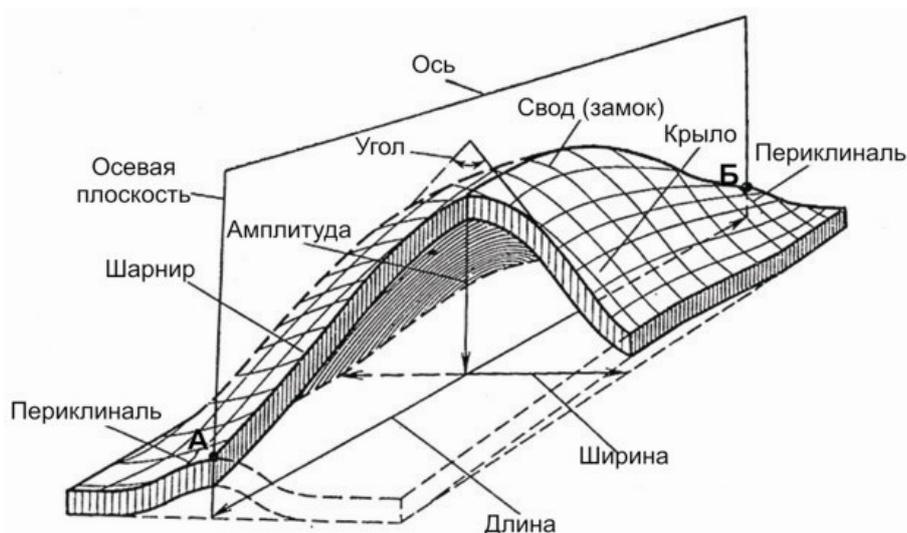


Рис. 23.3. Элементы антиклинальной складки. По В.С. Мильничуку и М.С. Арабаджи

**Крылья** – боковые части складки, в пределах которых слои наклонены в одну сторону. **Замок** – место перегиба слоев, т.е. перехода одного крыла складки в другое. **Шарнир** – линия, соединяющая точки максимальных перегибов слоя, деформируемого в складку. Складки с горизонтальными шарнирами встречаются редко. Обычно шарниры волнообразно изгибаются. Волнистость шарнира называется **ундуляцией** (лат. «унда»- волна). **Угол складки** – угол, образованный мысленно продолженными до их пересечения крыльями складки. **Осевая поверхность** – поверхность, проходящая через все шарниры складки; в частном случае эта поверхность может быть плоскостью. **Ось складки** – линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью.

Кроме того, для характеристики складок используются следующие понятия: **ядро**, **ширина**, **амплитуда**, **замыкание** и **длина** складки. **Ядро** – участок горных пород, слагающих замок складки. **Ширина** складки – расстояние между ее крыльями. При

наличии нескольких параллельных складок ширина складки определяется как расстояние между осевыми поверхностями двух соседних антиклиналей или синклиналей. Амплитуда складки – расстояние по вертикали от замка антиклинали до перегиба сопряженной синклинали. Замыкание – окончание складки. В плане выражается соединением одновозрастных слоев пород. Замыкание антиклиналей называют периклиналью, а замыкание синклиналей – центриклиналью. Длина складки – расстояние между ее окончаниями.

Формы складок многообразны и классифицируются по различным признакам.

По положению осевой поверхности и крыльев выделяют прямые, наклонные, опрокинутые, лежачие и перевернутые складки (рис. 23.4). В прямых складках осевая поверхность вертикальная и наклон крыльев одинаков. Когда осевая поверхность наклонена, а крылья падают под разными углами, складки называются наклонными. Если наклон осевой поверхности значителен и крылья падают в одну сторону, возникают опрокинутые складки. В лежачих складках осевая поверхность близка к горизонтальному положению, а крылья почти параллельны друг другу. Осевая поверхность перевернутых складок находится ниже горизонтальной плоскости, крылья развернуты.

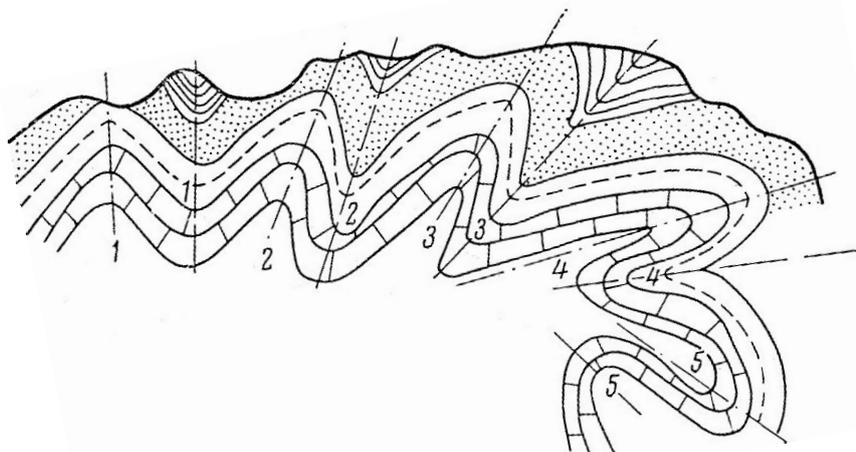
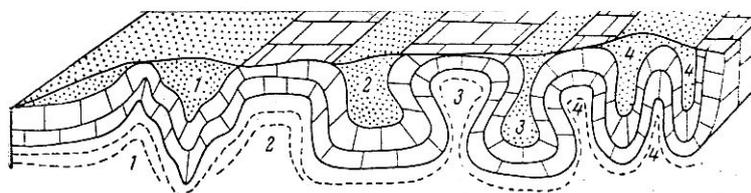


Рис. 23.4. Типы складок по положению осевой поверхности и крыльев  
1 – прямые, 2 – наклонные, 3 – опрокинутые, 4 – лежачие, 5 – перевернутые.  
Пунктиром показаны оси складок

По форме замка и расположению крыльев различают нормальные, изоклиальные,



веерообразные и сундучные складки (рис. 23.5).

Рис. 23.5. Типы складок по форме замка  
1 – нормальные, 2 – сундучные, 3 – веерообразные, 4 – изоклиальные

В нормальных складках форма замка остроугольная или округлая. Изоклиальные складки имеют узкий замок и приблизительно параллельные крылья. Веерообразные складки отличаются широким замком, веерообразно расходящимися крыльями и пережатым ядром. Сундучные (коробчатые) складки характеризуются уплощенным замком и крутыми крыльями.

По соотношению длины и ширины различают линейные складки, брахискладки и купола (мульды).

Линейные складки узкие, вытянутые в плане с отношением длины к ширине 10:1 и более. В брахискладках длина больше ширины всего в 2-5 раза. Это укороченные складки (греч. «брахис» – короткий). Среди них выделяют брахисинклинали и брахиантиклинали. Купола – антиклинали, у которых длина превышает ширину не более, чем в 2 раза. В плане они имеют округлые изометричные очертания. Синклинальный аналог куполов – мульды (чаша).

Совокупность складок, проявляющуюся в определенных участках земной коры, равно как и процесс их образования, называют складчатостью. Тип складчатости обусловлен тектоническим режимом развития этих участков. Наиболее широко распространены и контрастно различаются между собой два типа складчатости: горноскладчатых поясов и платформенный, характерный для осадочного чехла платформ.

Складчатость горноскладчатых поясов интенсивная, линейная и полная (голоморфная). Интенсивность складчатости проявляется в крутых крыльях складок, нередко в их наклонном или опрокинутом залегании и многопорядковом строении складчатых структур, когда крупные складки осложняются более мелкими складками, а те в свою очередь еще более мелкими. Осложненные таким образом наиболее крупные антиклинали и синклинали горноскладчатых поясов получили название антиклинорий и синклинорий (рис. 23.6). В пределах поясов породы почти повсеместно собраны в чередующиеся преимущественно линейные антиклинали и синклинали, между которыми не сохранилось спокойных недеформированных участков. Отсюда название складчатости – полная.

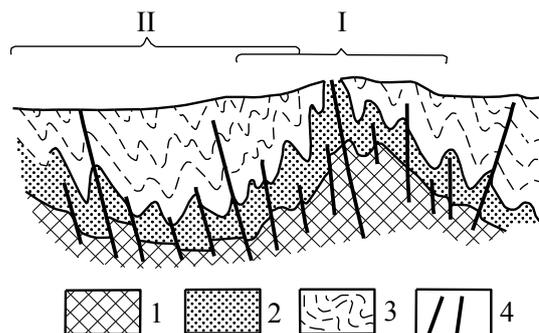


Рис. 23.6. Антиклинорий (I) и синклинорий (II) в разрезе. По А.Е. Михайлову  
1 – палеозой, 2 – триас, 3 – юра и мел, 4 – разрывы

Платформенная складчатость спокойная, прерывистая и характеризуется широким набором нелинейных складчатых форм (брахискладок, куполов и мульд). На платформах преобладают крупные пологие неправильно-округлые и удлиненно-овальные антиклинали (антеклизы, сводовые поднятия) и синклинали (синеклизы и впадины) с наклоном слоев пород до  $1^\circ$ . Антеклизы и синеклизы – крупнейшие понятия и прогибы платформ изометричной формы и размером в поперечнике сотни и тысячи километров. Сводовые поднятия и впадины (депрессии) – удлиненные выгибы и прогибы длиной многие сотни километров и шириной десятки километров.

Прерывистость платформенной складчатости выражается в том, что на фоне пологого залегания недеформированных слоистых пород изолированно проявлены одиночные складки или группы складок. Особенно характерны для платформ валы – вытянутые поднятия, объединяющие ряд более мелких брахиантиклиналей и куполов, расположенных в виде цепочки. Наклон слоев пород на крыльях валов до  $5-10^\circ$ , а на крыльях брахискладок и куполов – до  $30^\circ$  и более.

По механизму образования различают два основных типа складок: продольного изгиба и поперечного изгиба.

Складки продольного изгиба вызываются силами, действующими вдоль слоистости пород (рис. 23.7, а). Складки этого типа характерны для горноскладчатых областей. Они обусловлены главным образом региональным сжатием и в меньшей

степени гравитационным скольжением толщи осадочных пород по склону растущего горного сооружения.

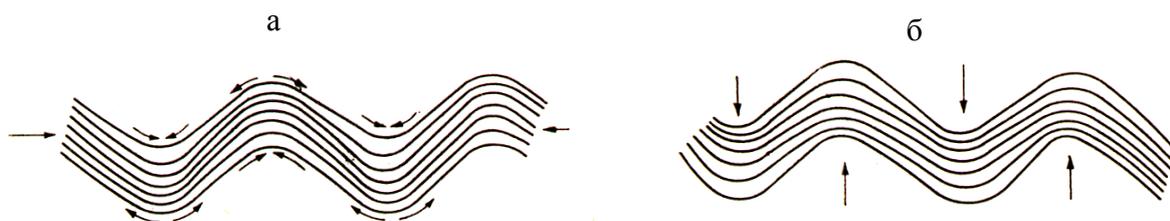


Рис. 23.7. Складки продольного (а) и поперечного (б) изгиба

Складки поперечного изгиба возникают при дифференцированных вертикальных движениях (рис. 23.7, б). Такие складки распространены больше на платформах, где они связаны с относительным перемещением блоков фундамента платформы или соляным диапиризмом. Центрированные вертикальные движения создают брахискладки, купола и мульды.

## 23.2. Разрывные нарушения

Разрывные нарушения (разрывы) по механизму образования делятся на два типа: отрывной и сколовый. Разрывы отрывного типа возникают при растяжении, сжатии и сдвиге (рис. 23.8, а, б, в). Они ориентированы перпендикулярно оси максимального растяжения. Разрывы отрывного типа обычно небольшой протяженности, раскрытые, с неровными стенками, поверхность которых шероховатая, с выступами и углублениями, без следов перемещения. Разрывы сколового типа проявляются при сжатии и сдвиге под действием максимальных касательных напряжений (рис. 23.8, г, д). Часто образуются сопряженные пары разрывов сколового типа, ориентированных под углом несколько меньшим  $45^\circ$  к направлению оси максимального сжатия. Разрывы сколового типа протяженные, прямолинейные, с плотно сомкнутыми стенками, поверхности которых ровные, со следами перемещения (бороздами, штрихами, зеркалами скольжения).

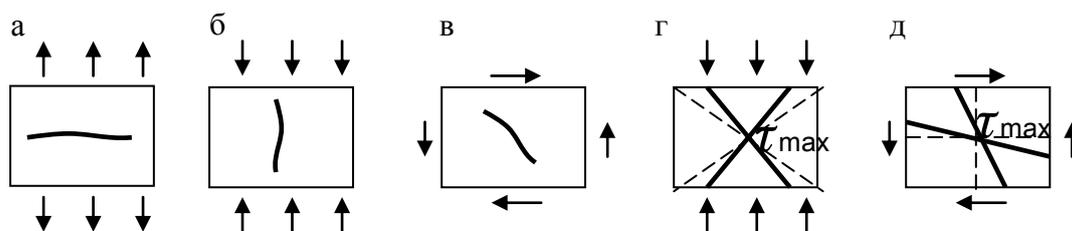


Рис. 23.8. Схема расположения разрывов отрывного типа, образованных при растяжении (а), сжатии (б), сдвиге (в) и разрывов сколового типа, образованных при сжатии (г) и сдвиге (д)

По пространственной ориентировке разрывы обычно группируются в системы. Различают два типа систем разрывов: линейный и радиально-кольцевой (рис. 23.9).

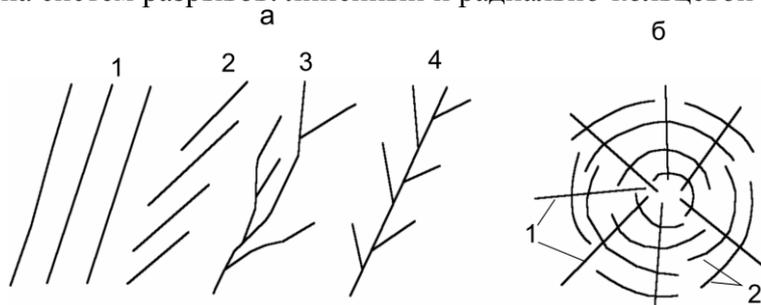


Рис. 23.9. Основные системы разрывных нарушений

а – линейный тип: 1 – параллельная, 2 – кулисообразная, 3 – ветвящаяся, 4 – оперяющая;  
 б – радиально-кольцевой тип: 1 – радиальная, 2 – кольцевая

В линейном типе система – совокупность разрывов приблизительно одинаковой ориентировки. Название системы дается по направлению вытянутости входящих в нее разрывов: северо-западная, восточная и т.п. Взаимное расположение разрывов может быть параллельным, кулисным, ветвящимся, оперяющим. Относительно слоистости пород выделяют разрывы *согласные* (вдоль границы раздела слоев), *продольные* (согласные со слоями в плане, но секущие их в разрезе), *поперечные* (ориентированные примерно перпендикулярно слоям) и *диагональные* (под углом к простиранию слоев) (рис. 23.10). По отношению к направлению оси складок разрывы делятся на продольные, диагональные и поперечные.

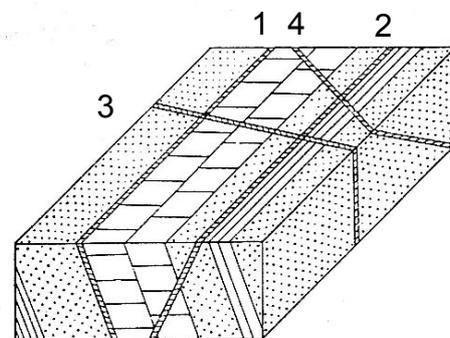


Рис. 23.10. Разрывные нарушения в осадочных породах  
 1 – согласное, 2 – продольное, 3 – поперечное,  
 4 – диагональное

В радиально-кольцевом типе выделяют две главные системы: радиальную и кольцевую. Разрывы радиальной системы следуют по радиусам от центра тектонической структуры. Разрывы кольцевых систем в плане образуют окружности или дуги различного радиуса. Среди них выделяют *центриклинальные*, которые наклонены к центру структуры, и *периклиналильные*, наклоненные в обратную сторону. Радиально-кольцевые системы разрывов возникают под воздействием централизованных вертикальных тектонических движений (например, при образовании диапиров, куполов, кальдер оседания).

Выделяют два главных типа разрывов: трещины и разломы. Трещины – элементарные разрывы без смещения пород по их плоскостям или с очень незначительным смещением. Трещины существуют как сами по себе, так и в качестве элемента разломов. Размеры трещин – от микроскопических до десятков, редко сотен метров в длину. Расстояние между соседними видимыми трещинами в горных породах обычно колеблется от дециметров до 1,5-2 м, редко более. Все трещины, связанные с тектоническими движениями, по генезису делятся на две группы: первичные (петрогенетические) и собственно тектонические.

Первичные трещины появляются близко одновременно с завершением процесса породообразования (окаменения осадка, остывания и кристаллизации магматического расплава и т.п.). Эти трещины возникают под совокупным воздействием внутренних сил в формирующейся породе (сжатие при обезвоживании и уплотнении осадка или охлаждении затвердевшей магмы), поля ротационных напряжений, связанных с вращением Земли, и поля региональных напряжений, обусловленных тектоническими движениями в данном участке земной коры. Механизм образования первичных трещин не раскрыт. Обычно они образуют три приблизительно взаимно перпендикулярные системы трещин, расчленяющие массив пород на элементарные структурные блоки (рис. 23.11). Делимость на такие блоки – свойство практически всех сцементированных горных пород. Размер элементарных блоков зависит от многих факторов (типа породы, условий ее залегания и

др.), но в целом, как правило, колеблется от дециметров до 1-1,5, редко до 2-5 м в поперечнике.



*Рис. 23.11.* Первичные трещины в мело-мергельных породах осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, вскрытых карьером на Лебединском железорудном месторождении Курской магнитной аномалии

Собственно тектонические трещины возникают позднее первичных в уже сформированной горной породе, подвергшейся воздействию только тектонических напряжений. Среди тектонических трещин выделяют складчатые, образующиеся в процессе пликативных деформаций горных пород, и содизъюнктивные, связанные с образованием разломов и перемещением по ним крупных блоков пород.

Разломы – крупные разрывы в литосфере, по которым происходит заметное смещение пород и их разрушение вдоль плоскости смещения. Разломы редко представлены одной плоскостью смещения. Обычно они выглядят как зоны расслаивания (системы параллельных плоскостей скалывания), трещиноватости (системы сближенных ветвящихся трещин) или тектонических брекчий (угловатых обломков, сцементированных тонкоизмельченным, вплоть до глины, материалом).

Протяженность разломов – от сотен метров до нескольких тысяч километров, а их ширина – от сантиметров до сотен и даже тысяч метров. Некоторые разломы планетарного масштаба рассекают земную кору и проникают в мантию. Величина смещения по разломам достигает нескольких километров по вертикали и до сотен километров в горизонтальном направлении.

В любом разрывном нарушении со смещением выделяют следующие геометрические элементы: сместитель – поверхность разрыва, по которой происходит смещение; крылья – примыкающие к этой поверхности смещенные блоки горных пород. При наклонном положении сместителя крыло, расположенное над ним, называют висячим, а под ним – лежачим.

Величина относительного перемещения по сместителю называется амплитудой разрывного нарушения. Различают: полную амплитуду – расстояние по сместителю между кровлей или подошвой одного и того же слоя в висячем и лежачем крыльях; вертикальную и горизонтальную амплитуды – проекции истинной амплитуды соответственно на вертикальную и горизонтальную плоскости; страти-

графическую амплитуду – расстояние по нормали между кровлей или подошвой одного и того же слоя в висячем и лежачем крыльях (рис. 23.12).

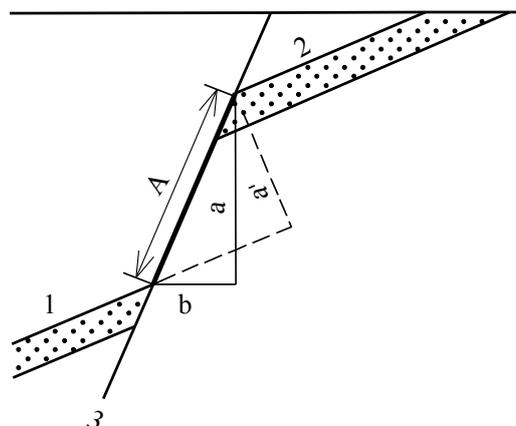


Рис. 23.12. Геометрические элементы разрывного нарушения

A – полная амплитуда, a – вертикальная амплитуда, a' – стратиграфическая амплитуда, b – горизонтальная амплитуда; 1 – висячее крыло, 2 – лежащее крыло, 3 – сместитель

По направлению и углу перемещения крыльев разломы подразделяются на сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги (рис. 23.13).

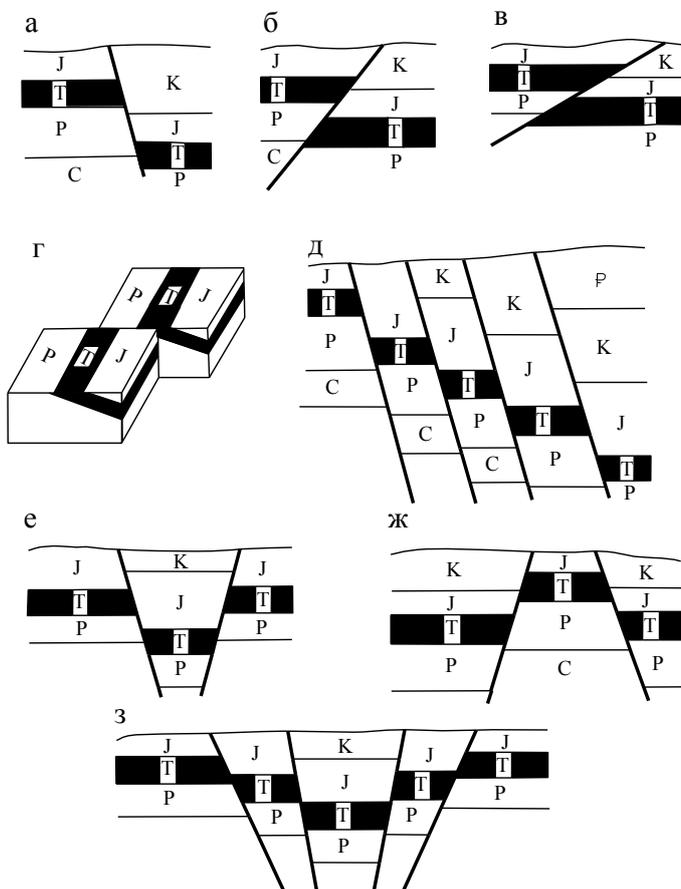


Рис. 23.13. Основные виды разрывных тектонических нарушений со смещением  
а – сброс, б – взброс, в – надвиг, г – сдвиг,  
д – ступенчатый сброс, е – грабен,  
ж – горст, з – сложный грабен

**С б р о с ы** – разломы, в которых поверхность сместителя наклонена в сторону опущенного крыла. Сбросы образуются под действием растягивающих усилий.

**В з б р о с ы** – разломы, в которых поверхность сместителя наклонена под углом более  $45^\circ$  в сторону поднятого крыла. Для взбросов характерно перекрытие одного крыла другим, что свидетельствует об образовании взбросов в обстановке сжатия.

**Н а д в и г и** – пологие (менее  $45^\circ$ ) взбросы, возникающие параллельно с образованием складок. Развиты надвиги преимущественно в сильно сжатых наклоненных или опрокинутых складках.

**С д в и г и** – разломы, смещение по которым происходило в горизонтальном направлении по простиранию сместителя. Образование сдвигов вызывается воздействием

на горные породы противоположно направленных сил. Если смещение крыльев происходит не строго в горизонтальном направлении, а под каким-то углом к горизонту, то образуются сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги.

Кроме одиночных разломов, существуют их группировки, в которых разломы определенным образом соотносятся друг с другом, образуя единую систему. Наиболее распространенные системы разломов – ступенчатые сбросы, грабены, горсты, тектонические покровы.

Ступенчатые сбросы – группа параллельных сбросов, в которой каждое последующее крыло опущено относительно предыдущего.

Грабены – группа сбросов, образующих опущенный центральный блок горных пород. Этот блок может быть ограничен только двумя сбросами (простой грабен), но чаще грабены формируются падающими навстречу друг другу ступенчатыми сбросами (сложный грабен). Сложные грабены характерны для рифтовых зон (см. рис. 22.8).

