

БЕЛОРУССКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
Филиал Белорусского национального технического университета,
г. Солигорск
Кафедра «Технологии и оборудование разработки месторождений полезных
ископаемых»

СОГЛАСОВАНО

Заведующий кафедрой

_____ Я.Л. Городецкий

« ____ » _____

СОГЛАСОВАНО

Директор филиала БНТУ,

г. Солигорск

_____ С.Н. Речиц

« ____ » _____

ЭЛЕКТРОННЫЙ УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС
ПО УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЕ

ГЕОЛОГИЯ

для специальности 7-07-0724-01 «Разработка месторождений полезных
ископаемых» профилизация «Подземные горные работы»,
профилизация «Обогащение полезных ископаемых»

Составитель:

А.Л. Поляков, к.т.н., доцент кафедры «Технологии и оборудование разработки
месторождений полезных ископаемых» филиала БНТУ, г. Солигорск.

Рассмотрено и утверждено

на заседании Совета филиала БНТУ, г. Солигорск « ____ » _____,
протокол № ____

БНТУ
г. Минск, 2024 г.

СОДЕРЖАНИЕ

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА	6
I ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ (КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ).....	8
ВВЕДЕНИЕ	8
РАЗДЕЛ 1 СОДЕРЖАНИЕ И ЗАДАЧИ КУРСА	9
1.1. Введение в курс геологии, краткое содержание дисциплины	9
1.2. Методология геологии	10
1.3. Этапы развития геологии	10
1.4. Дисциплины геологического цикла.....	12
1.5. Практическое значение геологии	13
РАЗДЕЛ 2 ЗЕМЛЯ, КАК ПЛАНЕТА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ.....	14
2.1. Современное представление о происхождении планет Солнечной системы	14
2.2. Физические параметры и строение Земли	17
РАЗДЕЛ 3 ЗЕМНАЯ КОРА	22
3.1. Общее понятие о земной коре	22
3.2. Вертикальная неоднородность земной коры	22
3.3. Горизонтальная неоднородность земной коры.....	24
3.4. Структурные элементы земной коры	27
3.4.1. Геосинклинали, их развитие и строение	27
3.4.2. Платформы, их развитие и строение	33
3.4.3. Области эпиплатформенного орогенеза.....	36
РАЗДЕЛ 4 ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ	38
4.1. Гравитационное поле Земли	38
4.1.1. Гравитационные аномалии	38
4.1.2. Закономерности распределения характеристик гравитационного поля	39
4.2. Магнитное поле Земли	41
4.2.1. Природа, строение и характеристики магнитного поля Земли.....	41
4.2.2. Основные характеристики геомагнитного поля Земли	43
4.2.3. Магнитное поле структурных элементов земной коры и его аномалии	44
4.3. Тепловое поле Земли.....	46
4.3.1. Природа теплового поля Земли	46
4.3.2. Строение теплового поля	48
4.3.3. Тепловой режим земной коры	49
4.3.4. Температура в недрах Земли.....	51
4.3.5. Практическое использование тепла Земли.....	51
РАЗДЕЛ 5 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ	53
5.1. Распространенность химических элементов в земной коре	53

5.1.1. Закономерности распространения химических элементов в земной коре	54
5.1.2. Способность химических элементов к концентрации и рассеянию	55
5.1.3. Петрогенные и металлогенные элементы	56
5.1.4. Особенности химического состава земной коры	56
РАЗДЕЛ 6 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД ЗЕМЛИ	59
6.1. Вещественный и фазовый состав горных пород	59
6.2. Догеологическая и геологическая стадии развития Земли	61
6.2.1. Догеологическая стадия	61
6.2.2. Геологическая стадия	62
6.3. Методы определения относительного возраста горных пород	62
6.3.1. Стратиграфический метод	62
6.3.2. Минералого-петрографический метод	63
6.3.3. Биостратиграфические (палеонтологические) методы	63
6.4. Методы определения абсолютного возраста горных пород	64
6.5. Стратиграфическая и геохронологическая шкалы	66
РАЗДЕЛ 7 ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ	68
7.1. Колебательные тектонические движения	68
7.2. Дислокационные тектонические движения и связанные с ними нарушения	72
7.2.1. Основные виды тектонических нарушений	74
7.2.2. Складчатые, или пликативные нарушения	74
7.2.3. Разрывные, или дизъюнктивные (лат. «дизъюнкто» – разделяю), тектонические нарушения	78
РАЗДЕЛ 8 МАГМАТИЗМ	83
8.1. Причины зарождения и миграции магматических расплавов	83
8.2. Типы магм и их дифференциация	84
8.2.1. Типы магм	84
8.2.2. Дифференциация магмы	85
8.3. Виды магматизма	87
8.3.1. Интрузивный магматизм	88
8.3.2. Эффузивный магматизм	90
8.4. Виды магматических горных пород	102
8.5. Значение магматизма в образовании месторождений полезных ископаемых	104
РАЗДЕЛ 9 МЕТАМОРФИЗМ	106
9.1. Основные причины и условия метаморфизма	106
9.2. Роль температуры, давления и переноса вещества в процессах метаморфизма	107
9.2.1. Температура	107

9.2.2. Давление.....	108
9.2.3. Химически активные вещества.....	109
9.3. Виды метаморфизма.....	110
9.3.1. Региональный метаморфизм.....	110
9.3.2. Контактный метаморфизм.....	113
9.4. Виды метаморфических горных пород.....	116
9.4.1. Состав метаморфических горных пород.....	116
9.4.2. Минеральные фации метаморфических горных пород.....	117
9.4.3. Строение и формы залегания метаморфических горных пород.....	117
9.4.4. Полезные ископаемые, связанные с процессами метаморфизма.....	119
РАЗДЕЛ 10 ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ.....	120
10.1. Разделение экзогенных процессов на группы.....	120
10.1.1. Выветривание (гипергенез).....	120
10.1.2. Денудация.....	120
10.1.3. Аккумуляция.....	121
10.1.4. Диагенез.....	121
10.2. Литогенез его стадии и типы.....	121
10.2.1. Стадии литогенеза.....	122
10.2.2. Типы литогенеза.....	123
10.3. Гипергенез и кора выветривания.....	124
10.3.1. Особенности гипергенеза.....	124
10.3.2. Стадии развития и зональность коры выветривания.....	126
10.4. Геологическая деятельность поверхностных вод.....	127
10.4.1. Плоскостной смыв и делювиальные отложения.....	128
10.4.2. Линейная эрозия. Временные русловые потоки и их отложения.....	128
10.4.3. Геологическая деятельность рек и аллювиальные отложения.....	130
10.5. Геологическая роль озер и болот и их осадки.....	133
10.5.1. Озёра.....	133
10.5.2. Болота.....	136
10.6. Геологическая деятельность подземных вод.....	137
10.6.1. Разрушительная деятельность подземных вод.....	138
10.6.2. Созидательная деятельность подземных вод.....	141
10.6.3. Практическое значение подземных вод.....	142
10.7. Геологическая деятельность ледников.....	143
10.7.1. Образование ледников.....	144
10.7.2. Движение ледников.....	145
10.7.3. Типы ледников.....	146
10.7.4. Транспорт и аккумуляция.....	148
10.7.5. Водно-ледниковые отложения.....	150
10.8. Геологическая деятельность ветра.....	151
10.8.1. Ветер как агент денудации эоловая эрозия.....	152

10.8.2. Аккумулятивная работа ветра (эоловые отложения).....	153
10.9. Геологическая деятельность морей и океанов.....	154
10.9.1. Разрушительная работа моря.....	155
10.9.2. Денудационная работа моря.....	156
10.9.3. Осадкообразование в морях и океанах.....	157
10.10. Генетические типы отложений, образовавшиеся в результате проявления различных экзогенных геологических процессов.....	161
10.11. Виды осадочных горных пород.....	163
10.11.1. Обломочные (кластические) породы.....	167
10.11.2. Глинистые породы.....	170
10.11.3. Химические и органогенные породы.....	171
II ПРАКТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ.....	174
2.1. Тематика контрольных работ (рефератов) по дисциплине «Геология» для студентов заочной формы обучения (1-й семестр).....	174
III РАЗДЕЛ КОНТРОЛЯ ЗНАНИЙ.....	175
3.1. Примерный перечень контрольных вопросов для самостоятельной работы студентов.....	175
IV ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЙ РАЗДЕЛ.....	178
4.1. Список рекомендуемой литературы.....	178
ПРИЛОЖЕНИЕ А.....	180

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Электронный учебно-методический комплекс (далее – ЭУМК) по учебной дисциплине «Геология» предназначен для студентов специальности 7-07-0724-01 «Разработка месторождений полезных ископаемых» профилизации «Подземные горные работ», профилизации «Обогащение полезных ископаемых».

В соответствии с учебным планом подготовки студентов специальности 7-07-0724-01 «Разработка месторождений полезных ископаемых» дисциплина «Геология» включена в перечень дисциплин, изучаемых на 1 курсе первой степени высшего образования.

При написании ЭУМК использованы материалы, изложенные в учебниках, учебных пособиях, методических указаниях, технических нормативно-правовых актах, научных статьях, материалах научно-практических конференций.

Целью ЭУМК является формирование у студентов системы базовых геологических знаний, необходимых для подготовки горных инженеров.

Задачами преподавания курса являются изучение объектов, явлений и процессов, которые исследуются геологией, основ региональной геологии Беларуси, овладение базовыми знаниями, терминологией и методологией наук геологического цикла.

В процессе освоения дисциплины «Геология» студенты изучают:

- основные черты строения глубинных и внешних геосфер Земли;
- вещественный состав и возраст земной коры, как основного объекта изучения геологии;
- особенности и обстановку протекания эндогенных, экзогенных и техногенных геологических процессов;
- основные закономерности тектонического развития и строения земной коры;
- особенности геологического строения кристаллического фундамента и платформенного чехла территории Беларуси;
- историю геологического изучения территории Беларуси и основные геологические научные школы.

Научатся:

- пользоваться классификацией минералов, определять их основные типы и типы горных пород;
- устанавливать взаимосвязи между геологическим строением, особенностями проявления геологических процессов и условиями формирования полезных ископаемых в земной коре;

– читать и строить геологические стратиграфические колонки, разрезы, профили, карты и схемы, реконструировать по этим данным историю развития исследуемого участка недр.