Горсты – группы сбросов или взбросов с приподнятым центральным блоком горных пород. Горсты, также как грабены, могут быть простыми и сложными.

Тектонические покровы или шарьяжи (франц. *charrier* – волочить) – горизонтальные, пологие или волнистые надвиги с перемещением по ним на многие десятки и даже сотни километров (рис. 23.14). Покровы распространены в горных областях сложноскладчатого строения: Альпах, Карпатах, Гималаях и других. Перемещенная масса пород получила название аллохтон, а оставшееся на месте основание – автохтон. Амплитуда горизонтальных перемещений аллохтона достигает 100-300 км.

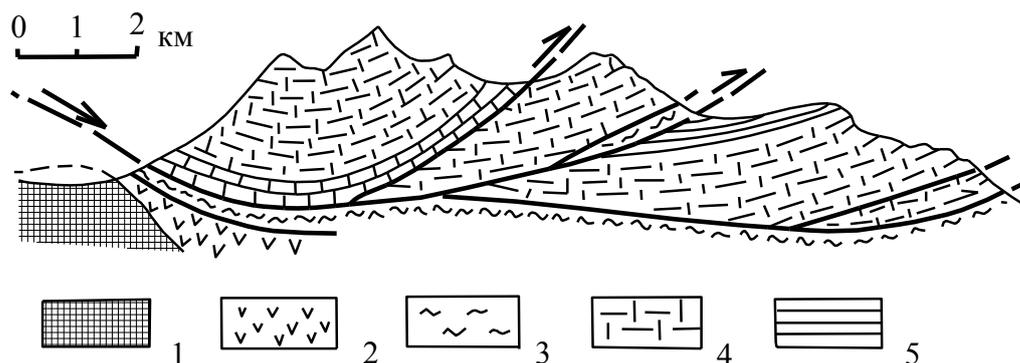


Рис. 23.14. Тектонический покров Гринья в Южных Альпах (пластины известняков триаса переместились по глинистому горизонту в их основании). По Л. Ситтеру  
1-2 – автохтон: 1 – докембрийская кристаллическая порода, 2 – вулканы перми;  
3 – глинистый горизонт, 4-5 – аллохтон: 4 – известняки, 5 – терригенные породы

Вдоль поверхности перемещения (волочения) при движении аллохтона обычно образуется тектоническая брекчия, мощность которой может достигать десятков и даже сотен метров. Вместе с тем известны покровы, отделенные от автохтона едва заметной притертой поверхностью. В процессе смещения аллохтон обычно распадается по поверхностям, идущим параллельно или под острым углом к основному сместителю, на отдельные пластины (чешуи). По механизму формирования шарьяжи делятся на гравитационные (по существу это огромные оползни) и компрессионные, обусловленные региональным сжатием.

Все охарактеризованные выше разломы по своим масштабам относятся к локальным, частично к региональным. Глубина их заложения различная. Иногда они достигают астеносферы, но большинство из них являются внутрикоровыми. Вместе с тем существуют крупные разломные структуры, пересекающие полностью литосферу и уходящие глубоко в мантию. Это глубинные разломы.

Г л у б и н н ы е р а з л о м ы разделяют крупные блоки земной коры, отличающиеся своим строением. Для глубинных разломов характерна большая протяженность (многие сотни и тысячи километров) при ширине от первых до десятков километров и длительная история развития (до нескольких геологических периодов).

В земной коре они выражены зонами сближенных разломов, интенсивных приразломных деформаций пород, многочисленными телами магматических пород, геофизическими аномалиями, смещениями границы Мохо. Наиболее крупные глубинные разломы – планетарная система рифтов и сейсмофокальные зоны.

### **23.3. Элементы залегания горных пород и разрывных нарушений, их измерение горным компасом**

Тектонические нарушения – важнейшие элементы геологического строения любого участка земной коры. Они являются главным фактором, определяющим закономерности размещения в земной коре многих месторождений полезных ископаемых. Например, нефтегазовые месторождения обычно локализуются в структурных ловушках типа сводов, брахиантиклиналей и куполов, в которых трещиноватые породы (коллекторы нефти и газа), перекрываются экраном слабопроницаемых пород. Многочисленные гидротермальные месторождения различных металлов размещаются в зонах повышенной трещиноватости и разломах, проницаемых для гидротермальных растворов.

Тектонические нарушения играют первостепенную роль при проведении горных работ. Складчатые и разрывные дислокации создают плоскости ослабления в массивах пород, обуславливая тем самым степень устойчивости горных выработок, а, следовательно, угол наклона и конструкцию бортов карьера, технологию проходки и крепления подземных выработок.

Трещины и разломы являются в скальных породах основными проводниками подземных вод, которые существенно осложняют горные работы. Нередко для обеспечения их безопасности требуется проведение дорогостоящих дренажных мероприятий.

Трещиноватость горных пород – основной фактор, влияющий на их взрываемость (сопротивление разрушению под воздействием взрыва). В общем случае, чем больше размер элементарного структурного блока породы, тем она хуже взрывается, т.е. для ее разрушения требуется больший удельный расход взрывчатого вещества.

Зоны разломов, особенно те из них, по которым тектонические движения происходят и в настоящее время, представляют серьезную угрозу для ответственных инженерных сооружений – атомных электростанций, крупных туннелей, трубопроводов и т.п.

Для изучения геологического строения того или иного участка земной коры необходимо знать пространственную ориентировку слоев горных пород, контактовых поверхностей интрузивных тел, плоскостей разрывных нарушений.

**Элементы залегания горных пород и разрывных нарушений.** Все перечисленные выше типы границ раздела в массиве горных пород представлены какой-то поверхностью, а на ограниченном участке геологических наблюдений (естественном обнажении или стенке горной выработки) – плоскостью. Пространственная ориентировка любой плоскости определяется ее э л е м е н т а м и з а л е г а н и я – простиранием, падением (наклоном к горизонтальной плоскости) и углом падения (рис. 23.15).

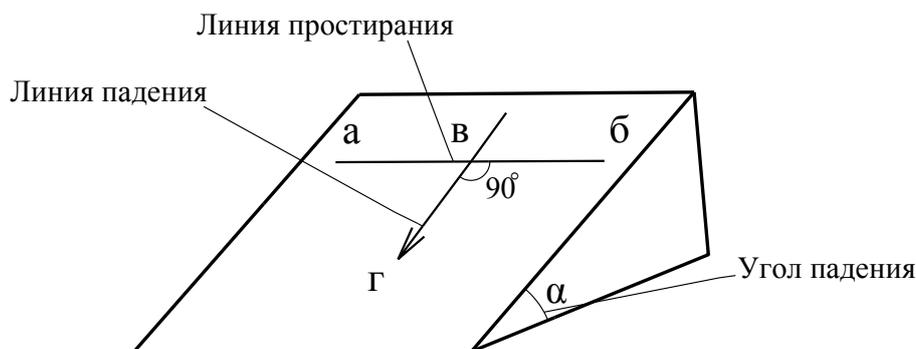


Рис. 23.15. Элементы залегания слоя горной породы или плоскости смесителя разрывного нарушения

Простирание – направление линии пересечения слоя (плоскости разрыва и т.п.) с горизонтальной плоскостью. Эта горизонтальная линия, лежащая в плоскости слоя, называется линией простирания (линия а-б на рис. 23.15), а угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана по ходу часовой стрелки до

линии простирания – азимутом простирания. Азимут простирания может меняться от  $0^\circ$  до  $360^\circ$  и может быть выражен двумя значениями, отличающимися на  $180^\circ$  (рис. 23.16).

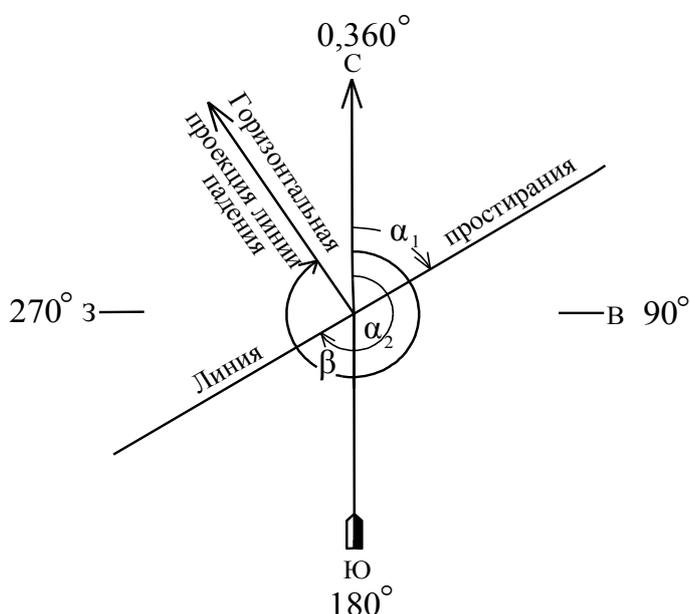


Рис. 23.16. Элементы залегания плоскости в плане  
 $\alpha_1, \alpha_2$  – азимуты простирания,  
 $\beta$  – азимут падения

Падение любой плоскости характеризуется направлением и углом падения. Направление падения плоскости перпендикулярно ее простиранию. Лежащий в плоскости перпендикуляр к линии ее простирания, направленный вниз, называется линией падения (линия в-г на рис. 23.15). Направление падения определяется азимутом падения – углом между северным направлением географического меридиана и проекцией линии падения на горизонтальную плоскость. Азимут падения данной плоскости отличается от азимута ее простирания на  $90^\circ$ . В отличие от простирания плоскости ее падение характеризуется только одним значением азимута (см. рис. 23.16). Зная его, можно установить и азимут простирания плоскости. Поэтому для определения ориентировки плоскости относительно стран света достаточно измерить азимут падения.

Угол падения плоскости ( $\alpha$  на рис. 23.15) равен углу между линией падения и горизонтальной плоскостью. Он выражает величину наклона плоскости в градусах.

Определение элементов залегания слоев горных пород и плоскостей разрывных нарушений проводится горным компасом. Только в условиях магнитных аномалий (например, на месторождениях магнетитовых железных руд) для этого используют специальные гироскопические приборы.

**Устройство горного компаса и работа с ним.** Горный компас (рис. 23.17) состоит из магнитной стрелки и большого (кругового) лимба, необходимых для измерения азимутов, а также клинометра (отвеса) и полулимба, с помощью которых определяются угол падения плоскости.

Горный компас монтируется на прямоугольном основании (1) из немагнитного материала (цветного металла или пластмассы) таким образом, чтобы направление север (С) – юг (Ю) было параллельно его длинной стороне. В середине основания компаса укреплена коробка, закрытая стеклом, с круговым лимбом (2). В отличие от обычного компаса градуировка лимба от нуля до  $360^\circ$  выполнена против часовой стрелки, соответственно положение стран света восток (В) – запад (З) изменено на обратное. Это сделано для того, чтобы величину азимута можно было отсчитывать непосредственно по показанию северного конца магнитной стрелки. Магнитная стрелка (3) насажена на иглу в центре лимба. Вмонтированная в стрелку втулка из твердого минерала (агата или рубина) обеспечивает свободное вращение стрелки на игле. Северный конец стрелки покрыт *черной* или *синей* краской. Под стрелкой на иглу надевается кольцо, укрепленное на конец рычага (4), которым посредством винта (5) можно стрелку поднимать и прижимать к стеклу компаса, т.е. закреплять в нерабочем положении.



Рис. 23.17. Горный компас

- 1 – основание компаса; 2 – круговой лимб;  
 3 – магнитная стрелка; 4 – рычаг, поднимающий стрелку;  
 5 – винт; 6 – полулимб; 7 – клинометр;  
 8 – кнопка; 9 – уровень

Шкала полулимба (6) представляет собой половину окружности, на которой нанесены деления от нуля в обе стороны до  $90^\circ$ . Нуль шкалы расположен против середины короткой стороны основания компаса, а ее концы ( $90^\circ$ ) – против севера (С) и юга (Ю) большого лимба. Для отсчетов углов падения служит клинометр (7), надетый на иглу ниже кольца, поддерживающего стрелку компаса. В отверстии нижней расширенной части клинометра выступают зубец, расположенный точно по оси отвеса. Закрепление отвеса производится рычагом. В рабочее положение клинометр приводится нажатием кнопки (8), соединенной с этим рычагом. В горизонтальное положение компас выводится с помощью уровня (9).

Существует несколько разновидностей горных компасов. Они могут различаться по форме и материалу прямоугольного основания и дополнительными приспособлениями. При пользовании горным компасом любой конструкции надо иметь в виду, что стрелка компаса будет работать только тогда, когда основание компаса горизонтально, а клинометром можно пользоваться, когда основание компаса вертикально. Кроме того, надо помнить, что, если работает стрелка компаса, то должен быть закреплен клинометр, а при работе с клинометром должна быть закреплена стрелка.

Горный компас дает возможность непосредственно определить азимут любого направления. Для этого надо только совместить с ним линию С – Ю компаса, направив его северный конец на визуальный ориентир, и взять отсчет по северному концу магнитной стрелки (рис. 23.18).

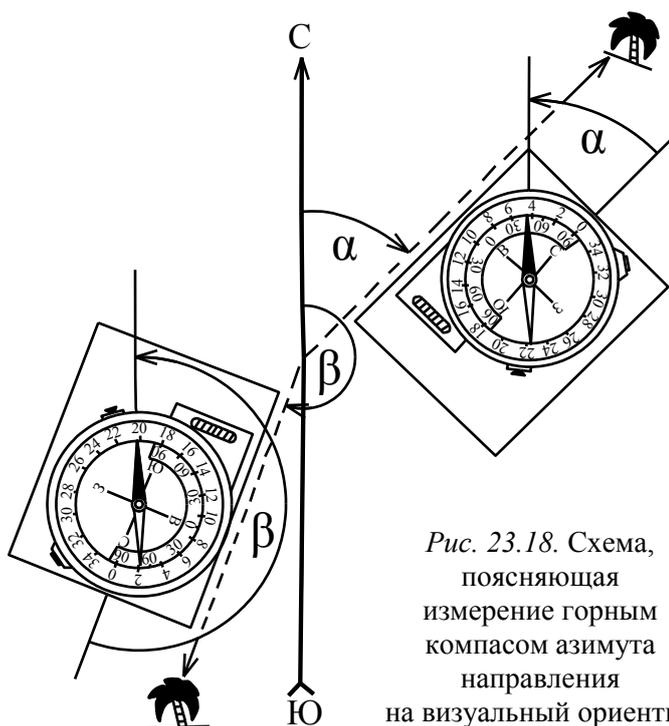


Рис. 23.18. Схема, поясняющая измерение горным компасом азимута направления на визуальный ориентир

Для определения азимута простирающейся плоскости горный компас длинной стороной прикладывают к плоскости и выводят его с помощью уровня в горизонтальное положение. Если основание компаса квадратное, то прикладывают той стороной, которая совпадает с линией С-Ю кругового лимба. Когда магнитная стрелка успокоится, берут отсчет по любому концу стрелки. **При измерении азимута падения компас прикладывают к плоскости короткой стороной так, чтобы север лимба (северная сторона компаса) был направлен в сторону падения плоскости, а отсчет берут только по северному концу магнитной стрелки.** Разумеется, что при этом стрелка должна быть свободна, а основание компаса – в горизонтальном положении. Угол падения плоскости измеряют следующим образом. Компас устанавливают вертикально на ребро длинной его стороной по линии падения, отвесом вниз. Вертикальное положение компаса определяют по свободному качанию отвеса. Значения угла падения берут на полулимбе по зубцу отвеса.

При записи азимутов падения и простирающейся, кроме угла (в градусах) указывается и азимутальная четверть, в которой он находится (СВ, ЮВ, ЮЗ, СЗ), например, аз. пад. СВ  $25 < 48$ ; аз. пр. СВ  $60/ЮЗ 240$ . Обозначение градусов не ставится, чтобы не спутать градус с нулем.

Измеренные горным компасом азимуты являются магнитными. Они могут значительно (до  $10-15^\circ$  и более) отличаться от истинных вследствие несовпадения магнитного и географического меридианов на величину магнитного склонения. Склонение бывает восточным и западным. Введение поправки в данные измерения азимутов горным компасом производится таким образом. **Величина восточного склонения прибавляется к измеренной величине азимута, а западного – вычитается из нее** (рис. 23.19). Большинство горных компасов имеет винт для поворота лимба на угол до  $25^\circ$  в обе стороны. Поворот лимба на угол склонения по часовой стрелке, если склонение западное, и против – если оно восточное, исключает необходимость введения поправки на магнитное склонение.

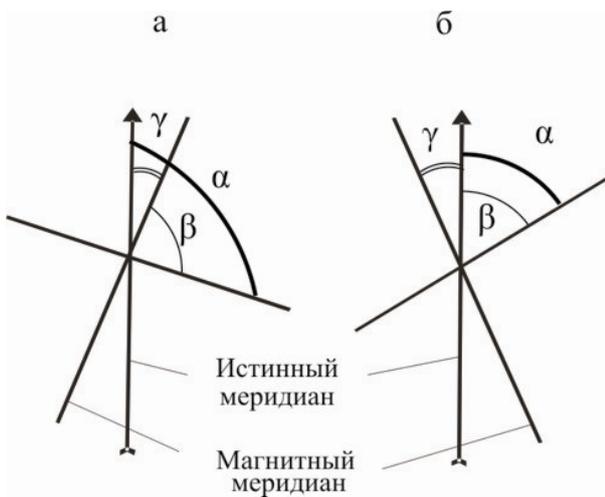


Рис. 23.19. Схема, поясняющая введение поправок к значениям азимутов, измеренных горных компасом, при восточном (а) и западном (б) магнитном склонении  
 $\alpha$ ,  $\beta$  – азимуты:  $\alpha$  – истинный,  $\beta$  – измеренный горным компасом;  $\gamma$  – магнитное склонение

На геологической карте элементы залегания слоев горных пород и плоскостей разрывных нарушений показывают специальным знаком (рис. 23.20,а). Его длинный отрезок ориентирован по азимуту простирания, а перпендикулярный к нему короткий отрезок показывает направление падения. Рядом стоящая цифра – угол падения. Горизонтальное, вертикальное и опрокинутое залегание пород показывают особыми знаками (рис. 23.20, б, в, г).

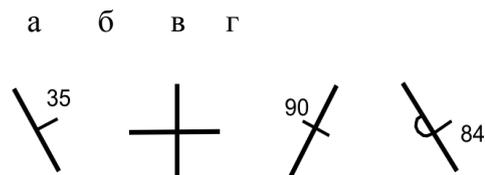


Рис. 23.20. Условные знаки элементов залегания на геологической карте

## Глава 24. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Геотектоническая гипотеза является в той или иной мере обоснованной схемой механизма тектонических движений и эволюционного развития земной коры. Другими словами, это попытка понять, что происходит внутри Земли, какие силы приводят в движение земную кору и как формируется ее структура.

Геологи давно уже пришли к пониманию того, что тектонические движения и связанные с ними магматизм и метаморфизм обусловлены процессами, происходящими в мантии и, вероятно, в ядре Земли. Поскольку наши знания о глубоких недрах Земли носят во многом характер предположений, то и основанные на них геотектонические представления являются гипотетическими. К этому следует добавить, что слабо изучены не только недра Земли, но и такие крупные блоки земной коры, как океаны. Именно проблема происхождения океанов является, как правило, ядром той или иной геотектонической гипотезы.

Трудно переоценить значение геотектонических гипотез для геологической науки. Они приучают рассматривать нашу планету как геологическое целое, а любой наблюдаемый геологический объект – как следствие взаимодействия различных геологических процессов, истоки которых лежат в глубоких недрах Земли. Геотектонические гипотезы стимулируют развитие геологической мысли. Авторы гипотез вызывают восхищение энциклопедическими знаниями геологии, силой своего интеллекта и воображения.

По характеру основных движущих сил, которые предлагаются для объяснения механизма геотектонических процессов, существующие гипотезы с известной условностью можно разделить на три группы:

- 1) гипотезы фиксизма, согласно которым позиция континентов на земном шаре остается неизменной на протяжении всей геологической истории нашей планеты, декларируется примат вертикальных тектонических движений;
- 2) гипотезы мобилизма, допускающие крупные горизонтальные перемещения континентов при неизменяемом объеме земного шара;
- 3) гипотезы, предполагающие изменение объема Земли.

Особняком стоит плюм-тектоническая гипотеза, которая будет рассмотрена отдельно.

### 24.1. Гипотезы фиксизма

**Гипотеза поднятий** является первой геотектонической гипотезой, которая с позиций единой концепции связала магматизм и тектонические движения, положив тем самым начало новой геологической дисциплине – геотектонике. Представления о формировании гор под воздействием подземного огня и расширяющихся подземных газов были сформулированы в начале XVIII в. в трудах английского естествоиспытателя Р. Гука, шотландского геолога Дж. Геттона и М.В. Ломоносова. В развернутом и достаточно аргументированном виде гипотеза поднятий разработана немецкими учеными А. Гумбольдом и Л. фон Бухом в конце 18 в. Согласно этой гипотезе в земной коре за счет внутреннего тепла Земли образуются крупные массы насыщенного флюидами магматического расплава, которые вследствие меньшей относительно вмещающих пород плотности поднимаются сами и приподнимают осадочные породы кровли, деформируя их с образованием складок и разрывных нарушений. До середины XIX в. гипотеза поднятий доминировала в геологии.

**Гипотеза, базирующаяся на принципе изостазии**, обязана своему рождению английским исследователям Дж. Эри и Дж. Пратту, которые в 1855 г. независимо друг от друга сформулировали этот принцип. Он гласит, что горы имеют большую высоту только потому, что они сложены легким материалом, плавающим на плотном и податливом субстрате. Представления об изостазии требуют наличия верхнего жесткого слоя и нижнего пластичного. Эти два слоя, жесткий и пластичный, были установлены позже геофизиче-

скими методами и получили название литосферы и астеносферы соответственно. Согласно рассмотренному принципу блоки литосферы находятся в изостатическом равновесии с вязкой астеносферой в соответствии с законом Архимеда.

По схеме Дж. Пратта предполагалась одна глубина погружения блоков литосферы и меняющаяся плотность пород, а по схеме Дж. Эри – однородная плотность и меняющаяся толщина литосферы. Позднее, в 60-70-х годах XX в., когда с помощью сейсмического зондирования удалось оценить мощность земной коры и литосферы, а также плотности слагающих их пород, оказалось, что разная высота блоков коры вызвана как различиями в толщине, так и разницей в их плотности. Горы имеют большую высоту потому, что у них есть глубокие корни, а уровень материков в целом выше уровня океанов, так как материки сложены менее плотным материалом (рис. 24.1).



Рис. 24.1. Схема изменения мощности литосферы и рельефа земной поверхности согласно принципу изостазии

Гравиметрические исследования показали, что блоки, составляющие литосферу, образуют равновесную плавающую систему. Такому равновесию отвечает ситуация, когда масса колонн одинакового сечения, вырезанных из литосферы и продолженных до одного и того же уровня в астеносферу, будут одинаковыми (рис. 24.2). В такой ситуации, несмотря на различие высотных отметок поверхности каждого блока, массы всех блоков единичного сечения оказываются одинаковыми из-за обратного соотношения значений средней плотности, т.е. блоки с большим объемом имеют низкую плотность, а блоки с малым объемом – высокую.



Рис. 24.2. Схема изостатического равновесия по Пратту (а) и Эри (б)

При нарушении изостатического равновесия происходит поднятие или опускание тех или иных участков земной коры. Например, вследствие длительной эрозии какой-либо территории континента или таяния на ней крупного ледника потеря массы компенсирует-

ся поднятием этой территории и, наоборот, накопление осадков во впадинах компенсируется их прогибанием.

Изостатическая компенсация в виде поднятий крупных плитообразных участков земной коры, возможно, обусловлена не уменьшением веса материала, а увеличением его объема, т.е. разуплотнением. Вероятная причина такого разуплотнения – фазовые переходы в верхней мантии граната в плагиоклаз и оливин, или оливина в серпентин. В первом случае увеличение объема составляет около 10%, а во втором – 25%.

Поскольку податливость астеносферы достаточно условная и проявляется только под воздействием длительно действующих нагрузок, изостатическая компенсация осуществляется с заметным запаздыванием. Кроме того, жесткая литосфера сопротивляется небольшим нарушениям изостатического равновесия. Указанными двумя факторами обусловлены выявленные гравиметрическими исследованиями отклонения от изостатического равновесия, выраженные гравитационными аномалиями.

Изостатическая гипотеза убедительно объясняет механизм плавных вертикальных колебаний земной коры. Изостатическое равновесие земной коры является общепризнанным в геологии и геофизике. Вместе с тем за рамками этой гипотезы остались важнейшие проблемы геотектоники: природа горизонтальных движений, складчатости, происхождение материков и океанов и другие.

**Гипотеза платформенно-геосинклинального развития земной коры и ее океанизации** в современном виде наиболее детально разработана В.В. Белоусовым в 1942 – 1976 гг. Однако свое начало она берет с выполненных в 1859 – 1873 годах исследований американских геологов Дж. Холла и Дж. Дэна – основоположников учения о геосинклиналях. Автором термина «геосинклиналь» является Дж. Дэна. Крупный вклад в развитие этого учения внесли француз Э.Ог, австриец А.Кобер, немец Г. Штилле, голландец Р.ван Беммелен, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, М.В.Муратов и многие другие геологи. Идею происхождения океанов за счет океанизации континентальной земной коры выдвинул и обосновал в 1954 г. Р.ван Беммелен.

Рассматриваемая гипотеза изначально развивалась как сугубо континентальная, поскольку тогда еще не была известна специфика океанов. Их считали затопленными морской водой частями земной коры, такой же по составу и строению, что и на континентах. Согласно этой гипотезе континентальная земная кора испытывает воздействие вертикальных сил, распределенных крайне неравномерно. Обширные участки коры (платформы) испытывают медленные колебательные вертикальные движения небольшой амплитуды. Другие участки коры в виде узких протяженных зон между платформами характеризуются быстрым перемещением вниз и вверх с амплитудой в десятки километров и интенсивным развитием магматизма. Это геосинклинали, или геосинклинальные системы.

В самом упрощенном виде схема развития такой системы выглядит следующим образом: 1) заложение вдоль зоны крупных разломов глубокого (до 20 км) прогиба и накопление в нем мощной толщи осадков, в том числе продуктов подводного, преимущественно базитового вулканизма; 2) поднятие территории, интенсивная складчатость, интрузивный магматизм средне-кислого состава; 3) отмирание геосинклинальной системы и превращение ее в платформу.

Первые геосинклинали появились в архее, о чем свидетельствуют зеленокаменные пояса в фундаменте древних платформ. Правда, архей – раннепротерозойские геосинклинали существенно отличались от фанерозойских, потому их называют протогеосинклиналями. Заложение геосинклиналей происходило как на континентальной коре (внутри платформ), так и вдоль границ континентов на океанической коре.

По мнению некоторых исследователей, в частности, американского геолога Ф.Кинга (1959г.) и русских геологов П.Н. Кропоткина (1952 г.) и Н.П. Васильковского (1964г.) континентальная кора разрасталась исключительно за счет первичной океанической коры вследствие геосинклинального процесса в обрамлении континентов. Наглядным примером результатов такого процесса указанные исследователи считают складчатые

сооружения по периферии Тихого океана, возраст которых в направлении к океану уменьшается.

Основной движущей силой тектонических процессов считается радиогенный разогрев и гравитационная дифференциация вещества мантии, сопровождающаяся выплавлением в астеносфере базальтовой магмы, которая в виде вертикальных колонн (астенолитов) проникает в литосферу.

Различие в характере тектонических движений на платформах и в геосинклиналях рассматриваемая гипотеза связывает с разным уровнем концентрации радиогенного тепла и разной степенью проницаемости земной коры в этих ее элементах. Под платформами астеносфера разогревается значительно меньше, чем под геосинклиналями, поэтому для платформ характерны поднятия (при нагреве астеносферы) и опускания (при ее остывании) относительно небольшой амплитуды. Низкая проницаемость земной коры на платформах обуславливает отсутствие или слабое развитие магматизма.

Под геосинклиналями разогрев астеносферы идет интенсивно, большие массы расплавленной базальтовой магмы по глубинным разломам проникают в литосферу и частично изливаются на поверхность Земли, а земная кора прогибается. Последующее остывание литосферы и резкое снижение ее проницаемости за счет заполнения каналов магмой и ее раскристаллизации приводит к тому, что поднимающиеся кверху астенолиты, упираясь в литосферу, приподнимают ее. Так начинается складкообразование и орогенез в геосинклиналях.

По В.В. Белоусову эти процессы обусловлены исключительно восходящими движениями разогретых на глубине пород (глубинным диапиризмом) и гравитационным соскальзыванием слоистых пород со склонов тектонических поднятий. Менее ортодоксальные фиксисты (например, А.Х. Кагарманов) допускают горизонтальное сжатие геосинклинальной области за счет сближения более жестких ограничивающих ее платформенных блоков.

Согласно платформенно-геосинклинальной гипотезе океаны возникли в последние примерно 200 млн. лет (в мезо-кайнозое). По мнению большинства сторонников этой гипотезы, раньше на Земле существовали только морские бассейны на коре континентального типа. Глубина таких бассейнов была существенно меньше, чем современных океанов. Только для Тихого океана некоторые геологи (например, М.В. Муратов) делают исключение, считая, что основу коры современного его ложа составляет первичная базальтовая протокора планеты, прикрытая молодыми вулканическими породами и слоем морских осадков.

Происхождение океанов в рамках рассматриваемой гипотезы объясняется опусканием крупных блоков континентальной коры и ее океанизацией. Океанизация по Р. ван Беммелену и В.В. Белоусову осуществлялась двояко. Во-первых, путем базификации – преобразования преимущественно кислой континентальной коры в основную под влиянием потоков глубинных флюидов, приносящих магний, кальций и железо. Во-вторых, в результате интенсивного базальтового вулканизма, буквально затопившего лавой погруженные и пронизанные дайками и силлами базальтов блоки континентальной коры.

Представления о базификации кислой континентальной коры оказались несостоятельными с позиций геохимии, так как они оставляли открытым вопрос о том, куда делись щелочи и кремний, освободившиеся в результате этого процесса. Более приемлем второй механизм океанизации континентальной коры, предполагающий сохранение ее блоков под покровом базальтов. Возможность этого подтверждается многочисленными находками кислых магматических и метаморфических пород среди обломков, поднятых с океанического дна.

С учетом закономерностей распределения океанических осадков по мощности, возрасту и глубине формирования поэтапная схема океанизации нашей планеты на примере Атлантики выглядит следующим образом (рис. 24.3). В поздней юре – раннем мелу произошло заложение узких желобообразных морских бассейнов вдоль будущих конти-

нентальных окраин. Последующие этапы характеризовались расширением и углублением первичных бассейнов за счет вовлечения в общее прогибание новых площадей суши, все более удаленных от континентов.

К концу палеогена под морскими водами оказалось практически все пространство между континентами. Общее погружение океанического дна продолжалось и в неогене. При этом в срединной сводовой части океана за счет растягивающих напряжений возникла рифтовая зона, с которой связан активный базальтовый вулканизм.

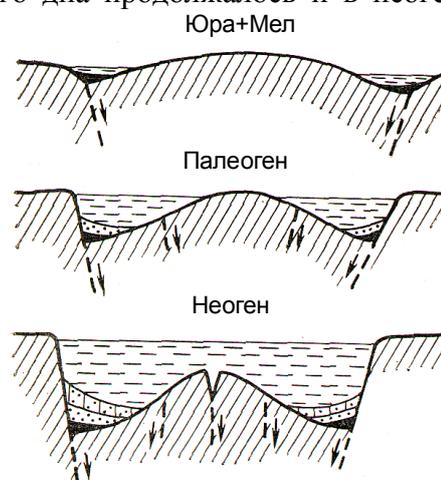


Рис 24.3. Схема образования Атлантического океана.  
По В.В. Орленку

Основные недостатки рассмотренных выше гипотез фиксизма:

- отрицание горизонтальных движений блоков земной коры даже в рамках достоверно установленных амплитуд;
- молодой возраст обширных и глубоких океанических впадин предполагает существенное (в разы) увеличение объема воды в мезозойской гидросфере, которое не имеет сколько-нибудь удовлетворительного объяснения.

**Ротационно-гравитационная гипотеза** дополняет платформенно-геосинклиналиную гипотезу механизмом возникновения деформаций в земной коре, в том числе вызванных тангенциальными (горизонтальными) напряжениями. Как чисто ротационная, связывающая формирование разрывных и пликативных дислокаций в земной коре с вращением нашей планеты, эта гипотеза разрабатывалась Б.Л.Личковым (1944 г.), М.В.Стовасом (1959 г.), Г.Н. Каттерфельдом (1962 г.), П.Ф.Иванкин (1991 г.) и Н.И. Павленкова (2002 г.) увязали основные положения ротационной гипотезы с представлениями о вертикальной гравитационной дифференциации вещества земных недр. Согласно рассматриваемой гипотезе решающее значение в формировании структуры земной коры имеет взаимодействие ротационных сил и указанной выше дифференциации вещества в недрах Земли.

Ротационные силы связаны с вращением Земли и его нарушениями под влиянием главным образом притяжения Луны и Солнца. Обусловленные этим притяжением твердые приливы в земной коре и мантии, а также изменение во времени позиции нашей планеты в системе Земля-Луна-Солнце приводят к неравномерности вращения Земли и, возможно, к изменению ориентировки оси ее вращения. Определенное воздействие оказывают также силы Кориолиса. Под совокупным влиянием ротационных факторов в теле Земли возникают радиальные и тангенциальные (горизонтальные) напряжения, а также происходит объемное сжатие и растяжение земной коры. В результате этого кора деформируется, в ней возникают разрывы определенных направлений, в том числе уходящие в мантию и инициирующие локальное плавление ее вещества.

Действующие параллельно с ротационными эндогенные факторы (дегазация мантии, радиогенный разогрев и др.), вызывающие вертикальную гравитационную дифференциацию вещества земных недр, проявляются как независимо от обусловленных ротационными силами, так и подчиняясь их контролю. Например, вертикальные движения крупных по площади участков земной коры связаны исключительно с гравитационной

дифференциацией вещества земных недр. Изометричные в плане впадины и куполообразные поднятия также образуются без влияния ротационных сил. А вот места заложения геосинклиналей, линейные зоны проявлений магматизма и гидротермальной деятельности четко контролируются зонами разрывов в земной коре, обусловленными ротационными силами.

В свою очередь изменение вертикального распределения масс в земных недрах нарушает поле ротационных сил и порождает местные тангенциальные напряжения, вызывающие раскалывание земной коры, сдвигание её отдельных сегментов, дополнительную активизацию мантии.

Периодичность эпох складчатости и других проявлений тектоно-магматической активности земных недр ротационно-гравитационная гипотеза связывает со сменой периодов постепенного накопления напряжений с периодами относительно быстрой их разгрузки с образованием разрывных и складчатых дислокаций в литосфере.

В пользу ротационной природы наблюдаемых деформаций земной коры свидетельствует закономерная относительно оси вращения Земли ориентировка планетарной, т.е. развитой повсеместно на нашей планете, сети разрывных нарушений, причем самого различного возраста. На это обстоятельство указывали многие геологи. В частности, Г.В. Чарушин и Г.Н. Каттерфельд установили, что планетарная сеть крупных, в том числе глубинных, разломов земной коры создана преимущественно их четырьмя системами: двумя ортогональными (субширотной – аз.прост. 85-275°, субмеридианальной – аз.прост. 355-5°) и двумя диагональными (северо-восточной – аз.прост.45-55°, северо-западной – аз.прост. 315-325°). Поэтому при всей спорности ротационно-гравитационной гипотезы в ней есть рациональное зерно, которое необходимо учитывать в любых геотектонических концепциях. Таковым является положение о влиянии на тектонические движения в земной коре и формирование ее структуры сил вращения Земли. Вместе с тем характер и масштабы этого влияния остаются во многом неясными.

## 24.2. Гипотезы мобилизма

**Гипотеза дрейфа материков** связана с именем немецкого ученого А.Л.Вегенера<sup>1</sup> – основоположника мобилизма в геотектонике. В 1915 г. вышла его книга «Происхождение континентов и океанов», в которой была изложена суть этой гипотезы.

Она заключается в следующем. В конце каменноугольного периода все современные континенты были объединены в единый суперконтинент Пангею. В мезозое произошел распад Пангеи и начался дрейф (горизонтальное перемещение) континентов (глыб гранитно-метаморфического состава) к их современному положению (рис. 24.4).

Движение континентов осуществлялось по базальтовому слою земной коры под воздействием приливных сил лунно-солнечного притяжения и ротационных, т.е. связанных с вращением Земли. Образование складчатости А.Вегенер объяснял смятием внешних кромок перемещающихся континентов или их столкновением.

Свою гипотезу А.Вегенер обосновал сходством береговых линий Атлантического океана, а также сходством геологического строения и палеоклиматических условий континентов, разделенных этим океаном.

---

<sup>1</sup> Альфред Лотар Вегенер (1880-1930 гг.), профессор метеорологии и геофизики. Погиб в Гренландии.

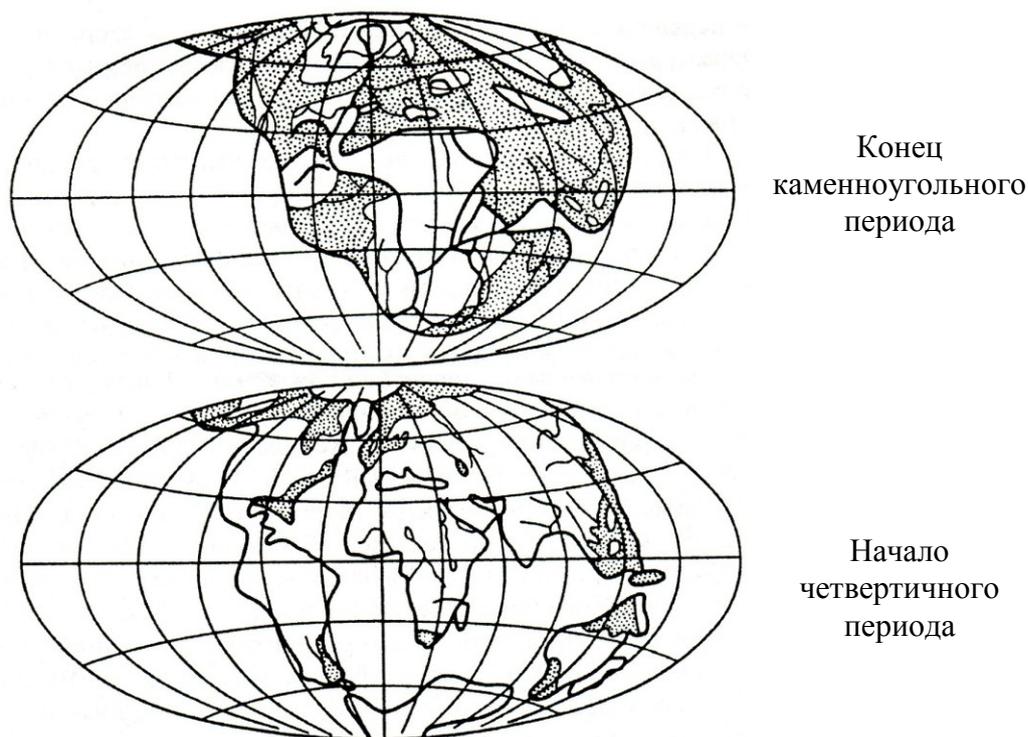


Рис. 24.4. Распад Пангеи. По А.Вегенеру  
Крапом показано положение окраинных и внутренних морей на континентах

По указанным выше обстоятельствам она подверглась резкой критике со стороны советских геологов. Надо сказать, что негативное отношение значительной части советских (российских) геологов к идее мобилизма, вплоть до современных ее трактовок, объясняется, видимо, не только уязвимостью для критики некоторых ее положений, но и традиционной приверженностью наших соотечественников к континентальной (платформенно-геосинклинальной) геологической школе.

Зарубежом гипотеза А.Вегенера в целом была воспринята позитивно. Ее поддержали многие выдающиеся геологи и геофизики (Э.Арган, Р.Штауб, Р.Дэли, Б.Гутенберг, С.Бубнов и др.). В 1937 г. южноафриканский геолог А.Дю Тойт существенно развил мобилистские представления А.Вегенера.

По А.Дю Тойту в конце палеозоя существовало два суперконтинента: в северном полушарии – Лавразия, а в южном – Гондвана (рис. 24.5).



Рис. 24.5. Положение Лавразии и Гондваны по А. Дю Тойту

Особенно убедительно А.Дю Тойтом было обосновано существование Гондваны – детально прослежены палеоклиматические зоны, области верхнепалеозойского оледенения, единые бассейны формирования гипса, каменной соли, каменного угля и т.д.

В мезо-кайнозойе произошел распад Гондваны и обособление современных континентов южного полушария и Индостана, при столкновении которого с Азией образовалась складчатая система Гималаев. Горизонтальное перемещение континентов А.Дю Тойт связывал с их раздвиганием магмой, внедряющейся по глубоким расколам земной коры. Нетрудно видеть в этих представлениях А.Дю Тойта зародыш идеи спрединга – одной из основополагающих в будущей концепции тектоники плит.

**Гипотеза подкорковых течений.** В наиболее развитом виде разработана английским геологом А.Холмсом в 1929 г. Этот исследователь считал, что неравномерное накопление подкоркового тепла создает систему конвекционных потоков в мантии Земли. При этом восходящие движения под материками вызывают их разрыв и дробление, что приводит к образованию океанов. По границе древних океанов и континентов перемещающийся коровый материал погружается в мантию. Теоретические представления о подкорковых течениях в мантии Земли явились предтечей гипотезы тектоники литосферных плит, возникшей в 60-х годах XX в.

**Гипотеза тектоники литосферных плит, или плейт-тектоническая,** идеологически разработана, главным образом, американскими и канадскими учеными Г.Хессом, Р.Дицем, Ф. Вайном, Д. Мэттьюзом, Дж.Т. Уилсоном в 1960-1967 гг. Значительный вклад в ее развитие внесли К. Ле Пишон, В.Морган, Б.Айзекс, А.Миясино и наши отечественные геологи В.Е.Хаин, О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков, Л.П. Зоненшайн и другие. Основные принципы этой гипотезы в современном виде впервые изложены В.Морганом в 1968 г.

Рождению гипотезы литосферных плит во многом способствовали успехи глубоководной морской геофизики, выявившие принципиальные различия в строении земной коры океанов и континентов, и сложившиеся к тому времени представления об астеносфере как полупластичном податливом слое верхней мантии. Большую роль в утверждении идей мобилизма сыграли появившиеся в 1953-1955 гг. палеомагнитные данные, указывающие на удаление друг от друга Европейского и Северо-Американского континентов в палеозое-мезозое. Очевидна также преемственность плейт-тектонической гипотезы относительно более ранних гипотез дрейфа материков и подкорковых течений.

Сущность плейт-тектонической гипотезы сводится к следующему. Литосфера разделена на несколько блоков (плит), которые постоянно движутся относительно друг друга, перемещаясь по астеносфере. Эти плиты ограничены зонами трех типов: спрединга (разрастания океанического дна), субдукции (подвигания одной плиты под другую) и коллизии (столкновения плит). Плиты могут быть представлены корой как континентального, так и океанического типа, но субдуцирует обычно океаническая плита под континентальную (рис. 24.6).

Зоны спрединга приурочены к системе океанических рифтов, выраженных в ложе Мирового океана срединно-океаническими хребтами. В этих зонах происходит раздвигание плит литосферы с образованием молодой океанической коры. С зонами спрединга связаны активный базальтовый вулканизм, фокусы неглубоких землетрясений

и аномалии теплового потока. Движущим механизмом спрединга является тепловая конвекция – медленное перемешивание вещества мантии под действием разности температур в ее подошве и кровле. Таким образом, перемещение континентов в составе литосферных плит осуществляется потоком вещества мантии. Скорость перемещения составляет не более 3-6 см в год.

Образование новой коры в зонах спрединга компенсируется поглощением литосферных плит в зонах субдукции (рис. 24.7), которые проявлены в виде сейсмофокальных зон. На дне океанов они прослеживаются глубоководными желобами. По этим зонам океаническая кора погружается в мантию и переплавляется, частично возвращаясь на поверхность в виде андезитовых лав. Считается, что в зонах субдукции (или сейсмофокальных), уходящих под континенты под углом 40-60°, край погружающейся литосферной плиты уходит на глубину до 700 км, с чем и связаны глубоководные землетрясения, регистрируемые в этих зонах.

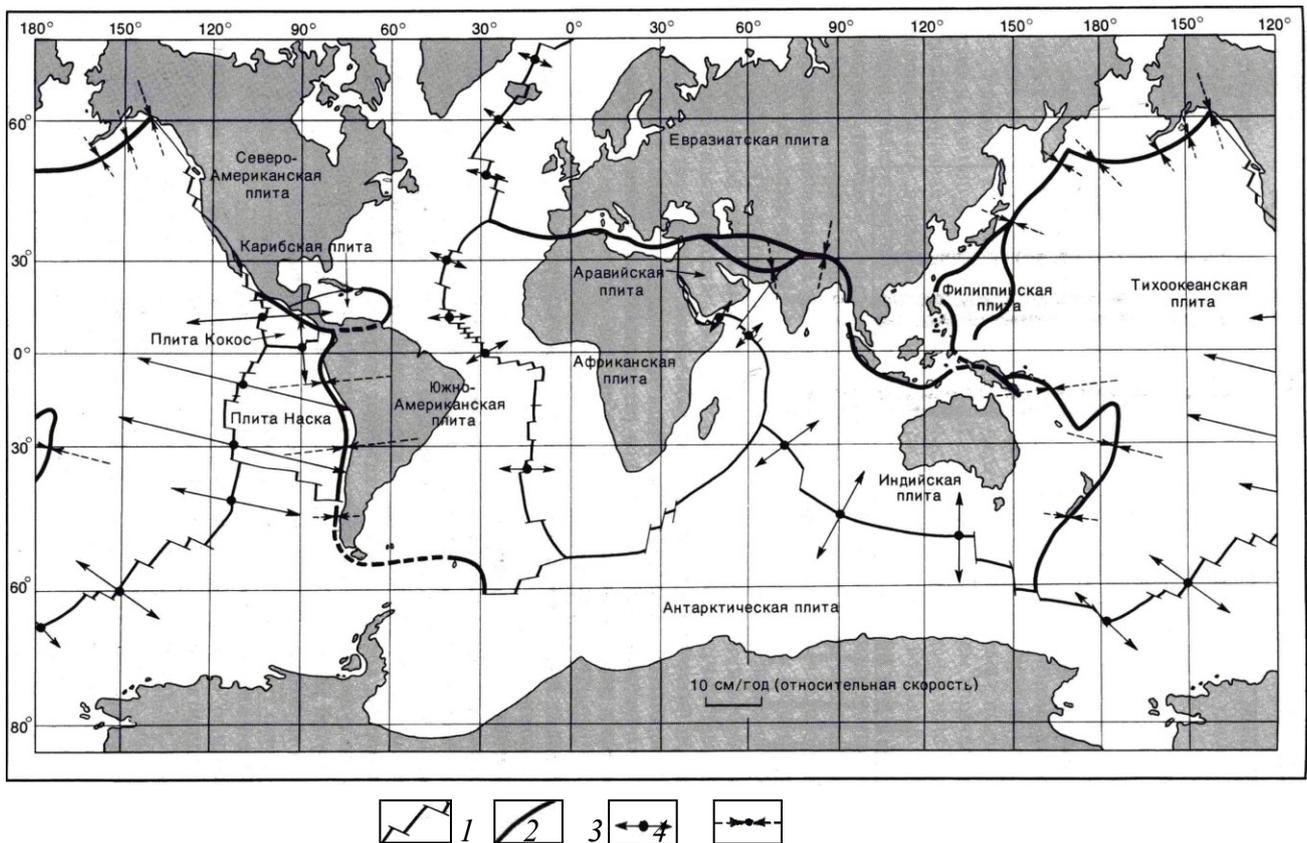


Рис. 24.6. Схема расположения литосферных плит. По Дж.В.Минстеру и др.