Приобретают навыки по:

– по чтению и построению геологических стратиграфических колонок, разрезов и карт;

– работы с литературными источниками, нормативными и другими методическими документами по геологии;

– по определению основных генетических типов отложений горных пород.

Структурирование и подача учебного материала

ЭУМК включает учебные, научные и методические материалы по учебной дисциплине «Геология». Состоит из четырех разделов: теоретического, практического, контроля знаний, вспомогательного.

Теоретический раздел ЭУМК содержит материалы для теоретического изучения дисциплины «Геология» в объеме, установленном учебным планом и учебной программой для специальности 7-07-0724-01 «Разработка месторождений полезных ископаемых» профилизации «Подземные горные работ», профилизации «Обогащение полезных ископаемых».

В практическом разделе ЭУМК приведены темы и методические указания по выполнению контрольной и лабораторных работ.

Раздел контроля знаний включает примерный перечень вопросов для самостоятельной работы студентов.

Во вспомогательный раздел входит перечень основных и вспомогательных литературных источников.

Предложенные материалы являются основой для изучения учебной дисциплины «Геология» для специальности 7-07-0724-01 «Разработка месторождений полезных ископаемых» профилизации «Подземные горные работ», профилизации «Обогащение полезных ископаемых».

Рекомендации по организации работы с ЭУМК

Электронный документ открывается в среде Windows на IBM PC – совместимом персональном компьютере стандартной конфигурации.

I ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ (КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ)

ВВЕДЕНИЕ

Учебный курс общей геологии как одной из естественных наук, описывающих нашу планету Земля, является первым фундаментальным курсом по геологии, который изучают студенты всех вузов геологических, а также горных специальностей. Таким образом, дисциплина «Геология» занимает важное место в подготовке современных горных инженеров, являющихся специалистами в области разработки месторождений полезных ископаемых и занятых на производствах, обеспечивающих государство полезными ископаемыми, продуктами их переработки и обогащения.

Геология всесторонне изучает среду, к которой приурочено горное производство, даёт ключ к познанию и прогнозированию условий ведения горных работ. Дальнейший научно-технический прогресс в горнодобывающей отрасли промышленности становится невозможным без всестороннего изучения и учёта природных условий разработки месторождений.

Один из авторов учебника по «Основам геологии» [1] **предмет** геологии определяет так: «**Геология** – одна из важнейших естественных наук, изучает строение состав, происхождение и развитие Земли. Она исследует статические явления и динамические процессы, проявившиеся в прошлом и протекающие на нашей планете в настоящее время».

Знания и умения, полученные студентами при изучении учебной дисциплины «Геология» являются базовыми и будут необходимы для освоения последующих специальных дисциплин, таких как: «Минералогия и петрография», «Поиск и разведка месторождений полезных ископаемых», «Физика горных пород», «Гидрогеология», «Обогащение и переработка полезных ископаемых», «Месторождения полезных ископаемых Беларуси и перспективы их освоения», «Рациональное использование и охрана недр».

В конспекте лекций по дисциплине «Геология» рассмотрены вопросы общей геологии, такие как строение, состав и форма Земли, определение возраста горных пород, процессы выветривания, переноса продуктов выветривания и аккумуляции, тектонических процессов и магматизма, природных явлений – землетрясений, вулканизма и их последствий.

РАЗДЕЛ 1 СОДЕРЖАНИЕ И ЗАДАЧИ КУРСА

1.1. Введение в курс геологии, краткое содержание дисциплины

«Геология» термин греческого языка: «геос» – земля, «логос» – учение, т.е. учение о Земле. *Геология* – это одна из естественных наук, изучает строение, состав, происхождение и развитие Земли под действием процессов, протекающих в её внешних и внутренних сферах, таким образом она исследует статические явления и динамические процессы, проявившиеся в прошлом и протекающие на нашей планете в настоящее время [1].

В отличие от других естественных наук, изучающих нашу планету, геология занимается исследованием недр Земли. При этом, *основная задача геологии* состоит в изучении наружной каменной оболочки планеты, называемой земной корой, и взаимодействующих с ней внешних и внутренних оболочек Земли. Внешними оболочками являются воздушная – *атмосфера*, водная – *гидросфера* и органическая – *биосфера*. Кроме того, в настоящее время выделяют *ноосферу* (греч. «ноос» – разум) – пространство в пределах которого проявляется активное воздействие человека. Внутренними оболочками Земли являются *мантия* и *ядро*, которые недоступны непосредственным наблюдениям, но их изучение совершенно необходимо для понимания многих процессов, происходящих в земной коре.

Как следует из определения геологии – основными объектами непосредственного изучения геологии являются минералы, горные породы, ископаемые органические остатки и геологические процессы.

Минералы – природные химические соединения, однородные по составу и строению, образовавшиеся в результате естественных физико-химических процессов.

Горные породы – природные устойчивые ассоциации минералов, сформировавшиеся в результате определенных геологических процессов и образующих в земной коре самостоятельные геологические тела. По происхождению (генезису) горные породы подразделяются на *магматические* (изверженные), *осадочные* и *метаморфические*.

Ископаемые органические остатки позволяют восстановить условия образования вмещающих горных пород и определить их возраст.

Геологические процессы – процессы, меняющие состав, строение земной коры и рельеф земной поверхности. По источнику энергии, месту и условиям протекания они подразделяются на *экзогенные* (извне рожденные) и *эндогенные* (внутри рожденные).

Экзогенные геологические процессы протекают под воздействием солнечной энергии на поверхности Земли. Они выражаются в разрушении (выветривании) горных пород, переносе продуктов разрушения водными и

воздушными массами, а также под воздействием гравитационных сил и, наконец в их осаждении в понижениях рельефа земной поверхности (седиментации).

Эндогенные геологические процессы развиваются благодаря внутренней энергии Земли. К ним относятся *тектонические процессы*, объединяющие медленные колебательные движения земной коры и достаточно быстро протекающие дислокационные; *магматизм* – явления образования в недрах Земли огненно-жидких силикатных расплавов, их движения и остывания; *метаморфизм* – глубокие изменения горных пород под воздействием высоких температур, давлений и химически активных веществ на больших глубинах.

1.2. Методология геологии

В геологии применяют прямые, косвенные, экспериментальные и математические методы изучения.

К *прямым* относятся методы непосредственных наземных и дистанционных (из тропосферы, космоса) изучений состава и строения земной коры. Основным методом геологических исследований является геологическая съёмка и картирование, он позволяет изучить строение и взаимоотношения различных геологических объектов, геологических процессов и является основой для постановки поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Косвенные геофизические методы, основанные на изучении естественных и искусственных физических полей, создаваемых Землёй в целом и отдельными геологическими объектами (имеют бóльшую глубинность, чем прямые методы). Различают сейсмические, гравиметрические, электрические, магнитометрические и др. методы.

Экспериментальные исследования в геологии направлены на моделирование геологических процессов (магматизма, метаморфизма, тектонических процессов и др.) и искусственное получение различных минералов и горных пород.

Применение *математических методов и ЭВМ* в геологии представляет собой весьма перспективное направление, позволяющее существенно повысить оперативность, достоверность и ценность геологической информации. Однако применение математических методов и ЭВМ сталкивается со сложностями формализации и неоднозначностью геологических понятий и определений, недостаточной количественной изученностью характера изменений горных пород в недрах и связи исследуемых геологических объектов.

1.3. Этапы развития геологии

Земная кора является источником минерального сырья, местами подземных вод и средой, с которой взаимодействуют различные строительные

конструкции, здания и сооружения, возводимые человеком. Поэтому начало накопления знаний о строении земной коры восходит к истокам истории человечества. Так на самой ранней стадии развития человеческого общества человек использовал каменные материалы для строительства, различные руды для выделения из них полезных компонентов (материалов), соль для приготовления пищи, подземную воду и т. п.

Практическая деятельность человека и потребности в использовании природных ресурсов привели к возникновению, а в дальнейшем к широкому развитию геологических знаний. История геологии показывает, что на всех этапах развития человеческого общества требования к геологическим знаниям и уровни её развития были различными.

Первые сведения о Земле в Средней Азии приведены в трудах учёных философов Древней Греции и Рима, а также в трудах Абу Али Ибн Сино (Авиценна 980 – 1037). Первые сведения о минералах (более 100 минералов) приведены в их трудах. В России основоположником обобщений геологических знаний стал М.В. Ломоносов (1711 – 1765), так в книге «О слоях земных» и других научных трудах он приводит данные о формировании минералов, горных пород, о возникновении горных сооружений, о подземных водах и т.д. Из зарубежных учёных на развитие геологии большое влияние оказали Д. Геттон (1726 – 1797), Ч. Ляйель (1797 – 1875) и ряд других исследователей.

После XVIII века отдельные разделы геологии выделяются в самостоятельные геологические дисциплины. В 1875 г. была создана международная организация геологов – Международный геологический конгресс, на периодических сессиях которого обсуждались итоги геологических исследований отдельных стран и принимались решения общего значения. Специальные решения были приняты конгрессом по унификации содержания и оформления геологических карт, номенклатуре горных пород и стратиграфических подразделений, геологической терминологии и т.д.

Одновременно в различных странах начали появляться национальные геологические организации. В России Геологический комитет был создан в 1882 г., он развернул планомерные работы по геологической съёмке и картированию территории страны. В развитии геологических дисциплин таких как минералогия, петрография и кристаллография видную роль сыграли ученые В.М. Севергин, А.П. Карпинский, Е.С. Фёдоров, А.Н. Заварицкий, Д.С. Белянкин, А.Е. Ферсман. Развитие исторической геологии и динамической геологии тесно связано с именами В.А. Обручева, И.В. Мушкетова, А.П. Павлова, и др.

1.4. Дисциплины геологического цикла

На основании вышеуказанного, геология разделилась на ряд отраслей. Можно указать три основных направления или отрасли геологических наук, изучающих земную кору с различных сторон:

1. Науки, изучающие вещественный состав земной коры, часто объединяемые под названием наук геохимического цикла (геохимия, кристаллография, минералогия, петрография, литология).