1 – конвергентные границы плит (зоны рифтов, или осей спрединга), смещенные трансформными разломами; 2 – дивергентные границы плит (зоны субдукции и коллизии); векторы скорости разрастания океанической коры (3) и сближения плит (4)

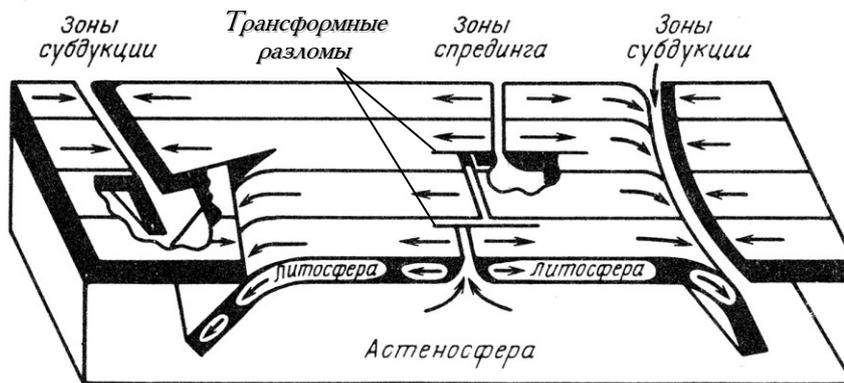


Рис. 24.7. Блок-диаграмма, показывающая схему движения литосферных плит.

По Б.Айзеку и др.

В ходе геологической эволюции плит вся площадь Мирового океана полностью обновляется за период около 400 млн. лет. При этом континенты пассивно движутся в составе литосферных плит. Из-за своей плавучести они не поглощаются мантией. Периодически все континенты сходятся в единый суперконтинент (Пангею), а затем происходит раскол Пангеи на несколько континентов, постепенно удаляющихся друг от друга. За всю историю Земли, начиная с 3,5 млрд. лет назад, неоднократно образование Пангеи сменялось ее расколом. Раскол последней Пангеи произошел в раннем мезозое. В результате последующего перемещения континентов они заняли свое современное положение.

Гипотеза тектоники плит объясняет все геотектонические процессы взаимодействием литосферных плит. Зоны спрединга зарождаются над восходящим конвективным потоком, сначала в виде континентального рифта, а затем как осевая рифтовая долина срединно-океанического хребта, относительно которой идет аккреция (наращивание) тяжелой океанической коры и раздвигание континентальных блоков (рис. 24.8, а-г). Складчатость и горообразование обусловлены либо субдукцией океанической коры у края континента, где происходит скупивание океанических осадков, деформация и воздымание континентальной плиты (рис. 24.8, д, е), либо полным закрытием океана и столкновением континентальных плит (рис. 24.8, ж, з). В первом случае образуются орогены андского типа, а во втором – гималайского типа.

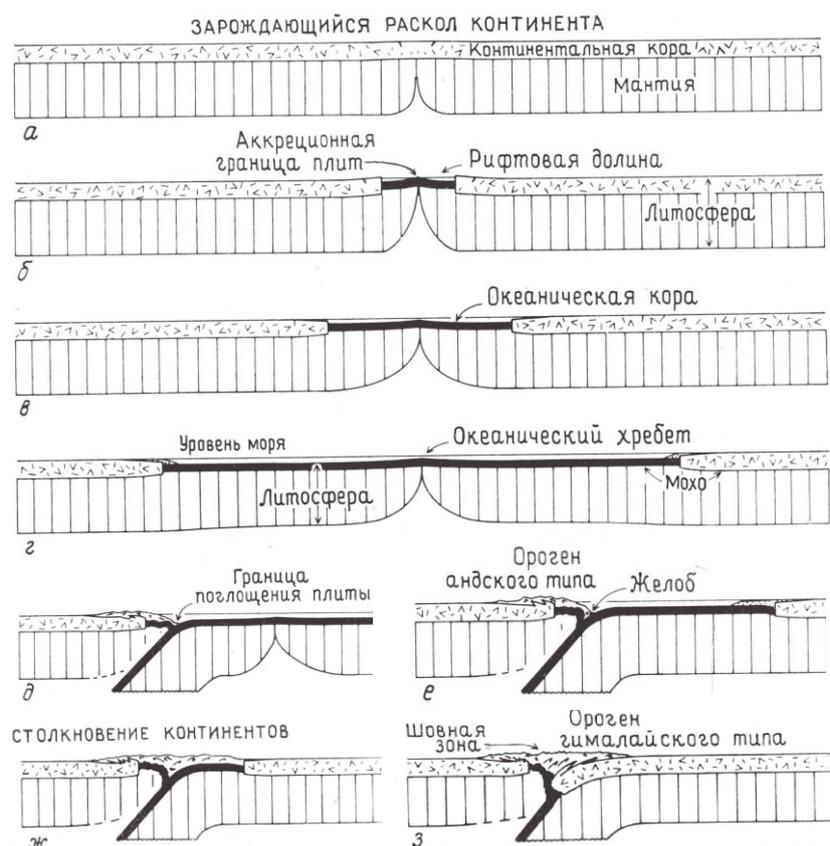


Рис. 24.8. Схемы зарождения рифтовой зоны и разрастания океанической коры (а-г), поглощения плиты и формирования орогена андского типа (д,е), столкновения континентов и формирования орогенов гималайского типа (ж,з).  
По Д.Бёрду и Д.Дьюи

Стройная картина геотектонических процессов, созданная в рамках плейт-тектонической гипотезы с привлечением обширных данных глубинной геофизики, палеомагнитных исследований, высокоточной геодезии, драгирования и бурения морского дна, с серьезным физико-математическим обоснованием обусловила ее небывалый успех у геологов и геофизиков, в том числе и в нашей стране. Однако многие известные отечественные геологи (В.В. Белоусов, Ю.М. Шейнманн, Ю.А. Косыгин, А.Д. Щеглов и другие) выступили против этой гипотезы, критикуя ее с разных позиций, но единодушно подчеркивая, как недостаток, дедуктивный характер гипотезы, построенной, по мнению оппонентов, не от анализа конкретных геологических ситуаций, а от заранее заданных идей.

В настоящее время также многие геологи и геофизики выступают против плейт-тектонической гипотезы. Основные их возражения таковы:

- согласно этой гипотезе прирост океанической коры в зонах спрединга должен компенсироваться ее поглощением в зонах субдукции, но только в Тихом океане суммарная протяженность тех и других зон сопоставима, а в остальных океанах при наличии зон спрединга зоны субдукции либо вообще отсутствуют (Северный Ледовитый океан), либо на порядок меньше по суммарной длине, чем зоны спрединга;
- непонятно, каким образом возникли первичные впадины океанов, поскольку механизм «спрединга-субдукции» обеспечивает только компенсацию прироста океанической коры;

- нет объяснения механизма внутриплитной тектоники (образование антеклиз, синеклиз, авлакогенов и других геотектонических элементов);
- неубедительное обоснование тепловой конвекции в мантии; этот процесс предполагает однородность мантии, что не подтверждается данными глубинной геофизики;
- слабая аргументация субдукции – затягивания в мантию на глубину до 700 км блоков твердой литосферы; представление о глубоководных желобах как выходах на океаническое дно зон субдукции находится в противоречии с установленными фактами незначительной мощности и слабой деформированности осадков в желобах, высокими значениями в них теплового потока;
- выявленные с помощью сейсмической томографии особенности строения литосферы и верхней мантии (наличие глубоких «корней» континентов до 400-700 км и отсутствие единой глобально распространенной астеносферы) трудно согласовать с крупными горизонтальными перемещениями литосферных плит.

Кроме того, в рамках плейт-тектонической гипотезы не находит пока объяснение ряд геологических фактов, установленных с помощью драгирования и бурения морского дна. Вот некоторые из них:

- залегание мезо-кайнозойских мелководных отложений на глубине 1,6 – 6 км, свидетельствующее о том, что океаны возникли на месте погружившейся суши или мелководных бассейнов типа Баренцева или Балтийского моря;
- наличие среди обломков, поднятых с морского дна в районах срединно-океанических хребтов и океанических плато, докембрийских и раннепалеозойских пород, в том числе гранитов, гнейсов и гранулитов.

**Гипотеза тектонической расслоенности литосферы** появилась во второй половине XX в. и связана с именами советских (российских) геологов А.В. Пейве и Ю.М. Пушаровского. Существенный вклад в ее обоснование и развитие внесли А.А. Белов, С.В. Руженцев, А.Л.Книппер и другие.

Эта гипотеза встроена в концепцию тектоники литосферных плит и дополняет ее рядом положений, суть которых заключается в следующем. Литосферные плиты, в том числе континентальные, не являются жесткими массивами, но способны сжиматься и растягиваться. Литосфера подвержена тектонической расслоенности – дифференцированному по скорости субгоризонтальному смещению породных масс, сопровождаемому срывом литопластин с образованием тектонических ансамблей скучивания в одних местах и деструктивными процессами в других.

Такие срывы приурочены к границе чехла и фундамента платформ, поверхности Конрада, поверхности Мохо, астеносфере. Допускается возможность возникновения субгоризонтальных поверхностей (зон) пластического течения в глубоких недрах мантии на границах раздела, выделенных по сейсмическим данным. Вероятной причиной тектонической расслоенности литосферы считается изменение скорости вращения нашей планеты под влиянием приливно-отливных воздействий Луны и Солнца.

По мнению сторонников рассматриваемой гипотезы в ее пользу свидетельствует наличие в верхних частях земной коры шарьяжных (покровных и чешуйчатых) структур, установленных во многих фанерозойских горноскладчатых областях. Однако указанный факт не является достаточным для признания общепланетарного характера тектонической расслоенности литосферы, и тем более мантии, как это предполагается данной гипотезой.

Завершая рассмотрение мобилистских геотектонических гипотез, надо сказать, что они плохо согласуются со следующими фактами:

- 1) наличием планетарной сети закономерно ориентированных относительно современного меридиана разломов земной коры различного возраста;
- 2) существованием на континентах долгоживущих (в течение нескольких геологических периодов) глубинных разломов, уходящих своими корнями в мантию.

### 24.3. Гипотезы, предполагающие изменения объема Земли

**Гипотеза контракции** разработана французским геологом Л.Эли де Боммоном в 1830-1852 гг. Позднее в 1883-1909 гг. Э.Зюсс существенно ее развил и дополнил. Эта гипотеза основывалась на господствующих в то время представлениях И.Канта и П.Лапласа о Земле как первично расплавленном, а затем остывающем шаре, постепенно уменьшающем свой объем (лат. «контракцио» – сжатие). С позиций рассматриваемой гипотезы процесс формирования структуры земной коры трактовался следующим образом. Остывшая и затвердевшая земная кора под влиянием тангенциальных, действующих параллельно поверхности Земли сил контракции, разделяется на жесткие многоугольники (платформы), между которыми расположены узкие зоны более пластичного материала. При дальнейшем остывании планеты происходит уменьшение ее внутреннего объема, вследствие чего твердая земная кора как бы сморщивается в зонах между жесткими блоками, образуя горноскладчатые сооружения, а внутри блоков возникают расколы коры. По наиболее крупным из них происходит обрушение (проваливание) обломков и образование на месте провалов океанических впадин.

Гипотеза контракции вначале не нашла признания, но на рубеже XIX и XX вв. стала господствующей в геологии. Это было связано с полученными при изучении горных сооружений Европы и Америки данными о крупномасштабных проявлениях складкообразования, что хорошо объяснялось контракцией земной коры. Исходя из представлений этой гипотезы, были сформулированы такие фундаментальные понятия геотектоники, как платформа и геосинклиналь

Начиная с 20-х годов XX в., в связи с успехами глубинной геофизики, показавшей, что земная кора и мантия, за исключением относительно тонкого и прерывистого астеносферного слоя, сложены твердым веществом, интерес к гипотезе контракции стал угасать. Эта гипотеза, сыгравшая положительную роль на определенном этапе развития геотектонической мысли, оказалась не в состоянии объяснить различия в мощности и строении континентальной и океанической коры, периодичность складчатости.

Вместе с тем, вероятно, и для преимущественно твердотельной Земли справедливо принципиальное положение контрактционной гипотезы – прогрессирующее уменьшение объема нашей планеты за счет ее общего охлаждения и гравитационного уплотнения подкорового вещества. Другое дело – нет ясности в масштабах проявления эффекта такой контракции и ее роли в формировании структуры земной коры.

**Гипотеза расширяющейся Земли** в виде идеи была впервые выдвинута русским инженером И.О. Янковским (1844-1902 гг.) в конце 80-х годов XIX в. Как глобальная геотектоническая концепция она была разработана в 1933-1935 гг. немецким ученым О.Хильгенбергом (1933 г.), английским геологом А. Холмсом (1935 г.) и М.М. Тетяевым (1934 г.). Позднее в 40-60-х годах прошлого столетия ее развивали многие ученые (венгр Л.Эдьед, наши соотечественники В.Б. Нейман, Г.Б. Удинцев и другие), но особенно активно – австралийский геолог С.У. Кэри и русский исследователь В.Ф. Блинов. Эта гипотеза во многом базировалась на так называемом «методе кройки» – процедуре модельного совмещения выкровок континентов и крупных островов на поверхности шара постоянного или меняющегося объема. При определенном радиусе шара путем достаточно сложных перемещений выкровок достигалось положение, когда они почти полностью покрывали поверхность шара.

Согласно гипотезе расширения Земли в первоначальном состоянии наша планета была в два раза меньше, чем сейчас. В архее ее поверхность полностью покрывалась континентальной корой. Расширение Земли началось с момента ее зарождения и перманентно продолжается до настоящего времени (рис. 24.9), но в первые 3,7 млрд. лет оно шло медленно, так что еще 100 млн. лет тому назад радиус Земли составлял около 60 % современного. По расчетам У.Д.Паркинсона, основанным на высокоточных измерениях НАСА скорости увеличения длин хорд между точками земного шара, расположенными по раз-

ные стороны относительно срединно – океанических хребтов, современная скорость увеличения радиуса Земли составляет  $2,8 \pm 0,8$  см/год. В гипотезе расширения Земли первичными признаются вертикально (радиально) действующие силы, которые вызывают в итоге крупные горизонтальные перемещения блоков земной коры.

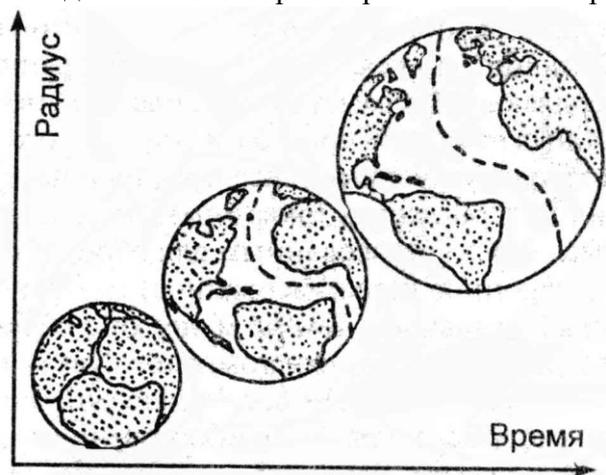


Рис. 24.9. Модельная схема растущей Земли.  
По В.Ф.Блинову

Большинство сторонников этой гипотезы наиболее вероятной причиной расширения Земли считают разуплотнение вещества мантии при неизменяющейся его массе. Такое разуплотнение связывают либо с фазовыми переходами минералов, слагающих мантию (из более плотных модификаций в менее плотные) по мере остывания нашей планеты, либо с предполагаемым физиками П.Дираком и П. Йорданом уменьшением во времени гравитационной постоянной.

С.У. Кэри, В.Б. Нейман и В.Ф. Блинов считают неприемлемой модель расширения Земли за счет только разуплотнения вещества планеты без его приращения, поскольку из нее следовало, что в палеозое-мезозое ускорение силы тяжести на поверхности Земли было, по меньшей мере, в 4 раза больше современного, и, по мнению указанных ученых, несовместимым с существованием живых организмов. Однако постулируемое ими положение о расширении Земли вследствие увеличения ее массы при незначительных изменениях плотности вещества планеты базируются исключительно на предположениях, не имеющих физического обоснования.

В результате расширения Земли относительно холодная и хрупкая литосфера раскалывалась на многоугольники (современные ядра континентов), а в зонах раскола формировались геосинклинальные пояса и зоны разрастания океанической коры – океанические рифты. Согласно рассматриваемой гипотезе современные материки покоятся на тех же участках мантии, на каких они располагались первоначально, признается спрединг океанической коры, но отрицается роль субдукции – наращивание новой коры происходит синхронно с увеличением поверхности Земли в связи с ее расширением. Современные океаны зарождались в мезозое. В домезозойское время сколько-нибудь крупных океанических впадин на Земле не существовало.

Весь процесс формирования горно-складчатых поясов (от заложения геосинклинального прогиба до орогенеза) происходит на фоне постоянного расширения литосферы (горизонтального растяжения), но под влиянием обусловленных им вертикальных (радиальных) тектонических движений (рис. 24.10). Механизм формирования складчатых поясов, предлагаемый сторонниками гипотезы расширения Земли, в целом близок к принятому в платформенно-геосинклинальной гипотезе.

Гипотеза расширения Земли во многом примиряет гипотезы фиксизма и мобилизма, позволяет отказаться от некоторых дискуссионных их положений. В частности, признавая постоянство позиции континентов на мантийном основании и обусловленность орогенеза вертикальными тектоническими движениями, гипотеза расширения Земли не требует широкомасштабной океанизации континентальной коры. Вместе с тем, допуская крупные горизонтальные перемещения континентов и молодой возраст океанической коры, она обходится без спорного механизма субдукции. Наиболее слабое место рассматриваемой ги-

потезы – физическое обоснование механизма увеличения объема и соответственно радиуса Земли.

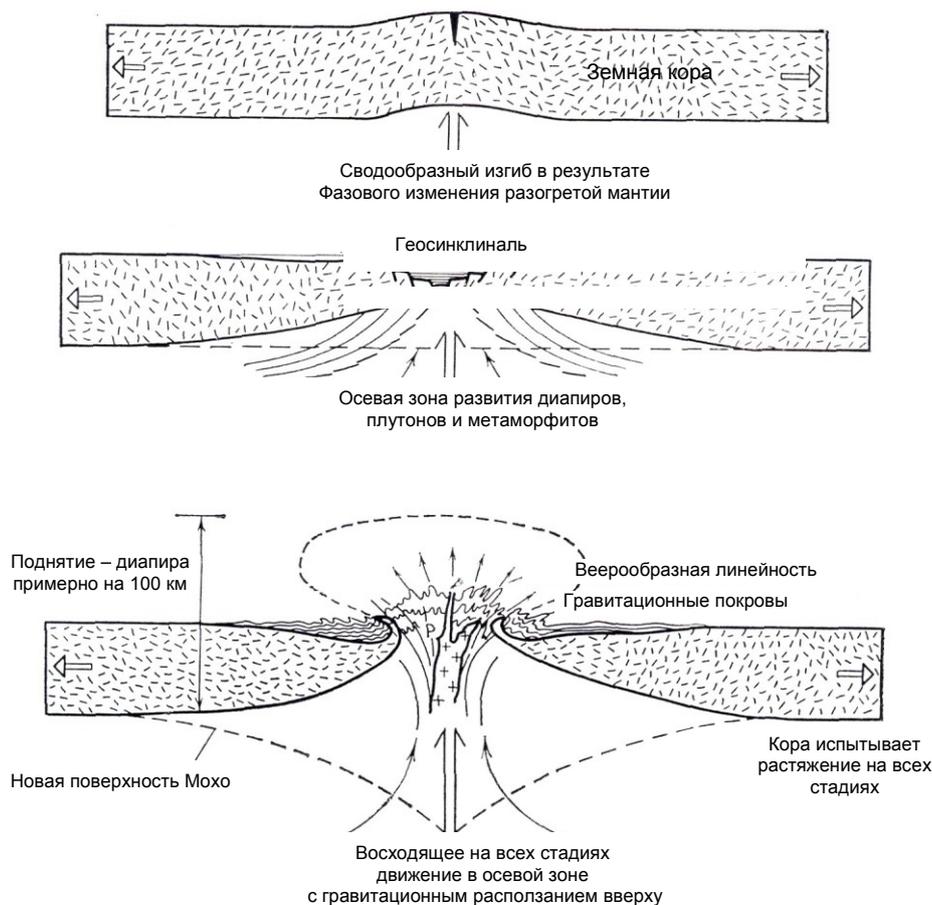


Рис. 24.10. Схема формирования горноскладчатого пояса. По У.Кэри

**Пульсационная гипотеза** впервые предложена английским ученым Дж. Джоли (1927 г.). В дальнейшем она развивалась американским геологом В.Бухером (1933 г.) и нашими соотечественниками – М.А. Усовым (1938 г.), В.А. Обручевым (1940 г.), А.Я. Шнейдеровым (1943 г.), но наибольший вклад в ее разработки внес Е.Е. Милановский (1982 г.).

Эта гипотеза предусматривает периодическое расширение (растяжение) Земли, сменяющееся её сжатием, что связывается с периодическим изменением объема вещества в земных недрах. В периоды расширения Земли возникают крупные разрывы земной коры, активно проявляется вулканизм, происходит глобальная трансгрессия Мирового океана (его площадь увеличивается, но средняя глубина уменьшается). Сжатие планеты приводит к затуханию вулканизма, сильному короблению земной коры с образованием горноскладчатых сооружений, возрастанию емкости впадин Мирового океана и его регрессии.

Пульсации (чередование расширения и сжатия Земли) могут быть связаны с особенностями ее обращения в составе Солнечной системы вокруг центра нашей Галактики (рис. 24.11). Напомним, что период полного обращения Солнечной системы составляет по разным оценкам от 200 до 250 млн. лет. Во время этого обращения Земля периодически то приближается к центру Галактики (в перигалактии), то удаляется от него (в апогалактии). Предполагается, что в перигалактии Земля под воздействием гравитационного поля ядра Галактики испытывает сжатие, а в апогалактии -разуплотнение и расширение.

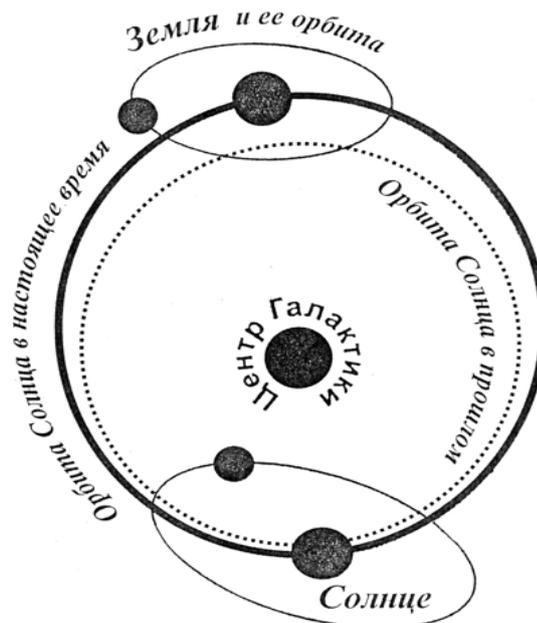


Рис. 24.11. Схема расположения Солнца и Земли относительно центра Галактики.  
По В.П.Нечаеву

Существует и другая трактовка природы пульсаций. Согласно ей пульсации обусловлены периодическим возрастанием тектономагматической активности, связанным с эпизодическим увеличением тепловыделения в недрах Земли, на фоне постоянного охлаждения и уменьшения ее объема.

Свидетельств периодического разогрева недр Земли много. Достаточно сказать о нескольких эпизодах планетарного проявления мощного базальтового (траппового) вулканизма в раннем протерозое, позднем рифее и мезо-кайнозое. Однако причина такого периодического разогревания недр нашей планеты остается не ясной.

Возможно, она связана с предполагаемой многими исследователями разницей в скорости вращения различных оболочек Земли и их смещением относительно друг друга. По мнению астронома Ю.В. Баркина такие смещения обусловлены гравитационным влиянием Солнца и Луны. Они вызывают энергетические возбуждения в определенных участках на границах оболочек. Процесс этот носит колебательный характер, что, вероятно, объясняется периодическими изменениями расстояния между Землей и Луной, Землей и Солнцем.

Несомненным достоинством пульсационной гипотезы является то, что она достаточно аргументировано объясняет механизм многих геотектонических процессов, их периодичность и лишена крайностей, присущих фиксизму (например, отрицание существенных горизонтальных перемещений блоков земной коры), мобилизму («плавание» континентов по всему земному шару) и гипотезе расширяющейся Земли (увеличение в два раза объема нашей планеты).

Основное возражение против пульсационной гипотезы состоит в том, что по геологическим наблюдениям растяжение в одном участке земной коры обычно сопровождается сжатием в другом. Кроме того, физическое обоснование периодичности и амплитуды пульсаций остается пока на уровне предположений.