2. Науки, изучающие геологические процессы или динамику Земли – динамическая геология (вулканология, сейсмология, горообразование, деятельность рек, морей, подземных вод, ледников, ветра и др.).

3. Науки, изучающие строение и историю развития земной коры (геоморфология, геотектоника, структурная геология, историческая геология, стратиграфия палеонтология).

4. Прикладные геологические науки (учение о месторождениях полезных ископаемых их поиске и разведке, гидрогеология, инженерная геология, горнопромышленная геология).

Геохимия – наука о распределении и процессах миграции химических элементов в земной коре и Земле в целом.

Кристаллография – наука о кристаллах, их внешней форме и внутренней структуре, отражённой во внешнем строении. Природные минералы в большинстве случаев тела кристаллические, поэтому изучение их формы и законов, управляющих их образованием, имеет большое теоретическое и практическое значение.

Минералогия – наука о минералах, изучающая химический состав минералов, условия их образования, состав и закономерности распространения кристаллического вещества в земной коре.

Петрография – наука о горных породах, из которых состоит земная кора. Она изучает свойства горных пород, химический и минералогический состав, отношение между различными породами, изменения, которые они претерпевают с течением времени, и устанавливает закономерности их образования и распределения в земной коре.

Литология – наука об осадочных породах.

Динамическая геология – наука о геологических процессах в земной коре, в качестве разделов включает в себя сейсмологию – науку о землетрясениях и вулканологию – науку о проявлениях вулканизма.

Геоморфология – изучает современное строение и происхождение форм рельефа земной поверхности.

Геотектоника – изучает развитие и строение земной коры (греч. «тектоника» – строительство).

Структурная геология – изучает формы залегания горных пород.

Историческая геология – изучает закономерности и последовательность процессов формирования земной коры. Изучением этих же процессов занимаются следующие две дисциплины.

Стратиграфия (лат. «стратум» – слой) – рассматривает последовательность образования и залегания слоистых толщ горных пород.

Палеонтология (греч. «палеос» – древний, «онтос» – существо) – изучает развитие органического мира прошлых геологических эпох.

Учение о месторождениях полезных ископаемых – изучает генезис различных полезных ископаемых, закономерности их происхождения и распространения в земной коре, а также принципы их поисков и разведки.

Гидрогеология – наука о происхождении, составе, условиях залегания и движения подземных вод.

Инженерная геология – наука о геологических условиях возведения и эксплуатации инженерных сооружений.

Горнопромышленная геология – прикладная научная дисциплина, изучающая геологическое обеспечение горного производства при проектировании, строительстве, эксплуатации и ликвидации горных предприятий.

1.5. Практическое значение геологии

Практическое значение геологии определяется, в конечном итоге, тем, что она служит теоретической базой учения о полезных ископаемых, с одной стороны, и инженерной геологии с другой.

Строительство большого числа крупных предприятий, заводов, электростанций, плотин и т.п. требует знания всех деталей местной геологической обстановки, что и входит в компетенцию инженерной геологии. Развитие промышленности и вовлечение в народное хозяйство всё новых и новых видов минерального сырья требует знания геологии месторождений полезных ископаемых и условий их эксплуатации, что и является предметом учения о полезных ископаемых.

Интенсификация горного производства приводит к его значительной концентрации, перемещению огромных масс горных пород. Это вызывает существенные нарушения природных равновесий, создававшихся в течение миллионов лет. Сам процесс добычи и переработки минерального сырья выступает как один из мощнейших техногенных факторов воздействия на земную кору, последствия которого сопоставимы с воздействием экзогенных геологических процессов. В этой связи перед геологами и горняками в настоящее время встает ещё одна серьёзная проблема – проблема охраны и рационального использования недр, являющаяся важнейшим звеном общей проблемы охраны окружающей среды.

РАЗДЕЛ 2. ЗЕМЛЯ, КАК ПЛАНЕТА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

2.1. Современное представление о происхождении планет Солнечной системы

Солнце с его планетами входит в систему звёзд, объединяемых под именем Галактики. Основная масса этих звёзд расположена в кольце Млечного пути. Диаметр Млечного пути – около 100 тыс. световых лет, её возраст около 12 млрд. лет. Количество звёзд в галактике под названием Млечный путь насчитывает более 150 миллиардов. Солнце среди них занимает некоторое среднее место: имеется множество звёзд меньше, чем Солнце и множество бóльших, чем оно. Например, звезда Антарес в $113 \cdot 10^6$ раз больше Солнца. Солнце лежит не во внешней части Млечного пути, а ближе к его центру. Вместе с остальными звёздами Солнце вращается вокруг центра Галактики, период обращения – около $224 \cdot 10^6$ лет. Другими словами, с начала палеозойской эры Солнце успело сделать лишь два полных оборота вокруг центра Галактики. По своей орбите Солнце движется со скоростью 285 км/сек.

Строение Солнечной системы. *Масса* Солнца составляет 99,87 % от всей массы Солнечной системы, в то время как масса самой крупной из планет – Юпитера – 0,1 %. Поэтому Солнце является центром притяжения всех космических тел, образующих Солнечную систему. По физическому состоянию Солнце представляет собой плазменный шар. В его составе установлено около 70 химических элементов, из которых главными являются водород (H) и гелий (He). *Диаметр* Солнца в 109 раз больше земного; *средняя плотность* $1,41 \text{ г/см}^2$; *средняя температура* внешних слоёв около 5600°C . Тепловая энергия Солнца обусловлена термоядерными процессами превращения водорода в гелий, происходящими в его центральной части. Судя по скорости уменьшения количества H, *возраст* Солнца составляет также приблизительно 6-6,5 млрд. лет. Излучаемое Солнцем тепло и свет распространяется в космическое пространство, часть этих излучений падает на Землю и оказывает большое влияние на многие геологические процессы.

Солнечная система состоит из 9 планет, 42 спутников, в её состав входят не менее 50 тыс. мелких астероидов (планетоидов), бесчисленное множество метеоров и сотни комет. Все планеты вращаются вокруг Солнца приблизительно в одной плоскости, совпадающей с экваториальной плоскостью Солнца (т.е. Солнечная система *компланарна*) и в одном и том же направлении (кроме Венеры и Урана, у них обратное вращение) по орбитам – эллипсам, очень близким к окружности.

Планеты. По взаиморасположению, массе, плотности и другим параметрам Солнечной системы делят на *внутренние* (земной группы) и *внешние*. Основные сведения о планетах приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Характеристики планет Солнечной системы

<i>Сравнительная таблица планет солнечной системы</i>							
Планета	Расстояние от Солнца	Период обращения	Период вращения	Диаметр, км	Масса, кг	Количество спутников	Плотность г/см ³
Меркурий	0,387	88	58,6 сут.	4878	$3,3 \times 10^{23}$	-	5,44
Венера	0,72	224,7	243 сут.	6050	$4,9 \times 10^{24}$	-	5,5
Земля	1	365,24	24 час.	12756,3	$5,98 \times 10^{24}$	1	5,52
Марс	1,52	687	24,5 час.	6780	$6,44 \times 10^{23}$	2	3,95
Юпитер	5,2	11,9 года.	10 час.	142600	$1,9 \times 10^{27}$	16	1,33
Сатурн	9,54	29,5 года.	10,2 час.	120660	$5,68 \times 10^{26}$	30	0,68
Уран	19,18	84 года.	17 час.	51200	$8,7 \times 10^{25}$	15	1,26
Нептун	30,06	164,8 года.	17,8 час.	49500	$1,03 \times 10^{26}$	6	1,67
Плутон	39,44	224,7 года.	6,4 сут.	3000	$1,79 \times 10^{22}$	1	0,17

Внутренние планеты группы – Меркурий, Венера, Земля, Марс – сравнительно малы по размерам, сложены каменным или металлическим веществом земного типа с высокой плотностью, обладают ничтожной массой атмосферы, характеризуются относительно небольшой скоростью вращения вокруг осей.

Внешние планеты – Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон – характеризуются огромными размерами, низкой плотностью вещества плотной атмосферой с преобладанием в ней водорода, гелия и метана, относительно высокой скоростью вращения вокруг осей.

Космогонические гипотезы. Космогония – наука о происхождении и развитии небесных тел. Все гипотезы о происхождении Солнца и его планет можно разделить на две основные группы: *небулярные* (лат. «небула» – газ, туман) к ним относятся гипотезы Канта-Лапласа и О.Ю. Шмидта и *катастрофические* – гипотезы захвата, выброса (гипотеза Джинса).

Небулярные гипотезы, можно разделить на две подгруппы. Согласно *первой* из них Солнце и все тела Солнечной системы: планеты, спутники, астероиды, кометы и метеорные тела – образовались из единого газопылевого, или пылевого облака в результате вращательного движения разреженной и раскаленной газообразной туманности (по Канту-Лапласу). Согласно *второй* Солнце и его семейство имеют различное происхождение, так

что Солнце образовалось из одного газовой-пылевого облака (туманности, глобулы), а остальные небесные тела Солнечной системы – из другого облака, которое было захвачено каким-то, образом Солнцем на свою орбиту при его прохождении через рой холодной пылевой и метеорной материи. Это облако разделилось каким-то, непонятным образом на множество самых различных тел (планет, их спутников, астероидов, комет и метеорных тел) имеющих самые различные характеристики: массу, плотность, эксцентриситет, направление обращения по орбите и направление вращения вокруг своей оси, наклонение орбиты к плоскости экватора Солнца (или эклиптики) и наклон плоскости экватора к плоскости своей орбиты (гипотеза О.Ю. Шмидта).

Катастрофические гипотезы. В 1919 году английский астрофизик Дж. Джинс выдвинул гипотезу, согласно которой все объекты солнечной системы образовались из вещества Солнца, которое было вырвано из него в результате близкого прохождения рядом с ним какой-то звезды. Вырванное вещество изначально двигалось по очень вытянутой траектории, но, со временем, в результате сопротивления среды, состоявшей из мелких капелек того же солнечного вещества, орбиты крупных сгустков стали почти круговыми. Исходя из этой гипотезы следовало, что образование планетных систем вокруг звезд является *чрезвычайно редким событием*, поскольку большинство звезд в галактике не испытывают таких сближений ни разу за всё время своего существования.

Г.В. Войкевич, рассматривая вопрос о происхождении, Земли обратил внимание на следующие обстоятельства. В Солнце сосредоточено основная масса вещества Солнечной системы. Главные составные элементы раскалённой массы Солнца – Н и He, с незначительными добавками всех других элементов. Количество последних убывает с увеличением их порядкового номера. Элементный, а также изотопный состав пород Земли, Луны, метеоритов почти одинаков. Материал, из которого образовались планеты, был выброшен непосредственно Солнцем, а не захвачены из других областей Галактики. Более 85% выпадающих на Землю метеоритов составляют так называемые хондриты, содержащие мелкие округлые зёрна. Хондры (греч. «хондрос» – зерно), представляющие застывшие (при температуре ниже 2000 С) капельки, образовавшиеся из протопланетного газа и состоящие из кремния, железа, магния и др. элементов.

Различия в химическом составе планет (в частности, увеличения содержания железа у ближайших к Солнцу планет), а также в их средней плотности (уменьшающейся по мере удаления от Солнца) объясняется процессами дифференциации вещества, выброшенного из Солнца. Происхождение Солнечной системы связано с происхождением слагающих её химических элементов, и ядерная эволюция вещества Солнца и Земли была

одинаковой до определённого момента, после чего вся система была разделена на первичное Солнце, и на околосолнечный протопланетный материал в виде туманности или газового диска, расположенного в плоскости Солнечного экватора. Хондры метеоритов представляют образцы инициального вещества этой туманности, т.е. прямой поток капель; возникших в процессе конденсации Солнечного газа.

Изложенные данные космохимии свидетельствуют о глубоком генетическом единстве вещества всей Солнечной системы. Земля, после того как она сформировалась как отдельная планета, начала разогреваться вплоть до расплавления сначала железа, потом силикатов, благодаря распаду радиоактивных элементов (в начале – Pu 244, Sm 247, позже U 235, U 238, Th 232, K 40).

Тяжелое жидкое железо сошло к центру планеты и сформировало ядро Земли, жидкое (в своей наружной половине) и до настоящего момента. Из оставшейся силикатной оболочки (мантии) в результате зонной плавки выделилась земная кора, а также воды океанов и атмосферы.

Большую ценность для научной разработки гипотез о происхождении нашей планеты имеют метеориты – пришельцы из дальнего космоса. Изучая, каменные и железные метеориты учёные получают бесценную информацию, которую широко использую в космогонических представлениях.

В настоящее время к этим данным добавились сведения о химическом составе пород Луны, атмосферы и пород Марса и Венеры. Оказалось, что химический состав материалов близок к среднему земному, а их возраст такой же, как и возраст пород Луны (4-5 млрд. лет).

Таким образом, по крупицам по разрозненным фактам складывалась научная основа современных космических гипотез. Огромная роль в обосновании современной гипотезы о происхождении земли и Солнечной системы, принадлежат учёным: О.Ю. Шмидту, В.Г. Фесенкову, Г.В. Войкевичу.

2.2. Физические параметры и строение Земли

Физические параметры Земли. Земля – самая крупная из близко расположенных к Солнцу планет. Она обращается вокруг Солнца почти по круговой орбите. Среднее расстояние до Солнца 150 млн. км. Скорость движения Земли по орбите составляет 29,7 км/с. Полный оборот вокруг Солнца она совершает за 365,26 сут. Период вращения Земли вокруг своей оси равен 23 ч. 56 мин.

Астрономические наблюдения, а также измерения из космоса и непосредственные геодезические измерения на поверхности Земли позволили определить форму, размеры нашей планеты, её массу, гравитационное, магнитное поле и ряд других характеристик. *Средний радиус Земли $R =$*

6371,11 км, при этом экваториальный $R_э = 6378,86$ км, а полярный $R_п = 6356,78$ км. Длина земного меридиана – 40008,548 км, длина экватора – 40075,704 км. Масса Земли составляет $5,976 \cdot 10^{21}$ т. Объем Земли $1,083 \cdot 10^9$ км³, площадь поверхности планеты 510 млн. км², средняя плотность вещества $5,517$ г/см³. Плотность вещества с глубиной увеличивается, поверхностные породы имеют меньшую плотность.

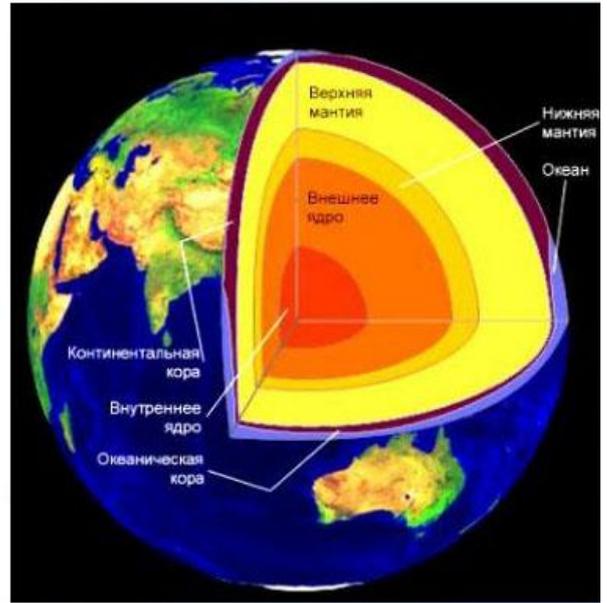
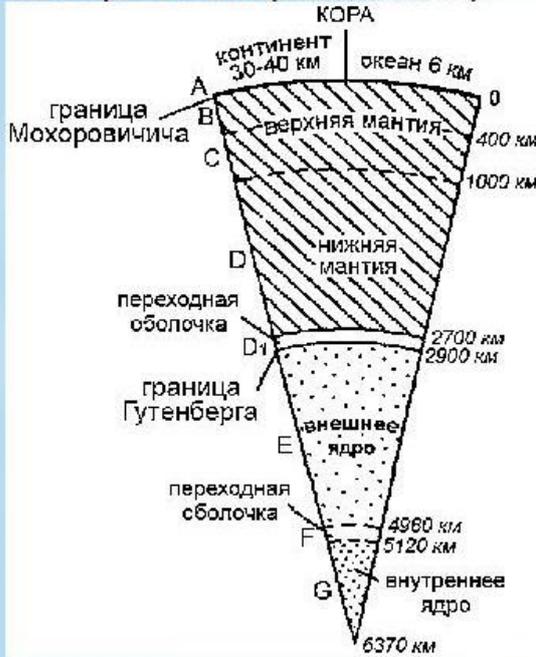
Форма Земли близка к шару, такую форму называют сфероидной, но поверхность Земли неровная и уложена глубокими океаническими впадинами и высокими горными системами на материках. Поэтому истинную форму Земли называют *геоидом*. В любой точке геоида вектор силы тяжести перпендикулярен к его поверхности, которая может быть получена мысленным продолжением поверхности Мирового океана под континенты.

Внутренние геосферы Земли. В настоящее время пробурена скважина до глубины 15 – 16 км (США), т.е. мы имеем представление о разрезе Земли до глубины 16 км. О строении Земли глубже 16 км мы можем получить сведения по данным сейсморазведки. Сейсмическая модель Земли была разработана сейсмологами Х. Джефрисом и Б. Гутенбергом ещё в первой половине XX века (рисунок 2.1). Как видно из рисунка наибольшую мощность имеет *Ядро* Земли, имеющее силикатный состав с большим содержанием железа. Плотность достигает до 12 г/см³, температура ядра в пределах $2000 - 2500^\circ$ С, а давление до 3 млн. атмосфер (около 300 тыс. МПа) Промежуточная оболочка имеет плотность $5,3 - 6,5$ г/см³ и состоит из кремния (Si), Fe, Mg, Ni. *Мантия* Земли – состоит из ультраосновных горных пород (пирроксенит и дунит), где содержание кремния меньше 40%. Плотность массы $3,3 - 4,5$ г/см³. Здесь преобладают кремний и магний. В верхней части мантии содержатся расплавленные массы, здесь зарождаются вулканические явления, горообразовательные процессы и сейсмические явления.

Непосредственно ниже *границы Мохоровичича* (граница между земной корой и верхней мантией) располагается высокоскоростной твёрдый слой верхней мантии, распространяющийся до различных глубин под океанами и континентами, который совместно с земной корой называют *литосферой*. Ниже литосферы отмечается слой, в котором наблюдается некоторое уменьшение скорости распространения сейсмических волн (особенно поперечных), что свидетельствует о своеобразном состоянии вещества. Этот слой менее вязкий, более пластичный по отношению к выше и ниже расположенным слоям, называют *астеносферой* (греч. «астенос» – слабый) или волноводом (рисунок 2.2). Именно с этим слоем связывают горизонтальные движения литосферных плит. Снижение скорости распространения сейсмических волн связано, по-видимому, с нарастанием температуры мантийного вещества, при котором часть его (около 1%) плавится, возможно, образуя жидкие пленки

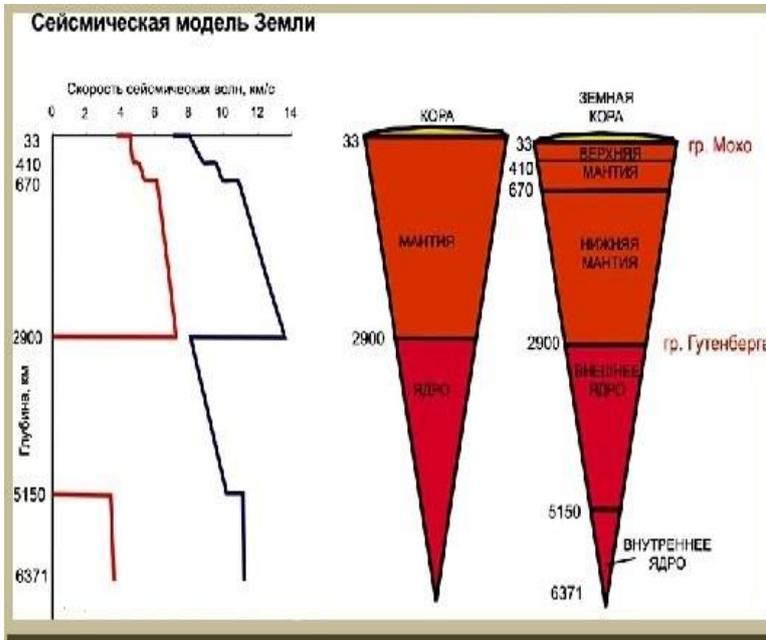
вокруг твёрдых зёрен породы или просто капли жидкости, в результате уменьшается вязкость.