#### 24.4.Плюм-тектоническая гипотеза

Эта гипотеза родилась в рамках плейт-тектонической гипотезы. Первым, кто сформулировал понятие о плюме, был, видимо, Дж.Т.Уилсон (1963 г.). В дальнейшем плюм-тектоническая гипотеза была развита В.Дж. Морганом (1971 г.), Д.Л. Андерсоном (1981 г.) и другими геологами и геофизиками. Среди отечественных ученых весомый вклад в разработку этой гипотезы внесли Н.Л.Добрецов и А.Г. Кирдяшкин (1994 г.).

Плюмы – сравнительно узкие колонны разогретого вещества, поднимающегося из глубоких слоев мантии. Они ведут себя как пластическое твердое тело, возможно, частично расплавленное. По мере подъема с уменьшением литостатического давления содержание в плюме расплавленного вещества увеличивается. Диаметр плюмов – до 100-240 км, а скорость их подъема около 2 мм/год. Проекция плюма на земную поверхность называется «горячее пятно» (hot spot). В верхней части земной коры плюмы порождают купола диаметром до 1000 км, центральная часть которых возвышается на 1-2 км над окружающей местностью.

Плюмы предположительно зарождаются на уровнях мантии, для которых характерна пониженная вязкость и плотностная неоднородность вещества. Это прежде всего слой  $D''$  (на границах мантии и внешнего жидкого ядра) и астеносфера. Возникновение плюмов возможно и на других уровнях, соответствующих сейсмическим границам раздела мантии на слои. Среди наиболее глубоких плюмов выделяются суперплюмы. Более или менее достоверно фиксируются два современных суперплюма, расположенных вблизи экватора и антиподально относительно друг друга: Восточно-Африканский и Тихоокеанский (в районе Французской Полинезии) (рис. 24.12).

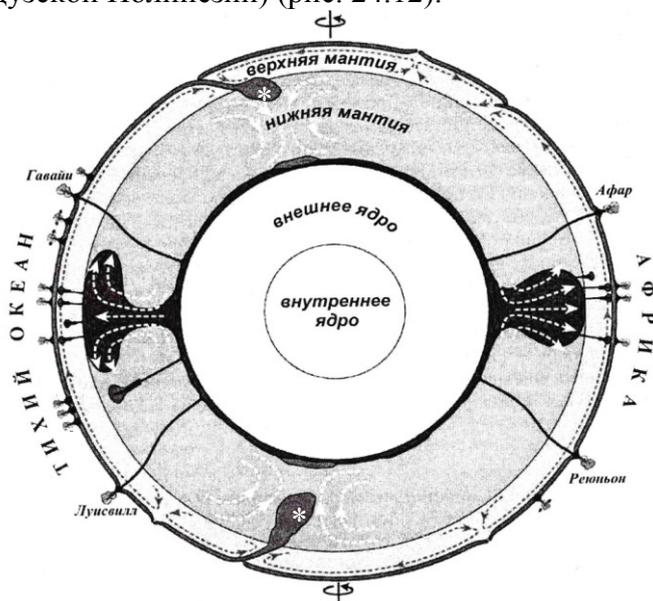


Рис. 24.12. Схема вероятного размещения современных плюмов в недрах Земли.

По В.Куртайо и др., 2003 г.

Стрелками показано направление движения конвективных потоков, звездочкой (\*) – участки глубокой (до нижней мантии) субдукции литосферного материала

Сторонники плейт-тектонической гипотезы считают, что позиция плюмов в мантии стационарная и относительно этой позиции движение литосферных плит фиксируется по перемещению горячих точек (пятен), т.е. движущаяся плита периодически «прожигается» неподвижным (в плане) плюмом. Однако надежных доказательств реальности этого процесса пока не получено.

Причины возникновения плюмов не ясны. Допускают, что зарождение плюмов может быть обусловлено избыточным разогревом вещества за счет локальной концентрации теплогенерирующих, в частности, радиоактивных элементов. Возможно, плюмы образуются на границах оболочек Земли в местах энергетического возбуждения, о которых говорилось выше, при рассмотрении пульсационной гипотезы. По мнению В.Е.Хаина, не вызывает сомнения приуроченность большинства плюмов к восходящим ветвям конвективных течений в мантии. Не исключают инициирования плюмов ударами крупных метеоритов (астероидов). Появление плюма при этом связывают с понижением давления в мантии за счет образования огромного кратера и растрескивания литосферы от удара.

Некоторые типы элементов структуры земной коры, предположительно порожденные плюмами: гранито-гнейсовые купола, поля кимберлитовых алмазоносных трубок, ин-

трузии центрального типа (округлые в плане и обладающие центром симметрии в горизонтальном сечении) субцилиндрической и конической формы, вулканические сооружения. Одним из наиболее изученных таких сооружений является Исландское горячее пятно (о. Исландия). Площадь его составляет  $103 \cdot 10^4 \text{ км}^2$ . Оно венчает собой верхнемантийный плюм диаметром около 200 км (рис. 24.13). Температурный перепад между плюмом и окружающей его мантией составляет 200-300°C.

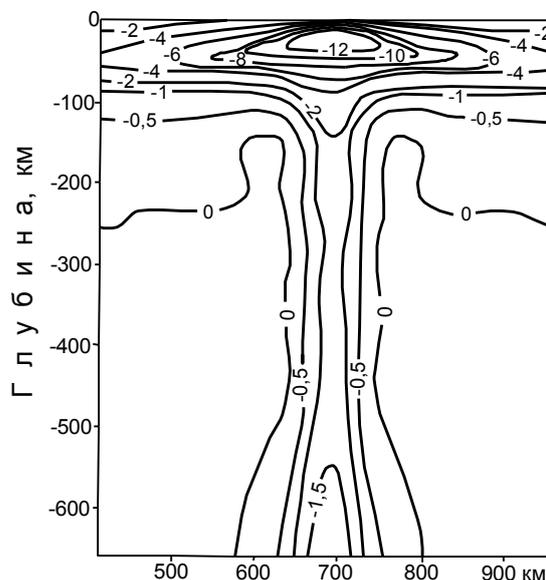


Рис. 24.13. Исландский плюм и венчающее его горячее пятно (разрез в изолиниях аномалий скорости поперечных волн, %).  
По Х.Шмелингу и др.

Возраст плюмов самый различный – от раннеархейского до современного. Наиболее древние плюмы возникли, видимо, сразу же после образования Земли. С такими плюмами связывают появление в раннем архее гранитно-гнейсовых куполов – ядер будущих континентов.

В настоящее время известно около 50 современных плюмов. Они встречаются на всех континентах и в океанах. На континентах плюмы (горячие пятна) приурочены главным образом к рифтовым системам, а в океанах – к срединно-океаническим хребтам, но встречаются и вне явной связи с указанными элементами строения земной коры. Некоторые сторонники плейт-тектонической гипотезы считают, что плюмы, расположенные в осевых частях срединно-океанических хребтов, создают напряжения, достаточные для раздвигания литосферных плит.

Предполагают, что менее глубокие плюмы могут быть производными более глубоких, т.е. на пути своего следования вверх плюмы способны расщепляться на отдельные ветви. По Л.И. Красному (2000г.) такое ветвление плюмов (плюмаж) обычно происходит на нижней границе литосферы. В верхней части земной коры плюмаж может выражаться, например, полем алмазоносных кимберлитовых трубок.

Плюм-тектоническая гипотеза не охватывает всей совокупности геотектонических аспектов, ее положения слабо обоснованы из-за того, что мы еще мало знаем о строении глубоких недр Земли и происходящих там процессах. Тем не менее, эта гипотеза заслуживает самого пристального внимания и дальнейшего развития, так как она существенно дополняет глобальные геотектонические гипотезы и дает ключ к пониманию генезиса и закономерностей размещения геологических структур центрального типа, уходящих своими корнями в мантию. С такими структурами связаны крупные месторождения апатита, алмазов и руд различных металлов.

Завершая обзор основных геотектонических гипотез, следует признать, что ни одна из них не может претендовать на роль универсальной. К каждой гипотезе оппоненты предъявляют принципиальные возражения, касающиеся несоответствия отдельных ее положений геологическим фактам, а также физического обоснования движущих сил и периодичности геотектонических процессов. Важнейшей задачей геологии и геофизики является создание единой геотектонической теории на основе синтеза существующих гипотез

и более детального изучения с применением глубокого бурения дна океанов, достижений глубинной геофизики и сравнительной планетологии.

## Глава 25. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В истории Земли можно выделить несколько этапов, принципиально отличающихся друг от друга по характеру геологических процессов: доархейский (4,6-4,0 млрд. лет), раннеархейский (4,0-3,15 млрд. лет), позднеархейский (3,15 – 2,5 млрд. лет), раннепротерозойский (2,5-1,65 млрд. лет), позднепротерозойско – палеозойский (1,65-0,25 млрд. лет), мезо-кайнозойский (моложе 0.25 млрд. лет).

**Доархейский этап** иногда называют лунным, исходя из предположения, что поверхность Луны отражает ранний период развития коры планет земной группы, результаты которого ввиду отсутствия на Луне атмосферы и гидросферы сохранились до настоящего времени. На Земле следы первичной коры полностью уничтожены последующими геологическими процессами. По мнению большинства исследователей, доархейский период характеризовался плавлением и дифференциацией протопланетного вещества под влиянием тепла, выделенного на стадии аккреции Земли, завершившейся мощной метеоритной бомбардировкой поверхности нашей планеты. Образованная при этом первичная кора была по составу базальтовой, относительно тонкой (до 10 км), неустойчивой, нарушалась многочисленными разрывами и могла пробиваться крупными метеоритами

Возможно, верхние части коры были сложены анортозитами. Такие породы широко развиты на Луне. Они могли образовываться в результате всплытия, накопления и последующей кристаллизации анортита (основного плагиоклаза) – относительно легкого тугоплавкого минерала, выделяющегося одним из первых из базальтового расплава. Не исключено, что в завершающую стадию рассматриваемого этапа в коре появились первые интрузии кислых пород (гранитоидов) – продуктов магматической дифференциации базальтов в нижних горизонтах земной коры.

**Раннеархейский этап** характеризовался формированием гидросферы и началом образования континентальной земной коры, точнее ее гранитно-метаморфического слоя. Вопрос об объеме воды первичного океана дискуссионный. Одни исследователи считают, что вода покрывала почти весь земной шар, исключая гряды вулканических островов, другие – что воды было примерно столько же, сколько сейчас, а третьи – что ее было существенно меньше (около 10% современного объема).

Раннеархейское осадконакопление и сопряженное с ним излияние лав осуществлялось в заложенных на базальтовой протокоре плоских впадинах (прогибах). Судя по мощности нижнеархейских пород амплитуда прогибания впадин, заполняющихся осадочными и вулканическими образованиями, достигала 10-12 км и более. Поскольку первичная атмосфера Земли была бескислородной, в осадках преобладали продукты механического разрушения вулканических пород.

К концу раннего архея накопившиеся в прогибах осадочно-вулканогенные толщи подвергались смятию в складки, метаморфизму и мощной гранитизации. Крупные массы гранитоидов возникали главным образом за счет переплавления осадочных и вулканических пород под воздействием горячих глубинных флюидов с привнесом ими кремнезема и щелочей. Вероятно, какая-то часть гранитоидов образовывалась вследствие дифференциации магматических выплавов из подкорового вещества.

Гранитоидная магма, более легкая по сравнению с вмещающими ее породами преимущественно основного состава, поднималась вверх, деформируя и пропитывая породы кровли. В результате образовались обширные гранито-гнейсовые купола. Следует сказать, что существование упомянутой выше раннеархейской складчатости, предшествующей гранитизации, является спорным. Возможно, наблюдаемые складчатые деформации нижнеархейских пород связаны исключительно с формированием гранито-гнейсовых куполов.

Таким образом, в конце раннего архея образовались гранитно-метаморфические ядра (нуклеары) будущих континентов. Поэтому иногда этот период развития Земли называют *нуклеарным*. Некоторые исследователи считают, что гранитно-метаморфи-

ческий слой имел практически глобальное развитие (включая и области современного океанического дна), но формировался он неравномерно и максимальной мощности достигал в упомянутых выше нуклеарах, возвышающихся над уровнем моря. Раннеархейский этап завершился массовой эрозией обширных поднятий материковых плит.

**Позднеархейский этап** характеризовался мощным гипербазит-базитовым вулканизмом и дальнейшим наращиванием континентальной коры. В результате указанного вулканизма образовались *зеленокаменные пояса*, сложенные главным образом основными и ультраосновными вулканитами, метаморфизованными преимущественно в условиях фации зеленых сланцев.

Зеленокаменные пояса достигают в длину сотен километров при ширине до нескольких десятков километров. В толще зеленокаменных пород, слагающих эти пояса, встречаются также глинистые сланцы, метапесчаники и железистые кварциты, или дже-спилиты – продукты регионального метаморфизма железисто-кремнистых осадков.

Последовательность основных событий рассматриваемого этапа: образование линейных прогибов (*протогеосинклиналей*), трассирующихся крупными расколами континентальной коры, активный вулканизм вдоль этих расколов, заполнение прогибов мощными толщами базит-гипербазитовых лав, а на завершающей стадии формирования прогибов – осадочными породами, образование на месте прогибов складчатых поясов, метаморфизм пород и внедрение гранитоидов. Позднеархейская складчатость называется *кеноранской*. К концу архея сформировались крупные массивы континентальной коры мощностью до 35 км, приподнятые над уровнем моря и подвергшиеся размыву.

**Раннепротерозойский этап** проявился двумя основными процессами. Один из них заключался в том, что отдельные участки архейских массивов плавно погружались ниже уровня моря и на их размытой поверхности формировался покров осадочных пород. Так возникли *протоплатформы* – участки ранней стабилизации земной коры – с архейским кристаллическим фундаментом и протерозойским протоплатформенным осадочным чехлом.

Другим геологическим процессом данного этапа, проявленным параллельно с первым, но на других участках архейских массивов, было заложение и развитие по зонам глубинных разломов *подвижных поясов*. Такие зоны в обстановке растяжения и прогибания земной коры становились бассейнами накопления мощных толщ осадков, в том числе хемогенных железисто-кремнистых, и вулканических пород, а затем интенсивно сжимались, что сопровождалось смятием пород в складки, их региональным метаморфизмом, а также гранитообразованием. Этот процесс известен как *карельская складчатость*. Результатом карельской складчатости являются, в частности, складчатые пояса с мощными пластами железистых кварцитов.

Железистые кварциты раннепротерозойского возраста имеют планетарное распространение. Они образуют крупные железорудные бассейны практически на всех древних платформах. Наиболее известные из них: КМА (Россия), Криворожский (Украина), Хамерсли (Австралия), оз.Верхнего (США и Канада), штата Минас-Жерайс (Бразилия).

В раннем протерозое совместно с обломочными породами появились первые карбонатные породы, в том числе водорослевые известняки.

Основной результат раннепротерозойского этапа геологической истории Земли – формирование фундамента древних платформ (кратонов) в современном их облике, поэтому этот этап называют еще *кратонным*. В рамках раннепротерозойского этапа практически завершился процесс наращивания континентальной земной коры.

**Позднепротерозойско-палеозойский этап** характеризовался следующими основными процессами. Во-первых, на окончательно консолидированных участках континентальной коры (платформах), сложенных магматическими и метаморфическими породами архея – раннего протерозоя (кристаллическом фундаменте платформ) формируется слабо дислоцированная толща осадочных пород (осадочный платформенный чехол). Начало его формирования может быть различным в зависимости от времени начала погружения того

или иного участка и накопления на его поверхности осадков, сначала континентальных, а затем морских. Возраст пород осадочного чехла платформ может колебаться от позднепротерозойского до четвертичного.

Во-вторых, в позднем протерозое (рифее), иногда в палеозое, на древних платформах параллельно с формированием на обширных площадях слабодислоцированного субгоризонтально залегающего осадочного чехла происходило образование *авлакогенов* – линейно вытянутых впадин повышенной подвижности, ограниченных крупными разломами, пересекающими фундамент платформ. Осадконакопление в авлакогенах и на участках спокойного формирования осадочного чехла шло синхронно. Однако мощность осадков в авлакогенах была во много раз больше, чем на этих участках, а толщи осадочных пород были смяты в складки.

В-третьих, в подвижных линейных и дугообразных зонах внутри континентов и по их окраинам закладывались *геосинклинали*, развитие которых заканчивалось формированием эпигеосинклинальных складчатых поясов. Наиболее крупные из них – Тихоокеанский, Средиземноморский, Атлантический, Урало-Охотский и Арктический. В рамках позднепротерозойско-палеозойского этапа выделяют 3 основные эпохи складчатости (геотектонических цикла): *байкальскую* (поздний протерозой), *каледонскую* (ранний палеозой), *герцинскую* (поздний палеозой).

К концу палеозоя Урало-Охотский, Атлантический и Арктический пояса, а также отдельные участки Тихоокеанского и Средиземноморско-Гималайского поясов превратились в области завершённой складчатости, которые объединили древние платформы.

В результате возникли два суперконтинента: в северном полушарии – Лавразия, включающая Северо-Американскую, Восточно-Европейскую, Сибирскую и Китайскую древние платформы, а в южном – Гондвана, в составе которой были Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская и Антарктическая древние платформы. Лавразия и Гондвана разделялись остатками древнего океана Тетис (на месте современного Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса).

В позднепротерозойско-палеозойский этап наряду с терригенными породами формировались мощные толщи карбонатных пород. Начиная с кембрия, широко проявилось хемогенное образование соленосных эвапоритов (известняков, доломитов, ангидритов, каменной и калийной солей). С раннего девона (380 млн. лет назад) в связи с пышным расцветом высших растений стали формироваться крупные угленосные бассейны.

**Мезозойско-кайнозойский этап** – эпоха важных геологических событий: распада суперконтинентов и возникновения современных океанов, а также мощного базальтового вулканизма. Для океанов характерны крупные опускания их ложа и грандиозные подводные излияния базальтовых лав. Базальтовый магматизм синхронно проявился и на континентальных платформах, но гораздо меньшей интенсивности. Зачастую покровы континентальных лав смыкаются с океанскими покровами.

На происхождение океанов и в целом на современную конфигурацию системы «континенты-океаны» есть две основные точки зрения (фиксистская и мобилистская). По сути это принципиально разные трактовки геологической истории Земли в мезозойско-кайнозойское время.

По мнению фиксистов, в рассматриваемый этап имело место продолжение геосинклинального процесса в Средиземноморско-Гималайском и Тихоокеанском подвижных поясах, в результате чего образовались новые системы складчатости: мезозойской (киммериды) и кайнозойской (альпиды). На отдельных участках указанных поясов геосинклинальный процесс продолжается и в настоящее время. Вместе с тем огромные участки до-мезозойских суперконтинентов погрузились под воду и на их месте возникли Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны. Этот процесс сопровождался интенсивным базальтовым вулканизмом, обусловившим океанизацию континентальной коры в ложе океанов. В результате океанизации гранитно-метаморфический слой был частично уничтожен, а на дне океанов повсеместно образовались мощные покровы базальтов. Ве-

роятность описанного механизма возникновения указанных выше океанов основывается резкими границами по разломам впадин этих океанов с континентами и отсутствием продолжения континентальных структур в ложе океанов.

Что касается Тихого океана, то, по мнению фиксистов, его впадина существовала уже в верхнем протерозое, но, начиная с этого времени, в сторону океана происходило последовательное наращивание континентальной коры в связи с байкальской и последующими эпохами складчатости. Доюрское ложе Тихого океана было представлено древней корой, либо исключительно базальтовой, либо двуслойной с маломощным верхним гранитно-метаморфическим слоем. В процессе мезозойской океанизации она была частично переработана и перекрыта покровами базальтов.

Сторонники дрейфа континентов (мобилисты), считают, что, начиная с позднего протерозоя, когда, по их мнению, верхняя мантия и ее астеносферный слой достигли определенной степени зрелости, начал активно действовать механизм тектоники литосферных плит, предполагающий постоянное движение континентов и, соответственно, изменение положения и конфигурации окружающих их океанов, а также перманентное омоложение океанической коры процессами спрединга и субдукции. При схождении континентов одни океаны исчезали (закрывались), оставляя после себя лишь следы в виде складчатых сооружений с реликтами океанической коры, а при расхождении континентов образовывались новые океаны<sup>□</sup>.

Согласно мобилистским взглядам к концу палеозоя (250 млн. лет назад), после закрытия нескольких древних океанов и образования каледонид и герцинид все континенты сошлись в единый суперконтинент Пангею. В начале мезозоя он распался на Лавразию и Гондвану, которые затем распались на ряд литосферных плит. Вследствие горизонтального движения плит и механизма субдукции одни материки разошлись навсегда, в результате чего образовались современные океаны, а Евразия с одной стороны и Африкано-Аравийский и Индостанский континенты с другой – сошлись. В зоне их столкновения (коллизии) последовательно сформировались молодые складчатые системы: мезозойские – киммериды, и кайнозойские – альпиды. Аналогичные по возрасту складчатые пояса образовались также в зонах субдукции по периферии Тихого океана.

Таким образом, Земля в геологическом плане развивалась направленно и необратимо в сторону нарастания консолидации и охлаждения земной коры, сокращения ареалов активной тектономагматической деятельности, но повышения частоты ее проявления. Вместе с тем имела место цикличность, выраженная чередованием эпох повышенной активности тектоно-магматических процессов и их относительного затишья. Однако цикличность более характерна для геологического развития отдельных регионов Земли. Если рассматривать нашу планету в целом, то в рамках одного временного среза сосуществуют блоки земной коры с активным и пассивным тектономагматическим режимом. Проблема эволюции системы «континенты-океаны» и происхождения горноскладчатых поясов в геологической истории Земли остается нерешенной.

---

<sup>□</sup> Наиболее ортодоксальные мобилисты (например, В.Е.Хаин) считают, что механизм тектоники плит начал действовать уже в позднем архее. По их мнению, не только фанерозойские, но и все докембрийские складчатые пояса, включая зеленокаменные (кеноранская складчатость), являются результатом тектоники плит.

## Глава 26. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

Основным методом изучения земной коры является геологическая съемка. Все остальные виды геологических работ (поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, геологическое обеспечение их промышленного освоения, проведение изысканий под строительство инженерных сооружений и др.) базируются на результатах геологической съемки и дополняют их. Целью геологической съемки является составление геологической карты исследуемой территории. Поэтому геологосъемочные работы еще называются геологическим картированием.

### 26.1. Геологическая карта

Геологическая карта (греч. «карта» – лист или свиток папируса) – уменьшенное в определенном масштабе изображение геологического строения какого-либо участка земной поверхности, построенное на топографической основе, т.е. в горизонтальной плоскости. По сути это проекция выходов на земную поверхность границ тел горных пород и разрывных нарушений.

Вследствие того, что четвертичные отложения распространены почти повсеместно и скрывают коренные породы, их обычно на геологических картах не показывают. Исключение составляют карты районов, где четвертичные отложения имеют большую мощность или образуют участки их современного интенсивного накопления (например, речные долины).

Геологическая карта должна быть точной и объективной. Точность карты во многом зависит от точности топоосновы, на которую наносят данные геологических наблюдений. Поэтому масштаб полевой топоосновы карты берется в два раза крупнее, чем заданный масштаб съемки. Объективность геологических карт достигается тщательностью и глубиной исследований. При этом решающую роль играет степень квалификации исполнителей съемки.

Поясним, что означает масштаб карты. Если масштаб карты, например, 1:100 000, то отрезку на карте, длина которого равна 1 см, на местности соответствует расстояние, равное 100 000 см (1000 м, или 1 км). Чем больше это расстояние, тем мельче масштаб карты; например, масштаб 1: 100 000 в два раза мельче, чем 1: 50 000. соответственно масштаб 1:50 000 в два раза крупнее, чем 1: 100 000. Чем крупнее масштаб карты, тем детальнее и точнее она отражает геологическое строение данного участка земной коры.

**Типы геологических карт.** Геологические карты в зависимости от масштаба подразделяются на:

- 1) мелкомасштабные, или обзорные (1: 5000 000 и мельче, 1:2500 000, 1: 1000 000, 1:500 000);
- 2) среднемасштабные, или региональные (1:200 000, 1:100 000);
- 3) крупномасштабные (1:50 000, 1:25 000);
- 4) детальные (1:10 000, 1:5000, 1:1000 и крупнее).

*Обзорные карты* служат для общего представления о геологическом строении крупных по площади участков земной коры (отдельных стран, континентов). Они используются для перспективного планирования геологических исследований, научно-теоретического анализа и в учебных целях.

*Среднемасштабные (региональные) карты* включают площадь отдельных крупных административных единиц (областей, штатов) или геологических районов (например, Урал или Алтай). Они предназначены для характеристики геологического строения и истории геологического развития крупных регионов, выявления закономерностей размещения полезных ископаемых, оценки перспективности той или иной территории, планиро-

вания поисковых работ. *Крупномасштабные карты* служат тем же целям, что и средне-масштабные, но составляются гораздо более детально.

*Детальные карты* охватывают небольшие территории, но с максимально возможной точностью отображают их геологическое строение. На основе этих карт проектируют и осуществляют поисково-разведочные работы, а также промышленное освоение месторождений полезных ископаемых, инженерно-геологические изыскания при строительстве различных сооружений.

Кроме собственно геологических карт составляются карты специального назначения, отражающие какие-то частные аспекты геологического строения изучаемого участка земной коры.

Таких карт достаточно много. Вот примеры некоторых из них: *литологическая* (по своему содержанию ориентирована на состав и структурно-текстурные особенности осадочных пород), *гидрогеологическая* (показывает распространение, возраст и параметры водоносных горизонтов), *инженерно-геологическая* (дает характеристику свойств горных пород, знание которых необходимо для правильного ведения строительных и горных работ), *карта полезных ископаемых* (дает представление о размещении месторождений полезных ископаемых, их генетических типах и промышленной ценности).

**Условные обозначения.** Каждая геологическая карта сопровождается условными обозначениями (л е г е н д о й), которые использовались при ее построении. Условные обозначения показывают в прямоугольниках размером обычно 8x15 мм. Вначале дают прямоугольники стратифицированных образований. Возрастные подразделения располагают в легенде сверху вниз или слева направо от молодых к более древним. Возраст пород показывают принятым для той или иной системы цветом. Условные обозначения отделов дают в виде различной интенсивности окраски соответствующей системы. При этом чем древнее отдел, тем интенсивнее (гуще) окраска.

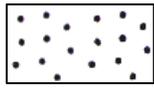
Индекс, который ставится на цветном поле прямоугольника (этот же индекс показывают на всех замкнутых контурах карты), представляет собой буквенно-цифровое обозначение возраста. Он состоит из символа системы (заглавной латинской буквы), внизу и справа от которого помещают арабскую цифру отдела. Для более дробных стратиграфических подразделений справа от символа системы располагают одну или две строчные буквы латинского алфавита, соответствующие начальной и следующей за ней первой согласной букве названия подразделения. Для свиты обязательно ставятся две буквы курсивом. Примеры индексов:  $K_1v$  – валанжинский ярус,  $K_1al$  – альбский ярус (оба яруса относятся к нижнему отделу меловой системы),  $N_2ml$  – мальцевская свита верхнего отдела неогеновой системы.

За условными обозначениями стратифицированных образований располагают закрашенные прямоугольники с индексами, указывающими на состав интрузивных пород и их возраст. Независимо от возраста кислые и средние породы обозначаются красным цветом и индексом  $\gamma$ , основные – темно-зеленым ( $\delta$ ), а ультраосновные – темно-фиолетовым ( $\sigma$ ). Возраст интрузивных пород показывают соответствующими индексами, предусмотренными принятой геохронологической шкалой.

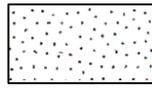
Затем помещают так называемые крапы – штриховые, обычно черные, условные обозначения, которые наносят на карту для характеристики вида и состава пород (рис.26.1). Завершают легенду условные обозначения разрывных нарушений и элементов залегания. Геологические границы, элементы залегания и разрывные нарушения проводятся линиями черного цвета. Разрывные нарушения иногда показывают линиями красного цвета.

Зная смысл всех показанных на карте условных обозначений (линий, заливок цветом, штриховок, индексов и др.), геолог по форме границ тел различных пород, положению разрывных нарушений, как принято говорить, читает карту, т.е. создает в своей голове представление о геологическом строении и истории геологического развития участка земной коры, охваченного данной картой.

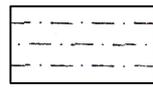
### Осадочные породы



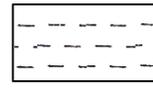
Гравий



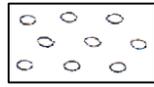
Пески



Алевриты



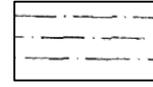
Глины



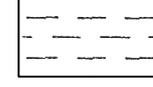
Конгломераты



Песчаники



Алевролиты



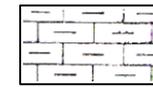
Аргиллиты



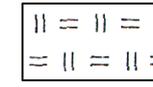
Известняки



Доломиты



Мергели



Диатомиты

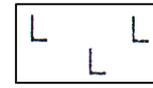
### Вулканические породы



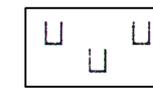
Риолиты



Андезиты

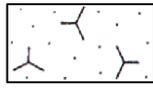


Базальты

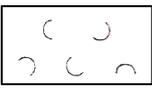


Пикриты

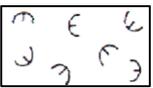
### Пирокластические и осадочно-туфогенные породы



Туфы



Тефры

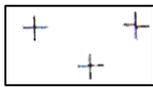


Туффиты рыхлые

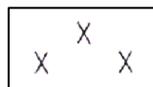


Туффиты  
сцементированные

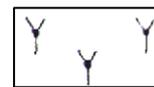
### Интрузивные породы



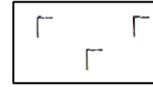
Граниты



Диориты



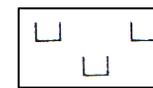
Сиениты



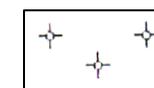
Габбро



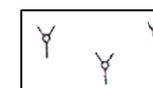
Перидотиты



Дуниты

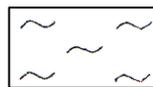


Щелочные граниты



Нефелиновые сиениты

### Метаморфические породы



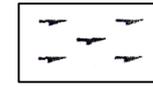
Зеленые сланцы



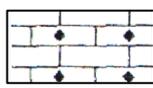
Гнейсы



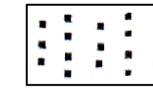
Кристаллические  
сланцы



Амфиболиты



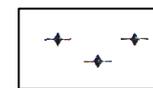
Мраморы



Кварциты



Гранулиты



Эклогиты

Рис. 26.1. Наиболее употребительные условные обозначения горных пород на геологических картах

Беглое чтение геологических карт, как и их составление, требует высокого уровня профессиональной подготовки.

**Графические документы, сопровождающие геологическую карту.** Геологическая карта сопровождается одним или несколькими разрезами, а также стратиграфической колонкой.

**Геологический разрез** представляет собой чертеж, отражающий геологическое строение участка земной коры в его вертикальном сечении. Геологический разрез показывает характер залегания тел горных пород на глубине. Разрезы строятся обычно вкrest господствующего простирания складчатых структур. Положение разреза на карте показывают черной линией, на конце которой ставят прописные буквы; соответственно пишут: геологический разрез по линии, например, А-В. Под разрезом указывают вертикальный и горизонтальный масштаб. Обычно для геологических разрезов оба эти масштаба равны масштабу карты. Если при равенстве горизонтальных и вертикальных масштабов слой минимальной мощности имеет на разрезе толщину менее 1 мм, то допускается увеличение вертикального масштаба.

Построение геологического разреза выполняется следующим образом (рис. 26.2). Сначала точками, находящимися на одном уровне, показывают концы разреза (расстояние между ними равно длине линии разреза на карте) и отмечают их соответствующими буквами. Разрез располагают так, чтобы его западный (северо-западный, юго-западный) конец был слева. При меридианальной ориентировке линии разреза его располагают так, чтобы слева был юг. Затем от отмеченных точек опускают перпендикуляры и строят на них линейки вертикального масштаба, деление которых подписывают. Через весь разрез проводят нулевую линию, соответствующую уровню моря. Если карта, по которой строится разрез, составлена для высокогорного района, проводят любую горизонтальную линию в нижней части разреза.

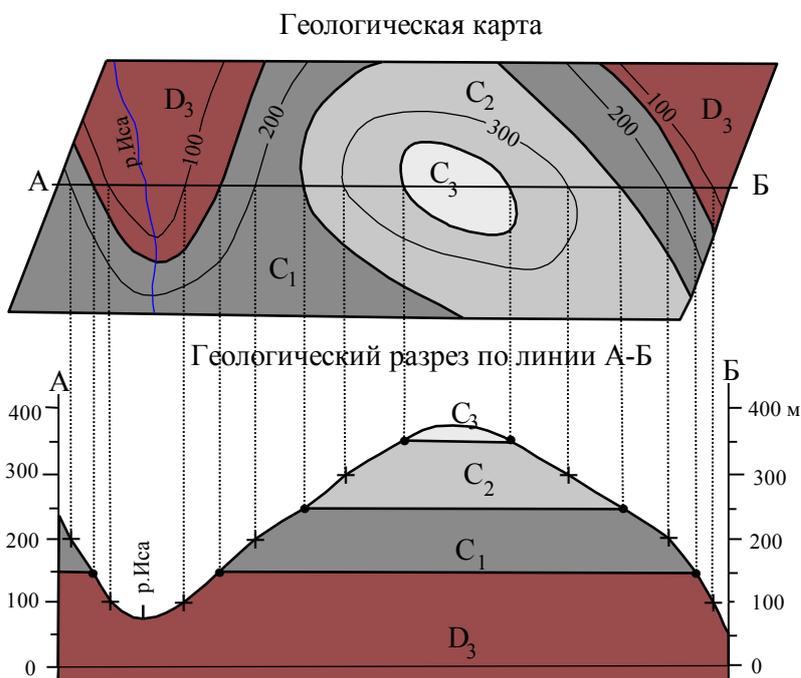


Рис. 26.2. Схема, поясняющая методику построения геологического разреза на примере фрагмента карты участка с горизонтальным залеганием пород

Следующая процедура – построение профиля рельефа (следа пресечения земной поверхности плоскостью разреза). Он трассируется на карте точками пересечения линией разреза горизонталей (линий одинаковых высотных отметок). Положение каждой такой точки на разрезе определяют путем откладывания на уровне, соответствующем значению пересекаемой горизонтали, измеренного на карте расстояние от ближайшего кон-

ца разреза до этой точки. Полученные таким образом точки соединяют между собой плавной линией.

На профиль рельефа с линии разреза на карте переносят точки пересечения этой линией геологических границ, отмечают индексами возраст пород отдельных слоев. По указанным точкам с учетом представлений о структуре района, полученных при чтении карты, и данных об элементах залегания пород проводят геологические границы. Для разрезов используют ту же легенду, что и для геологической карты.

**Стратиграфическая колонка** представляет собой изображение в соответствующем масштабе слоев осадочных и эффузивных пород в последовательности их залегания – снизу вверх, т.е. от более древних к более молодым. Слева и справа от графического изображения литологического состава пород (собственно колонки) располагаются графы, в которых показывают возраст, мощность, стратиграфический индекс пород и дают их краткое описание (рис. 26.3). Все слои пород в колонке показывают горизонтально, независимо от их действительного залегания. Границы несогласного залегания обозначаются волнистой линией.

Стратиграфическая колонка

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Характеристика пород
МЕЛОВЯ	ВЕРХНИЙ	КАМПАНСКИЙ	K <sub>2</sub> km		250	Мергели мелоподобные с тонкими прослойками глин в нижней части
		ТУРОНСКИЙ, КОРНЯКСКИЙ, САНТОНСКИЙ	K <sub>2</sub> t-st		155	Мергели с пачками известняков, с прослойками глин
		СЕНОМАНСКИЙ	K <sub>2</sub> s		55	Песчанистые мергели и глауконитовые песчаники
	НИЖНИЙ	АЛЬБСКИЙ	K <sub>1</sub> al		75	Известковистые песчаники.
		АПТСКИЙ	K <sub>1</sub> a		145	Плотные глины с прослойками песчаников

Рис. 26.3. Пример составления стратиграфической колонки

**Зарамочное оформление геологической карты.** Каждая карта имеет заголовок «Геологическая карта», далее следует географическое определение района карты, например, «бассейна реки Белой». Под заголовком показывают масштаб карты (например, 1: 50 000). Он же в линейном виде проводится под картой. Над верхним левым углом карты указывается год ее составления, под левым нижним углом – автор или авторы, под правым нижним углом – выходные данные. Справа от карты размещают условные обозначения, слева стратиграфическую колонку, а под картой – геологический разрез с соответствующей надписью. Если разрезов два или несколько, делают общую надпись «Геологические разрезы», а над каждым разрезом – надпись «по линии А-Б» или какой-то другой линии.

## 26.2. Содержание, масштабы и виды геологической съемки

Геологическая съемка включает в себя комплекс полевых работ (проведение геологических маршрутов, картировочное бурение и проходка канав, шурфов, отбор образцов и проб горных пород для лабораторных анализов и испытаний) и камеральных исследований (обобщение и увязка между собой результатов полевых работ, лабораторного изуче-

ния образцов и проб). При выполнении геологической съемки широко используют геофизические методы исследований, наблюдения и фотосъемку с самолетов и спутников.

Основная задача геологической съемки – изучение геологического строения и истории геологического развития исследуемого района. Решение ее во многом базируется на стратиграфическом расчленении осадочных толщ и определении возраста магматических и метаморфических пород. В осадочных толщах выделяются и картируются литологически обособленные слои пород (известняков, песчаников и др.), возраст которых устанавливается по содержащимся в них остаткам флоры и фауны. Для обозначения стратиграфических подразделений, главными из которых является система, отдел, ярус, применяют международную стратиграфическую шкалу. Возраст магматических и метаморфических пород определяет по их соотношению с осадочными породами и радиохронологическими методами.

Если участок геологической съемки представлен осадочными толщами, лишенными ископаемых органических остатков, или магматическими и метаморфическими породами, то применяется местная стратиграфическая шкала, основанная на литологическом расчленении породных толщ и относительном датировании их геологического возраста. Главным подразделением местной стратиграфической шкалы является свита – литологически однородная толща, контрастно отличающаяся от соседних слоев. Свиты объединяются в серии – мощные и сложные по составу толщи осадочных, вулканогенных или метаморфических образований (или совокупности тех и других), соответствующие единому крупному этапу осадконакопления, вулканической деятельности или тектоническому циклу.

Геологическая съемка – комплексный вид геологических работ. Кроме изучения геологического строения исследуемой территории, в процессе съемки выясняют особенности минералогии, геоморфологии, гидрогеологии и инженерной геологии этой территории.

**Масштабы геологической съемки и номенклатура съемочных листов топографических карт.** Геологическая съемка в зависимости от степени детальности изучения геологического строения исследуемой территории делится на мелкомасштабную (1:100 000 и 1:500 000), среднемасштабную (1:200 000 и 1:100 000) и крупномасштабную, или детальную (1:50 000 и крупнее). *Мелкомасштабная съемка* охватывает крупные участки земной поверхности. Это начальный этап геологических исследований, призванный дать общие представления о геологическом строении района. *Среднемасштабная, или региональная, геологическая съемка* (1:200 000 и 1:100 000) существенно повышает уровень изученности района, дает оценку перспектив развития на его территории полезных ископаемых и определяет площади, на которых целесообразно проведение дальнейших геологических исследований. *Детальная съемка* (1:50 000, 1:25 000 и крупнее) проводится в основном на площадях, перспективных в отношении полезных ископаемых. По ее результатам определяют участки, на которых необходима постановка поисково-разведочных работ.

Геологическая съемка выполняется по отдельным листам топографических карт международной разграфки. Если снимаются одновременно несколько соседних листов – это *г р у п п о в а я с ъ е м к а*. В соответствии с международной разграфкой за основу принимают листы карты масштаба 1:100 000. Каждый такой лист имеет 6° по широте и 4° по долготе. Ряды листов по одной параллели обозначаются прописными римскими буквами, начиная от экватора, где располагается ряд А, а колонны листов вдоль одного меридиана – арабскими цифрами, начиная от меридиана 180°, с запада на восток. Обозначение, которое получает при этом каждый лист (например, N-32) называется *н о м е н к л а т у р о й л и с т а*.

Каждый такой лист делится на четыре части с обозначением каждой части прописной буквой русского алфавита (А, Б, В, Г). В результате получают листы масштаба 1:500 000, которые имеют номенклатуру, например, N -32-А (или Б, В, Г).

Листы масштаба 1:200 000 получают делением листа масштаба 1:1000 000 на 36 частей, которые дополнительно обозначаются римскими цифрами (например, N -32-XX).

Листы масштаба 1:100 000 (результат деления каждого миллионного листа на 144 части) обозначаются добавлением арабских цифр (например, N -32-140). Листы масштаба 1:50 000 получают делением листов масштаба 1:100 000 на 4 части и обозначают прописными буквами А, Б, В, Г (например, N-32-140-В). Листы масштаба 1:25 000 образуются делением листов масштаба 1:50 000 на 4 части, которые обозначают строчными буквами а, б, в, г (например, N -32-140-В-г).

**Виды геологической съемки.** По способу пространственной привязки и нанесения на карту геологических данных различают визуальную, инструментальную, структурно-инструментальную и глубинную геологические съемки.

*Визуальная съемка* распространена наиболее широко. При ее выполнении точки и данные геологических наблюдений наносятся на топографическую карту по имеющимся на ней характерным элементам рельефа и ситуации. Дополнительно применяется способ засечек, когда положение точки на карте определяют по пересечению азимутов на эту точку, измеренных горным компасом из двух уже имеющихся на карте точек, не лежащих на одной прямой. Точку можно также нанести по азимуту на нее с другой точки и горизонтальному проложению между ними, измеренному мерной лентой или шагами.

*Инструментальная съемка* отличается тем, что точки на карту выносятся по данным их геодезической съемки на местности с помощью мензулы и теодолита. *Структурно-инструментальная съемка* является разновидностью инструментальной. Суть ее заключается в одновременном составлении геологической и структурной карт с использованием геодезических инструментов для привязки выходов на земную поверхность структурных элементов: границ маркирующих слоев, разрывных нарушений и других. Инструментальная и структурно-инструментальная съемки используются только при составлении карт крупного (крупнее 1:10 000) масштаба при условии наличия достаточно густой сети естественных и (или) искусственных обнажений коренных пород. Они проводятся обычно на месторождениях полезных ископаемых.

*Глубинная съемка* заключается в составлении карт по данным бурения и результатам геофизических исследований. Это дорогостоящий вид съемки. Он используется для составления геологических карт фундамента платформ, перекрытого мощным осадочным чехлом. По данным глубинной съемки составляются также структурные карты в изогипсах подошвы или кровли маркирующего горизонта для выявления нефтегазоносных и водоносных складчатых структур.

### **26.3. Основы методики геологической съемки. Понятие о геологическом отчете**

**Последовательность и методика проведения геологосъемочных работ.** Весь комплекс работ по геологической съемке выполняется в три этапа: подготовительный, полевой и камеральный.

*Подготовительный этап* характеризуется составлением проекта работ и подготовкой к проведению полевых исследований. На этом этапе выполняют предварительное дешифрирование аэрофотоснимков. На них наносят геологические границы, разрывные нарушения, маркирующие горизонты, выделяют различные по происхождению формы рельефа.

*Полевой этап* включает работы по непосредственному проведению геологической съемки на местности. Она осуществляется несколькими методами: свободных маршрутов, прямолинейных маршрутов и маршрутов протягивания границ. Применимость того или иного метода во многом определяется физико-географической обстановкой: проходимость и степенью обнаженности района съемки, характером расположения обнажений, возможностью хорошо ориентироваться на местности. Если условия съемки на исследуемой территории изменяются от участка к участку, на каждом из них применяют адекват-

ные его условиям методы съемки. При всех методах съемки геологические границы должны обязательно проводиться с использованием аэрофотоснимков непосредственно в поле.

*Метод свободных маршрутов*, или метод площадной съемки наиболее распространен. Суть его заключается в том, что геолог движется по заданной площади, разыскивая хорошие обнажения и фиксируя на карте и аэрофотоснимках точки наблюдений и геологические границы, пересеченные маршрутом. С учетом характера обнаженности местности съемочные маршруты задают или вдоль русел рек или, наоборот, по гребням водоразделов.

*Метод прямолинейных маршрутов*, или съемка ходами, применяется в случае затрудненной ориентировки по карте и невозможности точного нанесения на нее точек наблюдения визуальным методом. Его используют в залесенных местностях, в районах с плоским рельефом. Такие районы обычно плохо обнажены, поэтому съемка проводится с применением горных выработок (шурфов, канав) и картировочных скважин. Геологические границы на карту наносят по точкам или между точками, в которых зафиксированы различные породы.

*Метод протягивания границ*, или метод пластового картирования заключается в прослеживании на местности и нанесении на карту геологических границ, разрывных нарушений и маркирующих горизонтов. Этот метод применим только в условиях очень хорошей обнаженности местности с сильно расчлененным рельефом.

Методика проведения геологической съемки, кроме физико-географических факторов, во многом определяется особенностями геологического строения исследуемой территории, главной из которых является преобладающее развитие того или иного комплекса горных пород: осадочного, вулканического, интрузивного или метаморфического. Геологическая съемка областей развития каждого из этих комплексов имеет свою специфику в методических приемах проведения полевых исследований.

Основным видом полевых исследований является *документирование обнажений* – производство их зарисовки и описания, нанесение на топографическую карту. Зарисовка – это схема геологического строения обнажения. Она обычно помещается на левой стороне разворота полевой книжки. Описание обнажений строится по следующему плану: 1 – географическая привязка обнажения; 2 – вид обнажения и его положение в рельефе; 3 – описание горных пород, характера контактов между ними, для слоистых толщ – составление стратиграфического разреза; 4 – описание условий залегания горных пород; 5 – элементы залегания; 6 – описание органических остатков и вывод об условиях образования пород обнажения. Описание дают на правой стороне разворота полевой книжки. Образцы пород и минералов, ископаемые остатки организмов, пробы полезных ископаемых записывают соответствующим кодом. Для образцов пород код обычно представляет номер обнажения в числителе и порядковый номер образца в знаменателе. Эти данные также, как и возрастные индексы горных пород, записывают на полях слева от описания обнажения.

*Камеральный этап* завершает геологосъемочные работы. В его начале производят разбор коллекции образцов (проб), направляют их на различные анализы (химический, спектральный, минералогический, радиохронологический и др.), изготавливают шлифы (прозрачные и полированные) – препараты, которые изучаются под микроскопом. Образцы с окаменелостями и шлифы направляют специалистам для определения и описания. С учетом полученных результатов анализов, определений и описаний уточняют полевую документацию, проводят дополнительное дешифрование аэрофотоснимков, окончательно составляют геологическую карту и другие графические документы. Весь полученный материал обобщают в виде геологического отчета.

**Геологический отчет** состоит из трех частей: текста (пояснительной записки) и двух приложений, одно из которых объединяет графические материалы (геологическую и другие карты, разрезы, стратиграфическую колонку), а другое включает фактические материалы (полевую документацию, сведенные в таблицы результаты отдельных видов анализов проб, описание шлифов и аншлифов, списки определений окаменелостей). Текст отчета представляет собой сжатое и систематизированное описание геологического стро-

ения и полезных ископаемых района съемки. Он содержит следующие разделы: 1) введение, 2) экономико-географический очерк, 3) геологическая изученность, 4) стратиграфия, 5) интрузивные образования, 6) тектоника, 7) история геологического развития, 8) геоморфология, 9) полезные ископаемые, 10) заключение.

*Введение* содержит информацию об административном положении района, целевом задании и плановых объемах работ, кем, когда они проводились. В этом разделе излагают также методику полевых и камеральных работ, сведения о качестве топографической основы и аэрофотоматериалов.

*Экономико-географический очерк* включает описание рельефа и речной сети, климата, растительности и животного мира, а также экономические сведения: население, населенные пункты, пути сообщения, промышленность, сельское хозяйство, энергетические ресурсы

*Геологическая изученность* является разделом, в котором даны сведения о выполненных ранее геологических работах, их характеристика и наиболее существенные результаты.

*Стратиграфия* содержит описание распространения, условий залегания, состава, мощности, фациальных изменений, возраста и условий образования слагающих район стратифицированных породных толщ, от наиболее древних до самых молодых

*Интрузивные образования* – раздел, в котором описывают в возрастной последовательности форму и размеры интрузивных тел, их состав, взаимоотношение между собой и вмещающими породами.

*Тектоника* включает описание залегания стратифицированных толщ горных пород и установленных в районе тектонических нарушений, анализ условий их формирования.

*История геологического развития района* представляет собой последовательное изложение геологических событий, обусловивших образование горных пород, их складчатое строение и разрывные деформации, проявления магматизма, метаморфизма и гидротермальной деятельности.