1. Земная кора (слой А)
2. Мантия Земли (слои В, С, D)
3. Ядро Земли (слои Е, F, G).



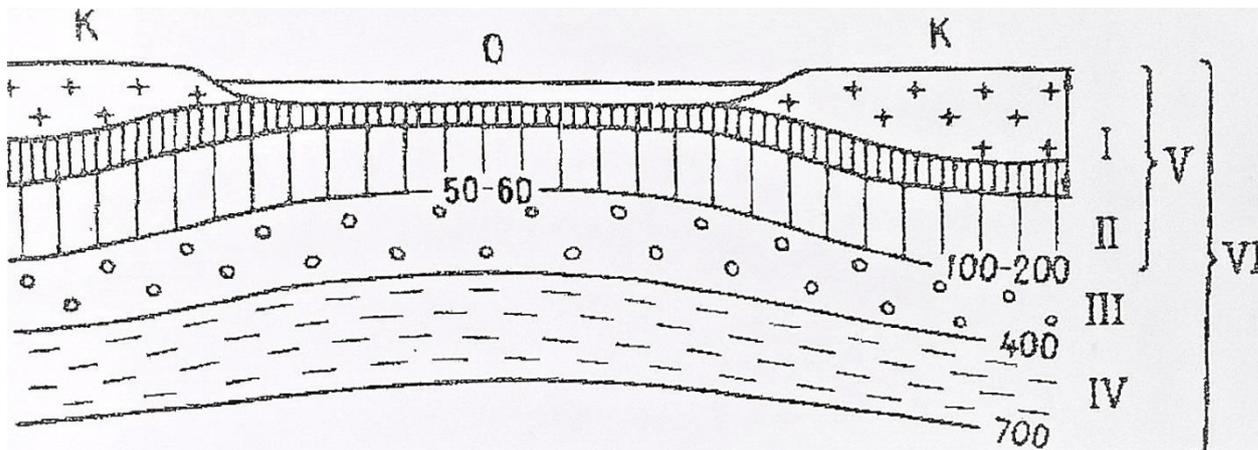
Внутреннее строение Земли (модель Гутенберга-Буллена)

а)



б)

а – внутреннее строение Земли; б – сейсмическая модель Земли
Рисунок 2.1 – Внутреннее строение Земли по Гутенбергу-Буллену



I – земная кора; II – скоростной твёрдый слой верхней мантии; III – астеносфера;
 IV – подастеносферный слой верхней мантии (слой Голицына); V – литосфера;
 VI – тектоносфера; К – континент; О – океан

Рисунок 2.2 – Схема соотношения литосферы, астеносферы и тектоносферы

Земная кора – это верхняя каменная оболочка Земли, сложенная магматическими, метаморфическими и осадочными породами и имеет мощность от 7 до 70-80 км. Она представляет собой наиболее активный слой твердой Земли – сферу деятельности магматических и тектонических процессов. Нижняя граница земной коры как бы зеркально повторяет поверхность Земли.

Важнейшей особенностью строения земной коры является отчётливо выраженная неоднородность, проявляющаяся как в вертикальном, так и горизонтальном направлении. Химический состав земной коры (до глубины 16 км по А.П. Виноградову) следующий: кислород – 46,8%; кремний – 27,3%; алюминий – 8,7%; железо – 5,1%; кальций – 3,6%; натрий – 2,6%; калий – 2,6%; магний – 2,1%; прочие – 1,2%.

Внутренние геосферы Земли

Гидросфера – не образует сплошного слоя и покрывает Земную поверхность на 70,8%. Наибольшая глубина – 11 521 м – это Марианская впадина (Тихий океан). Максимальная температура воды 35,6 С°, минимальная – 2,8 С°, солёность (средняя) 35 г/л. В составе гидросферы выделяют три основных типа природных вод – это океаносфера (воды морей и океанов), воды суши и ледники, промежуточное положение занимают подземные воды, сосредоточенные в земной коре, но тесно связанные с водами гидросферы. Общая масса гидросферы составляет $1644 \cdot 10^{15}$ тонн, что не превышает 0,025 % общей массы Земли [1].

Атмосфера – или газовая оболочка окружает Землю сплошным слоем в 3000 км, масса воздушной оболочки оценивается величиной $5,15 \cdot 10^{15}$ тонн или 0,00009% массы всей Земли. Большая часть атмосферы (90%) сосредоточена в слое до высоты 16 км. Атмосфера делится на три подслоя:

А) Тропосфера – приземной слой атмосферы. До 6-18 км представлена азотом до 75,5%, кислородом до 23,3%.

Б) Стратосфера – распространяется до высоты 50-60 км на высоте около 30 км располагается озоновый слой мощностью 20-30 км, воздух сильно разряжен.

В) Ионосфера – переходная оболочка между атмосферой и межпланетным пространством, условно подразделяется на три подсферы: мезосферу, термосферу и экзосферу, температура воздуха изменяется от резко отрицательной (-90°C) в мезосфере до +2000°C в экзосфере. Вся зона ионосферы состоит из ионизированного под действием ультрафиолетового излучения воздуха.

Биосфера – это оболочка, которая охватывает всё пространство верхних горизонтов Земли, где существует органическая жизнь. Современная биосфера включает в себя всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и нижнюю часть атмосферы (ниже озонового экрана). Живое вещество на Земле по своей массе ($2,4 \cdot 10^{12}$ тонн) ничтожную долю по сравнению с любой из внешних геосфер планеты. Но по своему активному воздействию на окружающую среду оно стоит на первом месте и качественно резко отличается от всех других оболочек.

РАЗДЕЛ 3 ЗЕМНАЯ КОРА

Строение земной коры рассмотрено отдельно по той причине, что эта геосфера является главным объектом геологии и средой горного производства.

3.1. Общее понятие о земной коре

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

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

Важнейшей особенностью строения земной коры является отчетливо выраженная неоднородность, проявляющаяся как в вертикальном, так и горизонтальном направлении.

3.2. Вертикальная неоднородность земной коры

Сейсмическими исследованиями в строении земной коры выделены три оболочки, сложенные различными по составу, свойствам и происхождению горными породами.

Стратисфера (лат. «стратум» – слой) сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами: глинами и глинистыми сланцами (42 %), песчаными (20 %), вулканогенными (19 %) и карбонатными (19 %) породами. Слой покрывает почти всю поверхность Земли и в глубоких впадинах достигает мощности 20 – 25 км (в среднем 3 км). В пределах СССР осадочный чехол занимает несколько более половины площади континентальной суши и слагает поверхности дна окраинных и внутренних морей. Объем пород, образующих осадочный чехол, превышает 80 млн. км³ (Н.А. Беляевский).

Для пород осадочного чехла характерны слабая дислоцированность, сравнительно низкие плотности и небольшие изменения, соответствующие диагенетическим. Более интенсивные изменения связаны с начальными стадиями регионального метаморфизма в нижней части разреза и проявлениями контактового метаморфизма. Эффузивные магматические породы (преимущественно траппы) имеют ограниченное распространение (Восточная

Сибирь). Средняя плотность пород всего осадочного чехла территории СССР составляла $2,45 \text{ г/см}^3$, пределы ее изменения $2,28 - 2,80 \text{ г/см}^3$. Скорость распространения упругих колебаний (v_p) в осадочном чехле связана с вещественным составом пород, степенью их уплотнения и изменяется от 1,8 до 5,0 км/с и более.

Состав пород, слагающих стратисферу, свидетельствует об их образовании в водной среде около 3,3 млрд, лет назад. В то время атмосфера была более тяжелой и разогретой, видимо близкой к современной венерианской. Поэтому первичные изверженные породы, слагавшие земную поверхность, соприкасаясь с горячей, насыщенной парами сильных кислот атмосферой, подвергались интенсивному разложению.

Гранитная (гранито-гнейсовая, гранито-метаморфическая) оболочка, названная так по сходству свойств образующих ее пород со свойствами гранитов, сложена гнейсами (37,6 %), гранодиоритами, диоритами (19,9 %), гранитами (18,1 %), амфиболитами (9,8 %), кристаллическими сланцами (9,0 %), а также габбро, мраморами, сиенитами и др.

Горные породы, слагающие гранитный слой, весьма разнообразны по вещественному составу и степени их дислоцированности. Они представлены как неизменными, так и метаморфизованными породами. В зависимости от строения и состава плотность гранитного слоя изменяется от 2,6 до $2,8 \text{ г/см}^3$, составляя в среднем для территории СССР около $2,7 \text{ г/см}^3$.

Резкой сейсмической границей гранитная оболочка отделена от осадочной (скачок скоростей 0,7 км/с). Пластовая скорость (v_p) в гранитном слое изменяется от 5,0 до 6,5 км/с при среднем значении около 6 км/с. Мощность гранитного слоя на территории СССР от 6 до 40 км. Возможно полное отсутствие слоя в разрезе. Нижней границей гранитного слоя является сейсмический раздел Конрада.

Третий слой – базальтовая оболочка – состоит из более тяжелых кристаллических пород, которые по своим свойствам близки земным базальтам – магматическим породам. Слой сложен магматическими породами различной степени метаморфизма. В отдельных местах между базальтовым слоем и мантией залегает так называемая эклогитовый слой с более высокой плотностью, чем породы базальтового слоя.

Средняя плотность пород базальтового слоя $2,9 \text{ г/см}^3$, а интервал изменения плотности $2,8 - 3,2 \text{ г/см}^3$. Скорость распространения сейсмических волн от 6 до 7,6 км/с. При этом особенности распространения волн связаны с характером распределения в вертикальном разрезе базальтового слоя петрографически разнородных комплексов.

Средняя мощность базальтового слоя в пределах континентальной части СССР около 20 км. Однако в отдельных районах (под горными хребтами, например) она может достигать 30 – 40 км. Есть такие участки (Прикаспийская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина и др.), где мощность базальтового слоя снижается до 12-13 и даже 5-7 км.

Средняя мощность коры в континентальной части СССР, по данным Н.А. Беляевского, 40,5 км. В отдельных участках отмечаются существенные отклонения от средней мощности. Так, минимальная мощность коры (7 – 12 км) характерна для океанов, а максимальная (70-80 км и более) – для высокогорных областей континентов. Нижняя граница земной коры – раздел М, согласно последним данным (Р.М. Деменицкая), в отдельных районах прослеживается с перерывами или наблюдается в виде нескольких параллельных или субпараллельных границ, причем вдоль профиля четкость и надежность их прослеживания изменяется.

Многие из отмеченных закономерностей в известной мере гипотетичны, поскольку базальтовая оболочка изучается пока только косвенными методами.

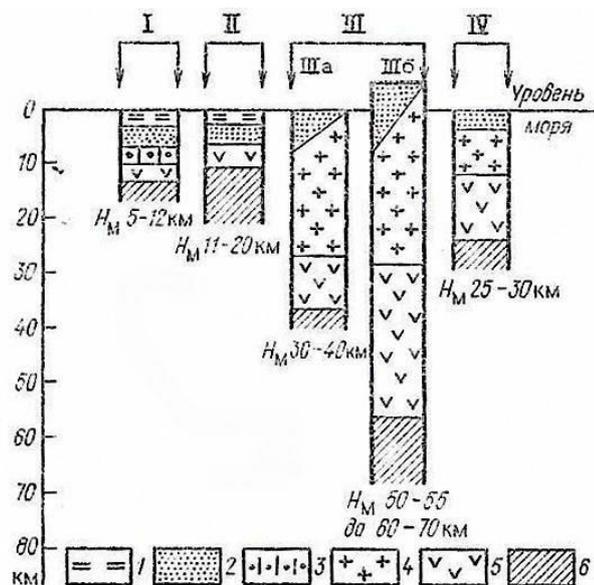
3.3. Горизонтальная неоднородность земной коры

Площадная неоднородность строения земной коры проявляется, прежде всего, в различном строении ее на континентах (материках) и в пределах океанических впадин. Это обстоятельство было впервые установлено по сейсмическим данным В. Гутенбергом. Участки земной коры, различающиеся типом геологического строения, называются структурными элементами.

С точки зрения закономерностей пространственного строения океаны и континенты – это структуры *I* (планетарного) порядка, существенно отличающиеся геологическим строением (рисунок 3.1) и характером развития. Выделяют также кору переходного типа: субокеаническую и субконтинентальную.

В пределах структурных элементов *I* порядка по особенностям геологического строения и развития выделяются *структуры II* порядка на материках – платформенные и геосинклинальные (горноскладчатые) области, на океанической коре – платформы и срединно-океанические хребты. В свою очередь названные структуры могут быть разделены по особенностям строения на более мелкие структурные элементы (более высоких порядков): глобальные, региональные и локальные.

Минимальная мощность коры наблюдается на платформах. Максимальные – в геосинклинальных (горноскладчатых) областях. Увеличение мощности земной коры в горных районах приводит к образованию так называемых «корней» у крупных горных систем.



- I – океанический тип; II – субокеанический тип – прогибы;
 III – континентальный тип – равнины (а) и горные области (б);
 IV – субконтинентальный тип: 1 – вода; 2 – осадочные породы;
 3 – второй слой океанической коры; 4 – гранитный слой;
 5 – базальтовый слой; 6 – мантия (H_M – глубина мантии)

Рисунок 3.1 – Схематические разрезы земной коры

Платформы (фр. «плат» – плоский, «форм» – форма) – это обширные тектонические устойчивые области. Они характеризуются средними и устойчивыми значениями мощности земной коры; горизонтальным или почти горизонтальным залеганием осадочных пород; равнинным рельефом. Платформы имеют двухъярусное строение и состоят из более древнего кристаллического фундамента и перекрывающего его осадочного чехла (рисунок. 3.2). На территории СССР находятся Восточно-Европейская (Русская) и Сибирская платформы.

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

Геосинклиналями (греч. «гео» – земля; «син» – вместе; «клин» – наклон) называются линейно вытянутые тектонические подвижные зоны. Они характеризуются значительной до 70 – 80 км мощностью земной коры и ее резкими колебаниями; нарушенным складчато-разрывным залеганием горных пород; горным рельефом (смотри рисунок 3.2). В геоморфологическом плане геосинклинали представлены горноскладчатыми сооружениями. Таковы, например, Урал, Кавказ, Памир и т.д.

Кора континентального типа состоит из трех слоев: осадочного, гранитного и базальтового. В отдельных участках материков гранитный слой по

тем или иным причинам отсутствует. Он эродирован, например, в некоторых районах Балтийского и Анабарского щитов, где на поверхности обнажен базальтовый слой. По сейсмическим данным, его нет в некоторых глубоких тектонических депрессиях.

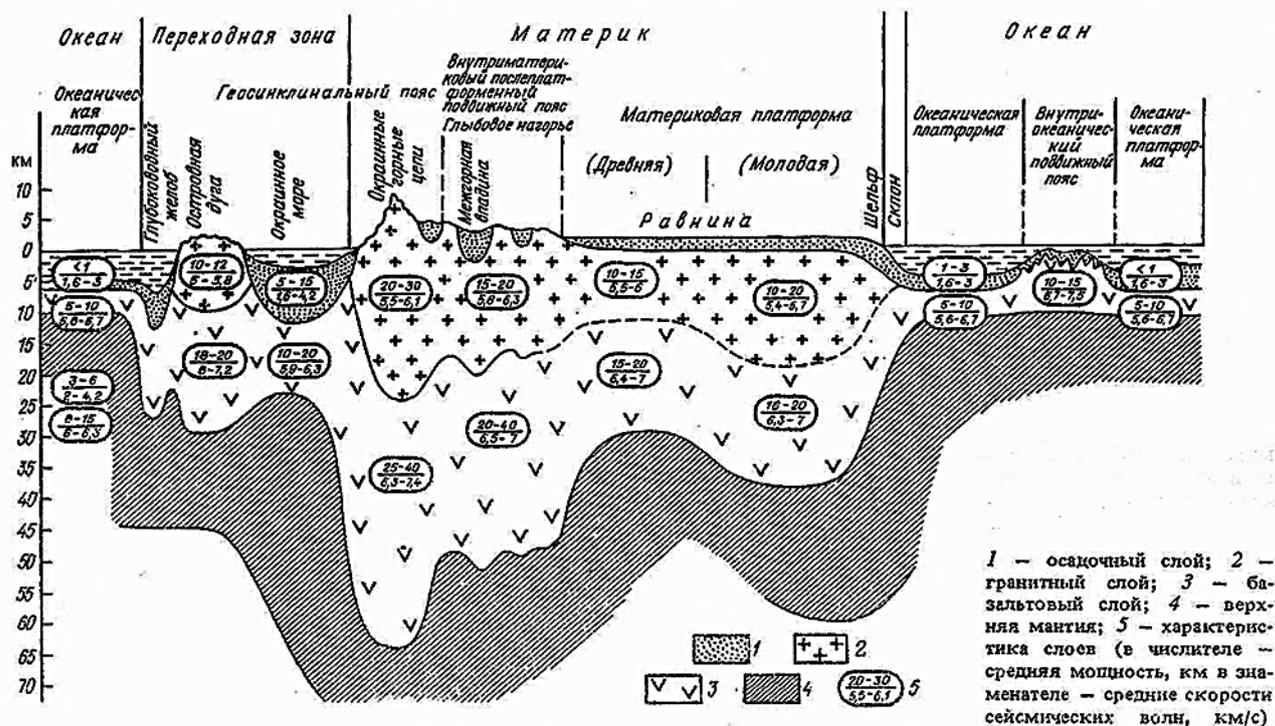


Рисунок 3.2 – Основные типы строения земной коры и её главные структурные элементы

Океаническая кора отличается от материковой значительно меньшей толщиной (6 – 7 км) и составом (она лишена гранитного слоя). Гонкий (несколько сотен метров) осадочный слой залегает на базальтовом океаническом слое, петрографический состав которого имеет специфические особенности. Так, если базальтовый слой континентов примерно в равных количествах содержит кислые и основные магматические и метаморфические породы, то в базальтовом слое океанов ведущая роль (99,0 %) принадлежит основным магматическим породам – океаническим базальтам.

Субокеаническая кора развита во внутренних и краевых морях, где глубины не превышают 2 км. Ее строение отличается от строения океанической коры большей мощностью рыхлых осадков (до 3 – 6 км и более).

Субконтинентальная кора характерна для окраин материков и островных дуг. От материковой коры она отличается меньшей мощностью. Другой особенностью является постепенность перехода от гранитного слоя к базальтовому.

Переход от материковой коры к океанической происходит довольно резко при глубине моря около 2 км. На этой глубине выклинивается гранитный

(гранито-метаморфический) слой. Базальтовый материковый слой обрывается на континентальном склоне, замещаясь иным по строению и составу океаническим базальтовым слоем. Детали такого перехода еще недостаточно изучены.

Нередко в зоне перехода от континентов к океаническим впадинам земная кора имеет сложное блоковое строение. Это относится, прежде всего, к районам, где на границе с океаном располагаются молодые горноскладчатые сооружения (Тихоокеанское побережье).

Своеобразное и весьма сложное строение земной коры отмечается в срединно-океанических хребтах. Здесь в целом развита океаническая кора, но нет четкой границы между земной корой и мантией, а происходит как бы постепенное смешение вещества.

3.4. Структурные элементы земной коры

В ходе геологического развития прослеживаются определенные закономерности проявления тех или иных процессов, обусловивших общую неоднородность строения земной коры и специфические особенности ее отдельных зон. Развитие земной коры происходило не одновременно в различных ее частях. Поэтому отдельные блоки земной коры находятся в настоящее время на различных этапах развития и отличаются друг от друга геологическим строением, составом образующих их толщ горных пород, а также характером, направленностью и интенсивностью геологических процессов, происходящих в их пределах. В зависимости от направленности этих процессов среди континентов выделяют *геосинклинальные и платформенные области* (рисунок 3.2). Рассмотрение развития и строения земной коры в этих областях базируется на современной теории геосинклиналией.