*Геоморфология* включает описание морфологических и генетических типов рельефа, районирование исследуемой территории по этим типам, характеристику связи между формами рельефа и геологическим строением района их развития, изложение истории формирования рельефа на неотектоническом этапе.

*Полезные ископаемые* – раздел, в котором приведены сведения обо всех месторождениях и проявлениях полезных ископаемых, выводы о закономерностях их размещения, обоснованные прогнозы по перспективным участкам. Если в отчете нет специального раздела по гидрогеологии района, то в разделе «Полезные ископаемые» характеризуются водоносные горизонты и водоупоры, водопроявления, дается общая оценка водоносности горных пород

*Заключение* содержит основные выводы о геологическом строении исследуемой территории, в которых особо подчеркиваются новые данные, полученные в процессе геолого-съемочных работ, а также оценку перспектив рудоносности этой территории, изложение направлений и задач дальнейших исследований.

## Глава 27. ЧЕЛОВЕК И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА

Человек изучает Землю, использует ее ресурсы, активно воздействует на все компоненты геологической среды своего обитания: верхнюю часть земной коры, атмосферу и гидросферу.

### 27.1. Энергетические и минерально-сырьевые ресурсы земного шара

Продукты геологических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности, представлены горными породами и содержащимися в них флюидами (водой, водными растворами, нефтью, газом). Часть из них используется человеком, т.е. является полезным ископаемым. Скопление полезного ископаемого в земной коре называется его месторождением.

Горную породу или природный флюид можно отнести к полезному ископаемому только в том случае, когда они по качеству (содержанию ценных и вредных компонентов, наличию или отсутствию каких-то свойств), количеству (запасам) и условиям залегания в недрах (глубине, обводненности и др.) соответствуют требованиям промышленности, соблюдение которых обеспечивает экономически выгодную их добычу и переработку. С развитием техники и технологии эти требования изменяются.

По преимущественному направлению использования основные виды полезных ископаемых с известной условностью можно разделить на энергетические и минерально-сырьевые. Энергетические полезные ископаемые используются для получения энергии, а минерально-сырьевые – для извлечения из них ценных минералов, производства химических элементов и соединений, строительных и других материалов. В связи со все возрастающей техногенной загрязненностью поверхностных вод особую ценность как полезное ископаемое приобретают подземные пресные воды.

Энергетические и минерально-сырьевые ресурсы являются материальным фундаментом существования человечества. Экономическая и политическая независимость, благосостояние населения и геополитическая роль стран мира во многом определяются энергетическим и минерально-сырьевым потенциалом их недр. Величина этого потенциала зависит от двух факторов.

Первый из них – геотектоническая позиция и особенности геологического строения и развития территории страны. В силу этого фактора одни страны богаты нефтью (например, Саудовская Аравия, Иран и Ирак), другие – алмазами, золотом и ураном (ЮАР), третьи – железными рудами (Австралия, Бразилия). Страны, занимающие большие территории, представленные разнообразными по геологическому строению участками земной коры, располагают широким спектром видов полезных ископаемых. К числу таких стран, безусловно, относится Россия.

Второй фактор – степень геологической изученности территории страны и эффективности проводимых на ней поисково-разведочных работ. Он определяется государственной политикой страны и мощностью ее геологической службы.

Требуются усилия большой армии специалистов различных ветвей геологии и геофизики, чтобы оценить минерагенические перспективы исследуемой территории и выделить участки для постановки поисковых работ, выполнить разведку обнаруженных месторождений, изучить вещественный состав полезного ископаемого, гидрогеологические и инженерно-геологические условия его залегания, подсчитать запасы минерального сырья. Природа трудно расстается со своими тайнами. Недаром ключевыми в названии видов геологических работ являются слова: прогноз, оценка, поиск, разведка.

Благодаря напряженной работе многих поколений геологов наша страна занимает ведущее положение в мире по разнообразию полезных ископаемых и по количеству

учтенных запасов многих видов минерального сырья. Общая потенциальная ценность выявленных и разведанных полезных ископаемых России многократно превышает суммарную ценность всех ее остальных ресурсов и составляет 28,6 триллиона долларов.

Достигнутый на сегодня уровень добычи полезных ископаемых в мире обеспечен подтвержденными запасами в среднем на 20-40 лет. За счет геологоразведочных работ учтенные запасы энергетического и минерального сырья, несмотря на их интенсивную отработку, увеличиваются каждый год в среднем на 1,5%. Это увеличение соответствует ежегодному приросту населения земного шара (1,0-1,3%).

Вместе с тем энергетические и минерально-сырьевые ресурсы распределены на земном шаре неравномерно. Сильно различается также уровень их потребления в разных странах. Кроме того, эти ресурсы невозобновляемы. С каждым годом все труднее восполнять их убыль в связи с отработкой месторождений. Фонд относительно легко открываемых месторождений практически исчерпан. Поиск полезных ископаемых все чаще ведется на большой глубине и в труднодоступных необжитых районах суши, а также на дне шельфа и более глубоководных зон Мирового океана.

**Энергетические ресурсы** представлены главным образом нефтью и природным газом, углем и урановыми рудами.

*Нефть и газ* – наиболее ценные виды энергетических ресурсов. Общемировые достоверные запасы нефти и газа составляют соответственно 143,0 млрд. т. и 155,08 трлн. м<sup>3</sup>, а ежегодная добыча – 3,5 8 млрд.т. и 2,46 трлн.м<sup>3</sup>. Наиболее богаты нефтью и газом страны района Персидского залива (Саудовская Аравия. Ирак, Кувейт, Иран и др.), США, Венесуэла, Азербайджан, Казахстан, Туркмения.

Россия – одна из стран-лидеров по запасам и добыче нефти. На ее долю приходится 4,6% мировых запасов нефти. Ежегодно в нашей стране добывают 380-410 млн. т нефти. Главный район нефтедобычи – Западная Сибирь (Ханты-Мансийский национальный округ), где сосредоточено 50% разведанных запасов нефти России.

По разведанным запасам газа Россия занимает первое место в мире (30,7% мировых запасов) и обеспечивает до 30% его мировой добычи. Суммарные запасы газа 47,57 трлн.м<sup>3</sup>, а ежегодная добыча – 595 млрд.м<sup>3</sup>. Основной поставщик газа – Ямало-Ненецкий автономный округ.

Существенная часть мировых запасов нефти и газа (более 1000 месторождений) размещается на дне морей и океанов. Наиболее активно разрабатываются месторождения шельфа Северного, Каспийского, Южно-Китайского морей, Персидского и Мексиканского заливов, у побережья Нигерии, Анголы, Вьетнама и Бразилии. В России крупные запасы газа разведаны на шельфе Баренцева, Карского, Охотского и Каспийского морей.

*Уголь* в структуре мирового потребления энергетических ресурсов составляет 29%, а российского – 12 %. Промышленные запасы угля в мире оцениваются в 984,2 млрд.т., причем более 80% их находится в 7 основных угледобывающих странах (в порядке уменьшения ежегодной добычи угля): Китай, США, Индия, Австралия, Россия, ЮАР, Германия. Всего в мире добывается более 4,5 млрд.т угля в год. Общероссийские промышленные запасы угля 278 млрд.т., а ежегодная добыча 270 млн.т.

В целом мировой угольный потенциал составляет по разным оценкам от 14,8 до 32,5 трлн.т. Ресурсы угля в пересчете на условное топливо превышают ресурсы нефти и газа соответственно в 20 и 25 раз. Основные угольные ресурсы сосредоточены в России (4,25 трлн.т.), США (3,6 трлн.т) и Китае (1,46 трлн.т). Крупнейшие угольные бассейны России – Кузнецкий (Кемеровская область), Канско-Ачинский (Красноярский край), Тунгусский (Иркутская область), Ленский (Республика Саха-Якутия) и Печорский (Республика Коми).

*Урановые руды* относятся к стратегическим полезным ископаемым. Уран используют в атомной энергетике и для производства атомного оружия. Общемировые промышленные запасы урана 2, 34 млн.т. Наиболее богаты ураном Австралия, Казахстан и Канада. Россия занимает седьмое место в мире по запасам урана и шестое – по его производству.

АЭС России вырабатывают около 13% общего объема электроэнергии, занимая по этому показателю 13 место в мире.

**Минерально-сырьевые ресурсы** представлены многими десятками различных видов полезных ископаемых. Их добывают около 170 стран мира. Ведущие горнодобывающие страны: США, Китай, Россия, Австралия, Индия, Канада, Бразилия, ЮАР, Казахстан. Россия занимает первое место в мире по количеству добываемых видов минерального сырья (48) и третье (после США и Китая) по общему объему добычи (9,7% общемирового).

Наша страна располагает крупными запасами железа, меди, никеля, полиметаллов, алмазов и других полезных ископаемых. Основные горнодобывающие регионы России: Урал, КМА, Забайкалье, Кольский полуостров, Алтае-Саянская область, Республика Саха-Якутия. Вместе с тем отдельные виды минерального сырья (хромиты, бокситы и другие) для удовлетворения потребностей отечественной промышленности завозятся из других стран.

## 27.2. Воздействие человека на геологическую среду

**Понятие о техногенезе.** Техногенез – это совокупность всех видов воздействия человека на геологическую среду. Современный техногенез по масштабам преобразования геологической среды существенно превысил многие природные процессы. Ежегодно в мире из недр извлекается более 120 млрд. тонн твердого минерального сырья. Для сравнения: с вулканизмом сопряжено образование горных пород массой 10 млрд. т в год, а масса материала, переносимого всеми реками земного шара при размыве суши, составляет 25 млрд. т в год. На сегодня уничтожено 40% лесов нашей планеты, каждый год становятся непригодными для земледелия территории общей площадью до 7 млн.га.

Ежегодно при строительных и горных работах перемещается около 4000 км<sup>3</sup> горных пород, накапливается 500 млрд.т. промышленных и бытовых отходов, забирается 560 км<sup>3</sup> воды, вносится в почву 500 млн.т. удобрений и 5 млн. т. пестицидов, в водоемы сбрасывается 32 млрд.м<sup>3</sup> неочищенных вод и 10 млн.т. нефти и ее продуктов, в атмосферу поступает 200 млн. т. оксида углерода и 146 млн.т. диоксида серы.

Различают следующие основные виды последствий техногенного воздействия на геологическую среду: *минерагенические* (истощение ресурсов энергетического и минерального сырья, исчезновение месторождений полезных ископаемых), *геохимические* (нарушение природного химического баланса веществ), *геофизические* (искажение естественных и появление искусственных физических полей), *геотермические* (изменение теплового режима поверхности земной коры, атмосферы и гидросферы), *геоморфологические* (изменения первичного рельефа и создание техногенных его форм), *гидрогеологические* (изменение водных ресурсов, уровней, режима и качества подземных вод), *инженерно-геологические* (активизация оползневых и суффозионных процессов, образование зон обрушения и просадки в массивах горных пород).

**Техногенные изменения атмосферы** проявляются в изменении ее газового состава, запылении и тепловом «загрязнении». За последние 120 лет содержание в атмосфере CO<sub>2</sub> увеличилось на 15%. В больших объемах поступают в атмосферу соединения серы, метан и другие газы. Запыление способствует отражению солнечных лучей, вызывает развитие облачности, увеличивает скорость таяния снега и льда в связи с их загрязнением оседающей пылью. Обогащение атмосферы так называемыми парниковыми газами (углекислым газом, метаном и др.), а также выделение в атмосферу техногенного тепла изменяют ее тепловой баланс.

**Техногенные изменения гидросферы** заключаются в загрязнении, нагреве, понижении или повышении уровня поверхностных и подземных вод.

Различают следующие виды загрязнения вод: бытовое (синтетическими моющими средствами, органическими веществами), агрохимическое (компонентами удобрений и ядохимикатов) и промышленное (стоками предприятий). Загрязнению подвергаются как

поверхностные, так и подземные воды. Глобальный характер приобрело загрязнение Мирового океана. Нагрев вод обусловлен в основном горячими стоками предприятий металлургии и энергетики.

За последние десятилетия заметно изменен режим рек. Плотины гидроэлектростанций, водохранилища сглаживают сезонные колебания уровней и расхода воды, уменьшают скорость течения. В связи с интенсивным водозабором и вырубками леса тысячи мелких и средних рек мелеют, а нередко полностью исчезают. Длительная эксплуатация подземных вод для снабжения городов и промышленных центров, а также откачка воды при разработке месторождений полезных ископаемых приводят к возникновению депрессионных воронок (участков понижения уровня грунтовых вод) диаметром десятки-сотни километров и глубиной десятки-сотни метров.

Повышение уровня подземных вод, часто приводящее к подтоплению больших территорий, обусловлено созданием водохранилищ, утечкой воды из резервуаров, водопроводной и канализационной сетей, хвостохранилищ. Величина повышения уровня обычно колеблется в пределах 0.5-100 м, редко превышая 10-15 м.

**Техногенные изменения земной коры** связаны в основном с добычей и переработкой минерального и энергетического сырья, строительными работами. При этом изменяется рельеф земной поверхности, состав и строение земной коры. Изменения рельефа выражены углублениями (карьерами, котлованами) и положительными формами (отвалами, дамбами и др.), искусственными террасами (насыпными или намытыми), нивелированием земной поверхности (срезанием повышенных и заполнением грунтом пониженных участков). Глубина карьеров составляет 100-500 м, редко достигает 800м; высота отвалов – десятки метров, а искусственных террас – до 15 м.

Вследствие добычи и переработки сырья происходит перераспределение вещества земной коры – оно извлекается из недр на поверхность, где распределяется главным образом в зависимости от техногенных факторов. При подземной добыче полезных ископаемых возникают крупные пустоты. Нередко их своды обрушаются, что вызывает образование на земной поверхности провалов и воронок. Глубина техногенного воздействия на земную кору подземных горных работ достигает сотен метров -первых километров. Разработка уран-золоторудных месторождений в ЮАР ведется на глубине около 4 км. Буровые скважины на нефть и газ проникли на глубину до 5-7 км.

Откачка из недр флюидов (воды, нефти и газа) и связанное с ней снижение пластового давления приводят к образованию обширных (несколько десятков квадратных километров) прогибов с амплитудой до 9 м. Иногда этот процесс сопровождается крупными разрывами в земной коре.

Огромное деструктивное воздействие на земную кору оказывают подземные ядерные взрывы. В центре взрыва породы плавятся на некотором удалении – разрушается кристаллическая структура минералов, слагающих породы, а еще дальше – образуется зона трещин и разрывов со смещением.

**Техногенные изменения геологических процессов.** Наибольшее влияние техногенез оказывает на экзогенные геологические процессы. Выветривание в современных условиях зачастую осуществляется под влиянием техногенных агрессивных газов и сточных вод. Развитию выветривания способствует наличие многочисленных техногенных обнажений (бортов карьеров, котлованов, откосов дорожных выемок, стенок подземных горных выработок), а также огромных масс дезинтегрированных пород в отвалах.

Земледелие интенсифицирует водную эрозию – плоскостной смыл и оврагообразование. Ветровая эрозия в значительной степени приурочена к местам обитания человека, так как уничтожение растительности, распашка земель, устройство насыпей и другие техногенные процессы активизируют работу ветра. Морская абразия также связана с техногенезом. В результате снижения твердого стока в море, использования песчано-галечного материала для хозяйственных нужд усиливается размыв берегов и сокращается площадь пляжей.

Гравитационные процессы (образование обвалов, оползней, осыпей) особенно интенсивно развиваются в откосах карьеров, дорожных выемок и насыпей. Возникновению и развитию этих процессов способствуют вырубка лесов, подрезка склонов, взрывные работы, сооружение искусственных водоемов.

Влияние техногенеза на эндогенные геологические процессы пока ограничивается случаями возникновения наведенных землетрясений, вызванных быстрым заполнением водой крупных водохранилищ, закачкой вод в недра, подземными ядерными взрывами и другими техногенными факторами.

### **27.3. Охрана и рациональное использование геологической среды**

Приведенный в предыдущем разделе материал о характере и интенсивности техногенного воздействия на все компоненты природной среды и экзогенные геологические процессы убедительно свидетельствует о том, что техногенез стал мощным глобальным фактором геологического развития нашей планеты. Более того, вызванные техногенезом нарушения природного равновесия приобрели во многих регионах земного шара необратимый характер, резко ухудшили условия существования биоты, в том числе человека.

Обусловленные техногенезом экологические проблемы резко обострились во второй половине XX в. в связи с бурным развитием мировой экономики и быстрым ростом народонаселения. К этому времени стала очевидной мысль о конечности природных ресурсов на Земле. В семидесятых – восьмидесятых годах XX в. сформировалось представление о геологической среде как важнейшей составляющей окружающей среды (среды обитания всего живого), возникли новые направления научной и практической деятельности: «охрана и рациональное использование геологической среды», «геоэкология». В дальнейшем тематика и масштабы экологически ориентированных геологических исследований постоянно расширялись. В начале девяностых годов XX в. на стыке геологии и биологии появилась экологическая геология – научное направление, призванное изучать воздействие компонентов земной коры, в том числе техногенно измененных, на биоту, включая человека.

Глобальный характер экологических проблем обусловил тесное международное сотрудничество в сфере охраны окружающей среды. В Заключительном акте Совещания по безопасности и сотрудничеству в Европе (Хельсинки, 1975 г.) были отражены и экологические принципы, на которых должна строиться политика различных стран: защита и улучшение окружающей среды, охрана природы, рациональное использование природных ресурсов.

В России отношения в сфере взаимодействия общества и природы регулируются законом «Об охране окружающей среды». Согласно этому закону объектами охраны являются естественные экологические системы, озоновый слой, атмосфера, земля, ее недра, поверхностные и подземные воды, атмосферный воздух, леса и иная растительность, животный мир, природные ландшафты.

Правовые и экономические основы охраны и рационального использования недр содержатся в «Законе Российской Федерации о недрах». Он устанавливает следующие основные требования:

- 1) соблюдение установленного законодательством порядка представления недр в пользование;
- 2) обеспечение полноты геологического изучения, рационального использования и охраны недр;
- 3) проведение опережающего геологического изучения недр, обеспечивающего достоверную оценку запасов полезных ископаемых;
- 4) проведение государственной экспертизы и учета запасов полезных ископаемых;
- 5) охрана вод (поверхностных и подземных) и атмосферного воздуха от загрязнения.

Предусмотренный законом комплекс природоохранных мероприятий направлен также на сокращение потерь полезных ископаемых в процессе их добычи и переработки, комплексное использование минерального сырья, утилизацию отходов производства. Особенно острой является проблема утилизации отходов производства. На готовую продукцию приходится только небольшая часть добытого сырья. Ежегодно в мире более 75 млрд.т. минеральной массы идет в отходы. Они занимают большие площади земли, создают уродливые ландшафты, загрязняют окружающую среду.

В соответствии с указанным законом организации, ведущие разведку и разработку месторождений, строительные и иные работы на плодородных землях, обязаны проводить их рекультивацию, т.е. восстанавливать нарушенные земельные участки с целью их дальнейшего использования.

## РЕКОМЕНДУЕМАЯ ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. Пер. с англ. – М.: Мир, 1984. -565 с.
2. Земля. Введение в общую геологию: в 2 т. / Дж.Ферхуген, Ф.Тернер, Л.Вейс, К. Вархафтиг, У. Файер. – М.: Мир, 1974.
3. Караулов В.Б., Никитина М.И. Геология. Основные понятия и термины: Справочное пособие. – М.: ЛКИ, 2007. – 152 с.
4. Кеннет Дж. Морская геология: в 2 т; пер. с англ. – М.: Мир, 1987.
5. Короновский Н.В. Общая геология: Учеб. для вузов. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: КДУ, 2006. – 528 с.
6. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. – М.: Мир, 1991. – 447 с.
7. Литвин В.М. Морфоструктура дна океанов. – М.: Недра, 1987. – 275 с.
8. Моисеенко Ф.С. Основы глубинной геологии: учебное пособие для вузов. – Л.: Недра, 1981. – 279 с.
9. Никонов А.А. Современные движения земной коры. – М.:КомКнига, 2007. – 192 с.
10. Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. – М.: Наука, 2002. – 299 с.
11. Общая геология: в 2 т / Под ред. проф. А.К. Соколовского. – М.: КДУ, 2006.
12. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. – М.: Научный мир, 2003. – 348 с.
13. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы: Учебное пособие для вузов. – М.: КДУ, 2007. – 244 с.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

### А

Абиссальная область 220  
— равнина 214  
Абиогенная гипотеза 101  
Абляция 198  
Абразия 206, 221  
Авандельта 182  
Авлакоген 239  
Автохтон 255  
Адыры 175  
Азимут простирания 257  
— падения 257  
Айсберги 199  
Аккреция 16  
Аккумуляция 158  
Акротема 88  
Актинолит 57  
Актуализма принцип 11  
Акцессорные минералы 60  
Алеврит 73  
Алевролит 77  
Аллохтон 255  
Аллювий 181  
Алмаз 48  
Альбит 59  
Альбитит 147  
Алюмосиликаты 54  
Амазонит 58  
Аметист 52  
Амплитуда разрывного нарушения 253  
Амфиболит 82  
Амфиболы 57  
Анатексис 139  
Андезит 70  
Анизотропность 38  
Анортит 59  
Анортозит 71  
Антеклиза 238, 250  
Антиклиналь 248  
Антиклинорий 250  
Антимонит 50  
Антиподальность континентов  
и океанов 209  
Антициклон 172  
Антрацит 79  
Апатит 53  
Апвеллинг 219  
Апофиза 68  
Аргиллизит 148  
Аргиллит 77  
Арсенопирит 48  
Артезианский бассейн 186

Архей 88  
Ассимиляция 124  
Астероиды 15  
Астенолиты 263  
Астеносфера 25  
Астролема 150  
Атакситы 19  
Атмосфера 28  
Атмосферное давление 28  
Атолл 226  
Аутигенные минеральные  
скопления 223, 228  
Ахондриты 17

### Б

Базальт 71  
— щелочной 72  
Базальтовый слой 24  
Базис эрозии 178  
— волны 217  
Базификация 263  
Бар 224  
Бараньи лбы 200  
Барит 53  
Бархан 174  
Батиальная область 220  
Батолит 67  
Бедленд 175  
Бентос 220  
Бенч 221  
Береговой вал 224  
Березит 148  
Берилл 55  
Биосфера 30  
Биотит 58  
Биотоп 221  
Биоценоз 221  
Бластез 60  
Блеск минералов 44  
Боксит 78  
Болота 207  
Бордерленд 211  
Брекчия 64  
— вулканическая 74  
— диатрем 136  
— импактная 152  
— осадочная 75  
— тектоническая 253  
Бровка шельфа 121  
Бугор пучения 203  
Булгуннях 203  
Бурый железняк 78

Бухта 222

## **В**

Вади 177

Вал 250

Вариации магнитного поля 33

Ватты 224

Верховодка 185

Ветры 172

Взброс 254

Видманштеттовы фигуры 18

Влагоемкость 184

Вода артезианская 186

— безнапорная 185

— вадозная 183

— гигроскопическая 183

— гидратная 183

— гравитационная 184

— грунтовая 185

— инфильтрационная 183

— капиллярная 183

— конденсационная 183

— кристаллизационная 183

— межпластовая 185

— метаморфогенная 183

— надмерзлотная 203

— напорная 186

— пластовая 184

— пленочная 183

— подземная 183

— подмерзлотная 203

— поровая 184

— почвенная 185

— сингенетичная 183

— термальная 187

— трещинная 184

— ювенильная 183

Водно-ледниковые отложения 201

Водоносный горизонт 184

Водоотдача 184

Водопад 179

Водопроницаемость 184

Водораздел 177

Водосборный бассейн 177

Водоупор 184

Возмущенный слой 216

Возраст горных пород:

— относительный 84

— радиохронологический 85

Воклюз 190

Волноприбойная ниша 221

— терраса 222

Волны морские 217

— сейсмические 114

Впадина 250

— выдувания 174

Временные водные потоки 176

Вторичные кварциты 148

Вулканизм 122

Вулканические бомбы 130

— взрывы 126

— газы 132

— извержения 126

— (типы):