Учение о геосинклиналях зародилось более ста лет назад в связи с работами американских геологов Дж. Холла и Дж. Дэна. В последующем геосинклинальная теория была развита и получила современный вид благодаря исследованиям М. Бертрана, Э. Ога, Г. Штилле, К. И. Богдановича, А. А. Борисяка, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, В. В. Белоусова, А. А. Богданова, М. В. Муратова, А. В. Пейве, В. Е. Хайна, Ю. М. Шейнмана, Ю. А. Косыгина и др.

3.4.1. Геосинклинали, их развитие и строение

Особенности геосинклиналией. Геосинклинали в современном понимании – это обширные линейные области земной коры чрезвычайно высокой подвижности (мобильности) и проницаемости, в которых тектонические движения многообразны по интенсивности и направленности. Изучение

геосинклинальных зон различного возраста позволило выявить для них следующие *основные особенности*:

- большие скорости, размах (амплитуда), контрастность вертикальных движений земной коры, их глыбово-волновой характер, при котором разделенные разломами соседние зоны движутся во встречном направлении;
- интенсивное проявление складчатых и разрывных тектонических нарушений, развитие линейной складчатости, надвигов, шарьяжей;
- интенсивные проявления землетрясений;
- большая (до 15 – 25 км) мощность осадочных горных пород, накопленных в прогибах, высокая изменчивость их фациального состава вкрест простирания геосинклинали;
- широкое развитие процессов магматизма и метаморфизма, а следовательно, магматических и метаморфических горных пород;
- повышенный геотермический градиент, свидетельствующий об увеличении теплового потока с глубиной.

Стадии развития геосинклиналей. В развитии геосинклиналей выделяются несколько стадий (рисунок 3.3).

Первая стадия (собственно геосинклинальная или орто-геосинклинальная) заключается в том, что в определенных участках возникают узкие (в масштабах земного шара) вытянутые зоны, называемые геосинклинальными областями. Они характеризуются высокой подвижностью земной коры, чрезвычайной активностью всех геологических процессов и разделяются на области прогибов (интрагеосинклинали) – и поднятий (интрагеоантиклинали).

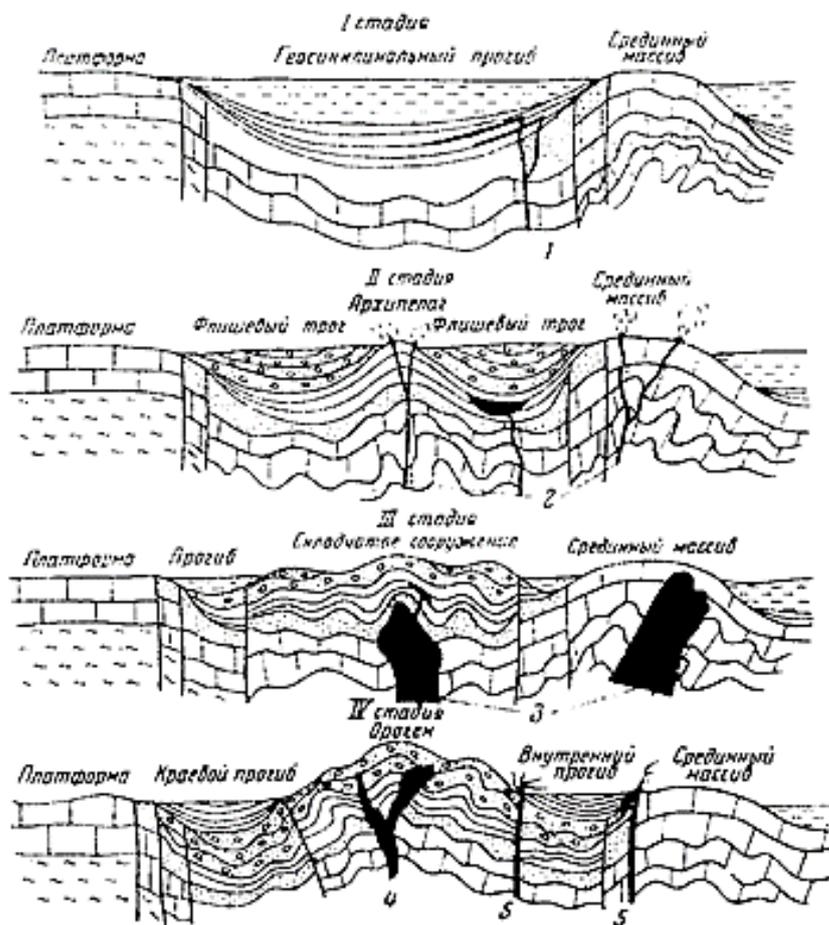
На *первой стадии* развития геосинклинальной области наиболее интенсивно прогибается центральная зона. Затем прогибание распространяется вширь, захватывая и краевые части области. В прогибы проникают моря, в которых образуются разнообразные по составу породы.

В глубоких (сотни метров) прогибах, ограниченных сбросами, при участии мутьевых потоков и придонных течений накапливаются специфические для этой стадии развития геосинклинальной области осадки – флиши, представляющие собой выдержанное тонкое чередование песчаников, глин (аргиллитов) и мергелей. В менее глубоких прогибах, обычно расположенных в краевых частях геосинклинальной области, накапливаются карбонатные осадки.

Разломы порождают и активизируют магматические процессы. Из верхней мантии, куда проникают разломы, поднимаются магмы основного и ультраосновного состава. В прогибах происходят подводные излияния, преимущественно типа трещинных, а также и внедрение интрузий.

В зонах наибольшего проявления магматизма возникают цепи вулканических гор. По мере развития области изливающаяся лава основного состава

становится несколько более кислой. Накапливаются также пирокластические (вулканогенно-обломочные) породы. Общая мощность осадочно-вулканических толщ, возникающих в эту стадию развития земной коры, нередко достигает нескольких тысяч метров.



1 – пластовые тела основных интрузий; 2 – вулканы извергающие лаву основного состава; 3 – интрузии основных, средних и кислых пород; 4 – малые интрузии основных и кислых пород; 5 – вулканы, связанные с разломами

Рисунок 3.3 – Схема развития геосинклиналей (по М.М. Жукову)

Скорость прогибания вначале очень высокая, по мере развития геосинклинальной области снижается, но площадь, охваченная прогибанием, расширяется, что ведет к разрастанию трансгрессии не только в пределах самой геосинклинальной системы, но и в прилегающих областях. Рельеф на этой стадии довольно низкий – относительно плоские острова разделяют морские впадины.

Таким образом, наиболее характерными чертами I стадии развития геосинклиналей являются: общее погружение, накопление мощных толщ осадочных горных пород, преобладание эффузивного магматизма над

интрузивным. Длительность этой стадии весьма значительная – нередко более одной геологической эры.

Вторая стадия называемая стадией инверсии, начинается с того момента, когда в прогибах накапливается значительная толща пород, общей мощностью 8 – 15 км. С этого времени тенденция к погружению области сменяется ее постепенным воздыманием. При этом общий волнообразный колебательный характер движения земной коры сохраняется. Поднятия первоначально зарождаются в осевых частях центральных прогибов, затем они распространяются в стороны и охватывают всю геосинклинальную область, которая как бы выгибается, причем более всего в центральной части. Происходит так называемая инверсия – обращение геосинклинали в геоантиклиналь.

Следует сказать, что, как в предыдущей стадии погружения, скорость воздымания отдельных зон, блоков крайне непостоянна в различных частях геосинклинальной области и может изменяться в ходе инверсии. Разная скорость движения отдельных блоков способствует продолжающемуся функционированию разломов, по которым продолжает поступать магма. Однако в эту стадию эффузивный магматизм сменяется преимущественным внедрением интрузий сначала гипабиссальных, затем абиссальных. С течением процесса изменяется и состав магмы – она становится все более кислой.

Общее поднятие геосинклинальной системы растягивается на длительное время. Рельеф вначале сохраняет островной характер и остается низким, так как процессы денудации проявляются с такой же энергией, как и формирование складчатых структур.

В прогибах, где сохраняются моря, накапливаются в основном тонко-обломочные осадки, при диагенезе которых образуются глины, алевролитовые песчаники (в морских или лагунных условиях). Эти отложения в зависимости от климата могут быть угленосными (влажный климат) или соленосными (сухой климат).

Одновременно с поднятием толщи горных пород, накопившиеся в предыдущую стадию в прогибах, подвергаются деформации. Они сминаются в складки и разрываются тектоническими нарушениями. И хотя по своим конкретным признакам структуры, возникающие в пределах каждой геосинклинали, уникальны, общим является повсеместное развитие складок, преимущественно линейного типа (от мельчайших до огромных лежащих складок с амплитудой в многие километры), и образование надвиговых разрывов, также различного масштаба, вдоль крупнейших из которых пологодвигавшиеся пластины многокилометровой протяженности перемещены на значительные расстояния. Одновременно с образованием складок и размывных нарушений происходят процессы метаморфизма и магматизма.

Более глубокие уровни бассейна, обычно включающие участки ранее существовавшей коры, на которой закладывался бассейн, становятся ареной проявления интенсивного метаморфизма, вплоть до ультраметаморфизма и гранитизации пород. На верхних горизонтах и в краевых частях бассейнов метаморфизм проявлен менее интенсивно или не выражен совершенно. На самых нижних уровнях возникают крупные очаги гранитной магмы, имеющей тенденцию к подъему в вышележащий складчатый покров.

Длительность стадии по сравнению с геосинклинальной невелика. Протекает она, по-видимому, не плавно, а в несколько приемов, называемых фазами складчатости, которые разделяются периодами относительного спокойствия.

Третья заключительная **стадия** геосинклинального развития, получила название орогенной (горообразующей). Она начинается с общего воздымания области, которая вследствие этого почти полностью становится сушей. В интенсивное движение вверх вовлекаются соседние с геосинклинальной областью стабильные участки земной коры. Изменяется характер движения земной коры. Из волнообразно-колебательного он становится блоковым: отдельные, достаточно жесткие глыбы, движутся по относительно вертикальным разломам. Такой тип движения в геологии получил название глыбовой тектоники.