наземный 129

пелейский 131

плинианский 131

подводный 131

ультравулканский 131

эксплозивный

(вулканский) 131

эксплозивно-

эффузивный

(стромболианский) 130

экструзивный

(купольный) 130

эффузивный

(гавайский) 129

Вулканический пепел 130

— песок 130

— туф 74

Вулканы 125

— грязевые 193

— центрального типа 127

— трещинные 128

— щитовые 129

Выветривание 9, 158

— биохимическое 164

— морозное 162

— подводное 158

— термическое 162

— физическое 162

— химическое 163

Выщелачивание 164

## **Г**

Габбро 70

— щелочное 72

Габбро-порфирит 71

Габитус минералов 41

Гадей 88

Гайот 214

Галит 50

Галенит 49

- Гальмиролиз *158*  
 Гейзер *132*  
 Гейзерит *188*  
 Гексаэдриты *18*  
 Гематит *51*  
 Геоид *20*  
 Геологическая съемка *11, 281, 285*  
   — карта *281*  
 Геологические процессы *8*  
   — — гидротермальные *142*  
   — — гравитационные *159, 195*  
   — — импактные *9, 150*  
   — — экзогенные *158*  
   — — эндогенные *9*  
 Геологический разрез *284*  
 Геологическое картирование *281*  
 Геомагнитные полюсы *32*  
 Геоморфология *10*  
 Геосинклиналь *235*  
 Геосферы *22*  
 Геотектоника *105*  
 Геотектонические гипотезы:  
   дрейфа материков *265*  
   изостазии *260*  
   контракции *271*  
   мобилизма *265*  
   платформенно-геосинклинальная *262*  
   плюм-тектоническая *274*  
   подкорковых течений *267*  
   пульсационная *273*  
   расширяющейся Земли *271*  
   ротационно-гравитационная *264*  
   тектоники плит *267*  
   тектонической расслоенности литосферы *270*  
   фиксизма *260*  
 Геотермическая ступень *31*  
 Геотермический градиент *31*  
 Геофизика *10*  
 Геохимия *10*  
 Геохронология *84*  
 Геохронологическая шкала *85, 87*  
 Гибридизм *124*  
 Гидратация *164*  
 Гидрогеология *183*  
 Гидровулканизм *193*  
 Гидроксиды *51*  
 Гидролиз *165*  
 Гидролакколит *203*  
 Гидростатический уровень *185*  
 Гидросфера *28*  
 Гидротермально-осадочные образования *223, 229*  
 Гидротермалиты *145*  
 Гидротермальные растворы *142*  
 Гипоцентр землетрясения *114*  
 Гипс *53, 78*  
 Гипсографическая кривая *210*  
 Глинистый сланец *82*  
 Глины *77*  
   — красные глубоководные *228*  
   — ленточные *201*  
 Глубинные разломы *255*  
 Глубоководный желоб *212, 246*  
 Гляциология *198*  
 Гнейс *82*  
 Горнблендит *71*  
 Горные породы *8, 60*  
   — — магматические *65*  
   — — метаморфические *79*  
   — — осадочные *72*  
 Горный компас *257*  
   — хрусталь *52*  
 Горст *255*  
 Горы *161*  
 Горючий сланец *79*  
 Горячее пятно *275*  
 Грабен *255*  
 Гравелит *75*  
 Гравитационное поле Земли *34*  
 Гравитационные аномалии *34*  
 Градационная слоистость *227*  
 Гранаты *55*  
 Гранит *68*  
   — щелочной *72*  
 Гранит-порфир *68*  
 Гранитный слой *24*  
 Гранулит *83*  
 Граница Вихерта-Гутенберга *24*  
   — Конрада *24*  
   — Мохо *24*  
 Графит *48*  
 Грейзен *147*  
 Гумификация *166*  
 Гумус *166*  
 Д  
 Давление литостатическое *137*  
   — ориентированное *137*  
 Дайка *68*  
 Двойники минералов *42*  
 Двойное лучепреломление *44*

Дельта 182  
Делювий 176  
Дендриты 42  
Денудация 8, 158  
Депрессионная воронка 293  
Десквамация 162  
Дефляция 173  
Деятельный слой 203  
Диабаз 71  
Диогенез 158, 232  
Диагностические свойства минералов 45  
Диоптизм 106  
Диатомит 79  
Диатрема 135  
Диафторез 137  
Дизъюнктивные нарушения 247  
Диорит 70  
Диорит-порфирит 70  
Динамометаморфизм 137  
Дифференциация  
магмы 124  
— гравитационная 124  
— кристаллизационная 125  
Докембрий 87  
Долерит 71  
Доломит 53, 77  
Друмлины 201  
Друзы 42  
Дунит 71  
Дюны 174

## Ж

Железистые кварциты 82  
Железная шляпа 169  
Жила 145  
Жеода 42  
Жерло вулкана 127

## З

Замок складки 248  
Зандры 202  
Западный дрейф магнитного поля 34  
Зеленокаменный пояс 278  
Зеленые сланцы 82  
Землетрясения 113  
Земная кора 23  
— — континентальная 23  
— — океаническая 24  
Зеркало грунтовых вод 185  
Золото 47  
Зона аэрации 185  
Зона вторичного сульфидного  
обогащения 169

Зювит 152

## И

Игла вулканическая 131  
Известняк 77  
Известковый туф 188  
Излом минералов 44  
Изогоны 33  
Изодинамы 33  
Изоклины 33  
Изоморфизм 41  
Изопахиты 110  
Изосейсты 114  
Изостазия 261  
Изумруд 55  
Ийолит 72  
Ил 73  
— вулканический 227  
— зеленый 227  
— известковистый 228  
— известковый 227  
— красный 227  
— кремнистый 228  
— синий 227  
Импактиты 151  
Импактные процессы 150  
Инверсия магнитного поля Земли 34  
Индекс стратиграфический 88, 282  
Инженерная геология 60  
Инсоляция 162  
Интрузивные породы 65  
Интрузия 122  
Ионосфера 30  
Иризация 44  
Ископаемые органические остатки 8, 92  
— руководящие формы 84  
Исландский шпат 52  
Историческая геология 10

## К

Калиевые полевые шпаты 59  
Кальдера 127  
Кальцит 52  
Каменная соль 78  
Камы 201  
Карбонаты 52  
Карровые поля 189  
Карры 189  
Карст 188  
Карстовые воронки 189  
— долины 189  
— колодцы 190

- котловины 189
  - пещеры 190
  - трубы 190
  - шахты 190
  - Катагенез 233
  - Катаклазит 138
  - Катархей 88
  - Каустобиолиты 75, 79
  - Квадратура 219
  - Кварц 52
  - Кварцит 82
  - Кимберлит 72
  - Киноварь 49
  - Кислородные соединения 51
  - Клиф 221
  - Коацерваты 101
  - Кобальто-марганцевые корки 229
  - Коллизия 267
  - Коллювий 197
  - Кольматант 188
  - Кольматация 188
  - Комагматы 122
  - Коматиит 71
  - Комендит 72
  - Кометы 15
  - Конгломерат 75
  - Конкреции 42, 232
    - железо-марганцевые 229
    - фосфоритовые 228
  - Контактный метаморфизм 138
  - Континентальное подножие 138
  - Континентальные окраины 211, 244
    - — активные 244
    - — пассивные 244
    - — (типы):
      - андский 213, 245
      - атлантический 212, 244
      - островодужный 213, 245
  - Континентальный склон 211
  - Континенты 235
  - Контракция 272
  - Конусы дробления 155
  - Кора выветривания 167
    - — гидрослюдистая 169
    - — глинистая 169
    - — древняя 167
    - — латеритная 169
    - — линейная 170
    - — площадная 169
    - — современная 167
  - Коренные породы 171
  - Кориолисова сила 180
  - Корразия 173, 178
  - Коррозия 188
  - Корунд 52
  - Коса 224
  - Космогонические гипотезы 16
  - Краевой вал 247
    - прогиб 237
  - Кратер вулканический 127
    - импактный 151
  - Кратон 237
  - Кремень 77
  - Кремнистый туф 188
  - Кремнекислородный тетраэдр 54
  - Криолитозона 198, 202
  - Криповулканические структуры 134
  - Крип 196
  - Криптозой 86
  - Кристалл 36
  - Кристаллическая решетка 37
  - Кристаллография 38
  - Кристаллические сланцы 82
  - Критическая глубина карбонатакопления 216
  - Кровля пласта 75
  - Крылья складки 248
    - разрывного нарушения 253
  - Ксенолиты 68
  - Кумулус 125
  - Купол вулканический 67
    - тектонический 131
  - Курильщики черные 231
    - белые 231
  - Курум 196
- ## Л
- Лабрадор 59
  - Лабрадорит 71
  - Лава 122
  - Лавовые покровы 67
    - потоки 67
    - пробки 131
  - Лагуна 226
  - Лакколит 68
  - Лампроит 72
  - Лапилли 130
  - Латериты 165
  - Легенда 282
  - Лед 198
  - Ледники 198
  - Ленточные глины 201
  - Лесс 175
  - Лепидолит 58

- Ликвация 124  
 Лиман 182  
 Лимнология 206  
 Лимонит 52  
 Линза 75  
 Липарит 70  
 Лиственит 148  
 Литификация 158  
 Литогенез 73  
 Литология 60  
 Литоральная зона 220  
 Литостатическое давление 137  
 Литосфера 25  
 Ложе океана 213  
 Лополит 68
- М**
- Маар 135  
 Магма 122  
 Магматизм 122
  - интрузивный 122
  - эффузивный 125
  - флюидно-эксплозивный 134
- Магматические породы 60
  - — абиссальные 65
  - — вулканические 65
  - — интрузивные 65
  - — кислые 65, 68
  - — основные 65, 70
  - — средние 65, 70
  - — субщелочные 67
  - — ультраосновные 65, 71
  - — щелочные 67, 72
- Магматический очаг 123
  - — первичный 123
  - — промежуточный 123
  - — периферический 126
- Магнетит 53  
 Магнетит 51  
 Магнитное поле Земли 32
  - наклонение 33
  - склонение 33
- Магнитные аномалии 33  
 Магнитный меридиан 33  
 Магнитосфера 34  
 Магнитуда 118  
 Мантия 24
  - верхняя 25
  - нижняя 26
- Марши 224  
 Массивные сульфидные руды 230  
 Материки 235
- Меандры 179  
 Медь 48  
 Межень 177  
 Мезосфера 29  
 Мел 79  
 Мергель 77  
 Месторождение полезного ископаемого 290  
 Метагенез 234  
 Металлоносные осадки 229  
 Метаморфизм 137
  - дислокационный 138
  - импактный 154
  - контактовый 138
  - региональный 139
- Метаморфические породы 79  
 Метасоматоз 144  
 Метеориты 15, 17
  - железные 18
  - железоканменные 17
  - канменные 17
- Мигматит 139  
 Миграция магнитных полюсов 34
  - фаций 109
- Микроклин 59  
 Милонит 138  
 Минерагения 10  
 Минералогия 10  
 Минералы 8, 36
  - аксессуарные 60
  - вторичные 61
  - породообразующие 60
  - рудные 60
- Многолетняя мерзлота 198  
 Молибденит 50  
 Моноклираль 247  
 Морена 200  
 Морозное пучение 203  
 Морозобойное растрескивание 203  
 Моря внутриконтинентальные 209
  - задуговые 212
  - котловинные 215
  - с плоским дном 215
  - окраинные 209
- Мофетты 132  
 Мрамор 82  
 Мульда 250  
 Мусковит 58  
 Муссоны 172  
 Мутьевые потоки 227

## **Н**

Надкритический водный флюид *143*  
Надвиг *254*  
Надпойменные террасы *180*  
Наждак *52*  
Напор воды *186*  
Некк *68*  
Нектон *220*  
Неотектоника *109*  
Неритовая область *220*  
Несогласие стратиграфическое *110*  
— угловое *110*  
Нефелин *59*  
Нефелинит *72*  
Нефелиновый сиенит *72*  
Нуклеары *277*

## **О**

Обвалы *195*  
Обелиск вулканический *131*  
Область лавинной седиментации *227*  
Обсидиан *70*  
Овраги *177*  
Озера *206*  
Озерные отложения *207*  
Озерно-ледниковые отложения *201*  
Озоновый слой *29*  
Озы *201*  
Окаменелости *92*  
Океаническая платформа *243*  
Океаны *240*  
Окисление *165*  
Оксиды *51*  
Октаэдриты *18*  
Оледенения *204*  
Оливин *54*  
Олигоклаз *59*  
Омоложение реки *180*  
Оолиты *42*  
Опльвины *196*  
Оползни *195*  
Ориентированное давление *137*  
Ороген *106*  
Орогенез *106*  
Ортогнейсы *80*  
Ортоклаз *59*  
Ортосланцы *80*  
Осадки морей и океанов:  
    абиссальные *227*  
    батиальные *226*  
    литоральные *223*  
    мелководные *224*

Осадконакопление *9*

Осадочный слой *23*

Осадочные породы *72*

— обломочные *73*

— органогенные *75*

— хемогенные *75*

Островные дуги *212, 246*

Ось складки *248*

Осыпи *195*

Отдельность *163*

Отдел стратиграфический *88*

Очаг землетрясения *114*

## **П**

Паводок *177*

Падение пласта *257*

Палеоботаника *92*

Палеозоология *95*

Палеомагнетизм Земли *34*

Палеонтология *90*

Палингенез *139*

Палящие туч *131*

Панспермии гипотеза *100*

Парагенезис *65*

Парагнейсы *80*

Парасланцы *80*

Пассаты *172*

Парниковый эффект *29*

Пегматит *70*

Пелагическая область *220*

Пелиты *73*

Пемза *70*

Пенеплен *180*

Перекал *179*

Перекристаллизация *233*

Перидотит *71*

Периклиналиль *249*

Период *87*

Перламутровые облака *29*

Песчаник *76*

Петрография *60*

Петрология *60*

Пещеры карстовые *190*

Пикрит *71*

Пиллоу-лава *132*

Пирит *48*

Пироксенит *71*

Пироксены *57*

Пирокластические породы *74*

Пирокластический материал *74*

Пирокласто-осадочные породы *75*

Пирротин *48*

- Плагиоклазы 59  
 Планетезимали 16  
 Планеты 14  
 Планктон 219  
 Пласт 75  
 Платина 48  
 Плато 161  
 Платформа 236  
   — древняя 237  
   — молодая 239  
 Платформенный чехол 237  
 Плейстосейстовая область 114  
 Плоскогорье 161  
 Плоскостной смыв 176  
 Плюм 275  
 Пляж 221  
 Побежалость 44  
 Поверхностные текучие воды 176  
 Поверхность скольжения 196  
 Подвижный пояс 278  
 Подводная аккумулятивная терраса 221  
 Подводные вулканические  
   извержения 131  
   — каньоны 211  
 Подводный вал 224  
 Подземные воды 183  
 Подошва пласта 75  
 Подсвета 89  
 Подушечные лавы 132  
 Пойма 180  
 Покров лавовый 67  
   — тектонический 255  
 Полевые шпаты 58  
 Полезное ископаемое 290  
 Полиморфизм 41  
 Ползучесть горных пород 196  
 Половодье 177  
 Польдера 224  
 Полье 189  
 Полярные сияния 29  
 Поно́р 189  
 Поток лавовый 67  
 Предвестники землетрясений 130  
 Прецессия 20  
 Прибой 217  
 Приливы 219  
 Прокариоты 90  
 Пролювий 177  
 Пропилит 148  
 Прости́рание пласта 257  
 Протерозой 88  
 Протогеосинклиналь 262, 278  
 Протоплатформа 278  
 Профиль равновесия реки 179  
 Псаммиты 73  
 Псевдоморфозы минералов 41  
 Псефиты 73  
 Пустыни 173  
   — аккумулятивные 174  
   — глинистые 175  
   — каменистые 173  
   — лессовые 175  
   — песчано-галечные 173  
   — песчаные 174  
 Пустынный загар 174  
 Пьезометрическая поверхность 186  
 Пьезометрический уровень 186
- Р**
- Равнина 162  
 Радиационные пояса 34  
 Радиохронологические методы 86  
 Разломы 253  
 Разрывные нарушения 247  
 Разрывы 251  
 Растворение 164  
 Рапа 207  
 Реакционный ряд минералов 125  
 Редукция Буге 35  
 Регрессивная серия осадков 109  
 Регрессия моря 210  
 Рекультивация 295  
 Рельеф 161  
 Риолит 70  
 Рифтовая долина 213, 242  
 Рифты 236, 241  
 Рифы коралловые 225  
 Роговая обманка 57  
 Роговики 82  
 Россыпи 171  
 Рубин 52
- С**
- Сальзы 194  
 Самородные элементы 47  
 Сапролит 167  
 Сапропель 207  
 Сапфир 52  
 Сброс 254  
   — ступенчатый 255  
 Сбросо-сдвиг 254  
 Свита 89  
 Сводовое поднятие 250  
 Сейсмическая область 118

- Сейсмические волны 114  
 — — поверхностные 114  
 — — поперечные 114  
 — — продольные 114
- Сейсмограмма 117  
 Сейсмограф 117  
 Сейсмология 113  
 Сейсмофокальные зоны 245  
 Секреция 42  
 Сель 177  
 Сера 48  
 Серебристые облака 29  
 Серебро 48  
 Серицит 58  
 Серия 88  
 Сероводородное заражение воды 216  
 Серпентин 58  
 Серпентинит 148  
 Сидерит 53  
 Сиенит 70  
 Сиенит-порфир 70  
 Сизигий 219  
 Силикаты 54  
 — островные 54  
 — кольцевые 55  
 — цепочечные 57  
 — ленточные 57  
 — слоевые 57  
 — каркасные 58
- Силл 68  
 Сильвин 50  
 Симметрия кристаллов 38  
 Сингония 40  
 Синеклиза 238  
 — узловая 239  
 Синерезис 233  
 Синклиналь 248  
 Синклинорий 250  
 Система стратиграфическая 88  
 — разрывов 251  
 Систематика органического мира 90  
 Скарны 147  
 Складки 247  
 — брахиформные 250  
 — веерообразные 249  
 — изоклиальные 249  
 — лежащие 249  
 — линейные 249  
 — наклонные 249  
 — опрокинутые 249  
 — перевернутые 249  
 — поперечного изгиба 251  
 — продольного изгиба 250  
 — прямые 249  
 — сундучные 249
- Складчатость 250  
 Сланцеватость 80  
 Сланцы глинистые 82  
 — горючие 79  
 — зеленые 82  
 — кристаллические 82  
 Слоистость 64  
 — градационная 227  
 — косая 175  
 Слой постоянных температур 30  
 Слюды 58  
 Смерч 172  
 Сместитель 253  
 Снеговая линия 198  
 Согласно залегание 110  
 Соленость воды 215  
 Солифлюкция 196  
 Солнечная система 13  
 Солнце 13  
 Солнечные пятна 14  
 Солнечный ветер 14, 34  
 Солончак 175  
 Сольфатары 132  
 Сомма 128  
 Спайность 45  
 Спелеология 190  
 Спрединг 267  
 Срединно-океанический хребет 213  
 — подвижный пояс 241
- Стадии выветривания:  
 гидрослюдистая 166  
 глинистая 166  
 латеритная 166
- Сталагмит 42, 192  
 Сталагнат 192  
 Сталактит 42, 192  
 Старицы 179  
 Стратиграфическая колонка 285  
 — шкала 85, 87  
 Стратиграфия 10  
 Стратовулкан 130  
 Стратосфера 29  
 Стрежень 177  
 Стресс 137  
 Структура горных пород 61  
 Структурная геология 247  
 Субдукция 267  
 Сублиторальная зона 220

Сульфаты 53  
Сульфиды 48  
Суффозия 192  
Сфалерит 49

## **Т**

Тагамиты 152  
Такыр 175  
Талаплен 243  
Талассократон 243  
Талики 202  
Тальк 57  
Танатоценоз 221  
Твердость минералов 45  
Твердый речной сток 148  
Тектиты 151  
Текстура горных пород 62  
Тектонические движения 105  
— — вертикальные 105  
— — волновые 105  
— — глыбово-волновые 106  
— — горизонтальные 106  
— — древние 109  
— — колебательные 105  
— — новейшие 108  
— — орогенические 106  
— — современные 107  
— — эпейрогенические 106  
Тектонические нарушения 247  
— — складчатые 247  
— — разрывные 247  
Тектонический покров 255  
Тектоносфера 26  
Тепловая конвекция 267  
Тепловое поле Земли 30  
Тепловой поток 31  
Термальные воды 187  
Термокарст 203  
Термосфера 29  
Терра роса 192  
Терригенные осадки 224  
Тетоморфизм 155  
Техногенез 292  
Течения морские 218  
Тефра 74  
Тиллиты 204  
Тление 165  
Томболо 225  
Торф 79  
Травертин 188  
Трансгрессивная серия осадков 109  
Трансгрессия моря 210

Трансформные разломы 242  
Трахит 70  
Тремолит 57  
Трепел 78  
Трещины 252  
Трог 200  
Тропосфера 29  
Трубка взрыва 135  
Турбидиты 227  
Турбидные потоки 227  
Туффиты 74  
Туфы 74

## **У**

Углекислотная 79  
Угол падения пласта 257  
— складки 248  
Уголь бурый 79  
— каменный 79  
Ультраметаморфизм 139  
Ультраосновные породы 71  
Ундуляция шарнира складки 248  
Уплотнение осадков 238

## **Ф**

Факолит 68  
Фанерозой 86  
Фация 65  
— метаморфическая 140  
— — амфиболитовая 141  
— — голубых сланцев 141  
— — гранулитовая 141  
— — зеленосланцевая 141  
— — роговиковая 140  
— — эклогитовая 141  
Фациальный анализ 109  
Фельдшпатоиды 59  
Фельзит 70  
Ферромагнетики 33  
Филлит 82  
Фильтрации коэффициент 184  
Фирн 198  
Флексура 247  
Флиш 227  
Флогопит 58  
Флювиогляциальные отложения 201  
Флюиды 8  
Флюорит 50  
Фоидиты 72  
Фоиолиты 72  
Фонолит 72  
Формации геологические 65

- Формация магматическая *122*  
 Формы залегания горных пород *64, 67, 75, 81*
- Фоссилии *92*  
 Фосфаты *53*  
 Фосфориты *78*  
 Фреатические взрывы *127*  
 Фумаролы *132*  
 Фундамент платформы *237*
- Ш**  
 Шарнир складки *248*  
 Шаровая лава *132*  
 Шарьяж *255*  
 Шельф *211*  
 Шкала Мооса *45*  
 Шлиры *68*  
 Шток *68*  
 Штокверк *146*  
 Штормовые нагоны *218*
- Щ**  
 Щит *238*
- Ц**  
 Цвет минералов *44*  
 Цветовой индекс *61*  
 Цементация *233*  
 Центриклиналь *249*  
 Циклон *172*  
 Цунами *116*
- Ч**  
 Черта минералов *44*
- Х**  
 Халцедон *52*  
 Халькопирит *49*  
 Хлориты *58*  
 Хондриты *17*  
 Хондры *17*  
 Хризотил-асбест *58*  
 Хромит *52*
- Э**  
 Эвапориты *226*  
 Эверзионные котлы *179*
- Эвстатические колебания  
 уровня моря *210*  
 Эдиакарий *88*  
 Экзарация *200*  
 Экзосфера *30*  
 Эклогит *83*  
 Экологическая геология *10, 294*  
 Эксплозия *126*  
 Экструзия *126*  
 Эксцентриситет земной орбиты *19*  
 Элементы залегания *256*  
 — разрывного нарушения *253*  
 — симметрии *38*  
 — складки *248*  
 Элювий *166*  
 Эманации *132*  
 Эоловая рябь *174*  
 Эоловые отложения *172*  
 — процессы *172*  
 Эон *87*  
 Эонотема *88*  
 Эпибатиальная зона *220*  
 Эпигеосинклинальный  
 складчатый пояс *235*  
 Эпиplatformенный ороген *236*  
 Эпицентр землетрясения *114*  
 Эпоха геохронологическая *88*  
 — складчатости *236*  
 Эра *88*  
 Эратема *88*  
 Эрозионный цикл *180*  
 Эрозия *158*  
 — боковая *179*  
 — глубинная *178*  
 Эстуарий *182*  
 Эукариоты *90*  
 Эффузивные породы *65*  
 Эффузия *126*
- Ю**  
 Ювенильная вода *183*
- Я**  
 Ядро Земли *26*  
 — складки *248*  
 Ярус стратиграфический *88*  
 Яшма *78*

*Учебное издание*

**Дунаев Владимир Александрович**

**ОБЩАЯ  
ГЕОЛОГИЯ**

В авторской редакции  
Оригинал-макет *Н.А. Гапоненко*

Подписано в печать .08.2008. Формат 84×108/16.  
Гарнитура Times. Усл. п. л. 32,34. Тираж 130 экз. Заказ .  
Оригинал-макет подготовлен и тиражирован в издательстве  
Белгородского государственного университета  
308015 г. Белгород, ул. Победы, 85