На этой стадии происходит новая активизация эффузивного вулканизма и сейсмических явлений. Магматизм приобретает в основном характер вулканизма центрального типа. Влияние глубинных разломов оказывается в цепочном расположении вулканов и нередко одновременном возобновлении извержений. Изменяется и состав лав: они представлены лавами среднего (андезитового) и кислого состава (липариты, кварцевые порфиры).

Геосинклинальная область на данном этапе своего развития превращается в высокогорную страну. С поднятием возрастает роль экзогенных процессов, особенно эрозии, и речные потоки разрезают, распиливают поднимающуюся область на горные хребты. Широкое распространение получают гигантские по своим масштабам оползневые деформации горных склонов, крайне усложняющие условия залегания пород, участвующих в этих деформациях.

Продукты денудации горноскладчатого сооружения частично накапливаются в межгорных депрессиях, но в основном выносятся за пределы горноскладчатого сооружения. Во впадинах и прогибах, преимущественно в континентальных условиях, накапливаются обломочные породы – конгломераты, галечники, прослойки песчаников, песков, песчаных глин. Мощность этих отложений может достигать 8 – 10 км и более.

Затем, по мере замедления вертикального движения, горные хребты постепенно снижаются. Явления денудации разрушают горную страну,

превращая ее из высокогорной в низкогорную и, наконец, – в холмисторавнинную складчатую страну. В конце концов горноскладчатое сооружение срезается до «корней». На поверхности Земли оказываются выведенными комплексы пород, образовавшиеся в глубоких зонах метаморфизма (кристаллические сланцы), ультраметаморфизма (мигматиты) и гранитизации.

Таким образом, в результате развития геосинклинальной области происходит формирование мощных осадочных и вулканических толщ, их складчатость и метаморфизм. В них внедряется целый комплекс интрузий изверженных пород от основных до гранитов.

С различными стадиями развития геосинклинальной области связано формирование магматогенных месторождений полезных ископаемых. С основными и ультраосновными магматическими извержениями связано формирование месторождений хромитовых, платиновых и титаномагнетитовых руд. В процессе извержения кислых магм инверсионной стадии, осложненных региональным и контактовым метаморфизмом, формируются разнообразные скарновые (контактово-метасоматические), грейзеновые и гидротермальные месторождения медных, вольфрамовых, молибденовых, оловянных, сурьмяно-ртутных, золотых и урановых руд.

Если развитие геосинклинальной области происходило с самого начала на основании, состоящем из океанической коры, в итоге этого развития происходит существенное преобразование коры. Формируется достаточно протяженный и мощный комплекс гранитно-метаморфических пород, которые и составляют верхний слой материков земной коры. Иначе говоря, в ходе геосинклинального процесса происходит возникновение материковой земной коры на месте океанической. Если геосинклинальные системы прогибов были заложены на материковой земной коре за счет разламывания и раздвигания блоков гранитно-метаморфического слоя, то в ходе геосинклинального развития происходило утолщение этого слоя. В отдельных участках земной коры геосинклинальное развитие происходило 2 – 3 раза или, как говорят, имело 2 – 3 цикла.

Для геосинклинальных областей характерны полная (линейная) складчатость развития напряженных деформаций, возникновение сланцеватости, кливажа течения, различных форм динамометаморфизма, а также глубинные разломы и разрывные нарушения (шарьяжи, сдвиги).

Строение геосинклинальных областей. Основными структурными элементами складчатых областей являются антиклинории и синклинории, которые группируются соответственно в антиклинорные и синклинорные зоны. Крупные складчатые сооружения антиклинальной формы внутри складчатой области, состоящие из антиклинориев и синклинориев, образуют

мегантиклинории (Урал, Большой Кавказ), синклинальной формы – мегасинклинории (греч. «мега» – большой).

Во внутренних частях геосинклинальных областей выделяются устойчивые жесткие массивы более древнего периода формирования, которые сохранились без изменения при последующей складчатости. Они называются срединными массивами. В их пределах разрез геосинклинальных формаций сокращенный или заменен слабодислоцированными платформенными образованиями. На заключительных этапах развития геосинклиналей срединные массивы поднимаются на одних участках, опускаются на других, образуя при этом поднятия или межгорные впадины.

Эпохи тектогенеза. Этапы интенсивного тектонического развития, заканчивающиеся образованием горноскладчатых сооружений, в результате чего определенные блоки земной коры из геосинклинального режима переходят в платформенный, получили название эпох тектогенеза или эпох складкообразования. В истории развития земной коры выделяют 10 эпох тектогенеза: саамскую, беломорскую, карельскую, сатпурскую (закончились к началу позднего протерозоя), байкальскую (от середины протерозоя до начала кембрия), каледонскую (от позднего протерозоя до силура – девона), герцинскую (с ордовика – девона до позднего триаса), мезозойскую (с конца палеозоя до позднего мела), альпийскую и тихоокеанскую (с перми до наших дней). Последние две эпохи иногда объединяют в одну – юноальпийскую.

3.4.2. Платформы, их развитие и строение

Особенности платформ. Участок земной коры, прошедший три стадии геосинклинального развития, теряет способность к интенсивным прогибаниям, поднятиям и горообразовательным процессам. Он становится как бы жесткой монолитной глыбой – платформой.

Главной особенностью платформ является их двухъярусное строение (рисунок 3.4). Нижний структурный ярус (этаж), называемый фундаментом, представляет собой эродированное складчатое сооружение, возникшее в доплатформенный (геосинклинальный) этап развития данного района. Он сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными горными породами с многочисленными разрывными нарушениями в них. Верхний структурный этаж, называемый платформенным чехлом, сложен полого залегающими и почти не дислоцированными осадочными или эффузивными породами. Он формируется уже в платформенный этап развития данного региона.

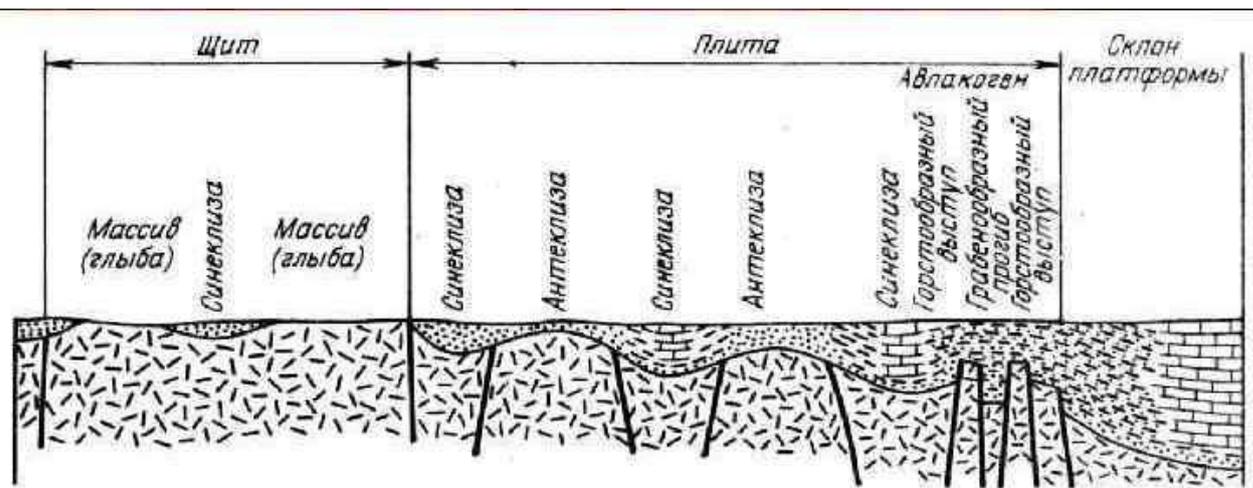


Рисунок 3.4 – Основные структурные элементы платформ

По возрасту фундамента платформы делятся на древние и молодые. К древним относятся платформы, фундамент которых сформировался в докембрийское время. По предложению Н.С. Шатского, платформы принято называть по возрасту их фундамента с приставкой «эпи» (греч. «эпи» – после, над). Тогда древние платформы следует называть эипротерозойскими. К молодым платформам относят те, фундамент которых сформировался в ту или иную эпоху складчатости палеозоя или мезозоя (эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские и др.).

Для платформ характерны следующие общие черты:

- относительно медленные и слабо контрастные колебательные движения земной коры, с которыми связаны морские трансгрессии и регрессии;
- сравнительно небольшая мощность пород осадочного чехла, обычно не превышающая 2 – 4 км (в районе Ленинграда около 200 м, Москвы – 1600 м);
- достаточно однообразный состав осадочных пород – карбонатные и песчано-глинистые морские отложения, континентальные красноцветные песчано-глинистые, соленосные и гипсоносные породы;
- горизонтальное или почти горизонтальное залегание осадочной толщи, осложненное прерывистой складчатостью;
- сравнительно слабое проявление магматизма; эффузивный и интрузивный магматизм проявлялся лишь на некоторых подвижных платформах вдоль глубинных разломов, пересекающих фундамент и чехол (например, траппы – трещинные излияния основного и ультраосновного состава, интрузии ультраосновного – щелочного состава);
- отсутствие проявлений регионального метаморфизма, относительно ограниченные проявления контактового метаморфизма;
- низкий геотермический градиент.

В развитии платформ в каждом тектоническом цикле выделяются два этапа. В *первый* этап происходит прогибание платформы, начинается

трансгрессия моря, более поздняя, чем в соседних геосинклиналях, и накопление морских осадков. Происходит дальнейшее дробление фундамента разрывами и перемещением его отдельных глыб, приводящее к формированию прерывистых складок и пониженных участков. Далее на *втором* этапе начинается поднятие суши и регрессия моря. В заливах и лагунах формируются угленосные или соленосные отложения. Платформа испытывает общее поднятие, почти полное осушение, завершается формирование различных платформенных складок.

Строение платформенных областей. По характеру залегания фундамента и строению осадочного чехла в пределах платформ выделяют структурные элементы различных порядков. Фундамент платформы может выходить на поверхность, подходить близко к ней или залегать на большой глубине. Соответственно осадочный чехол может иметь различную мощность или полностью отсутствовать.

На древних платформах выступы докембрийского фундамента на поверхности, занимающие значительные площади и характеризующиеся длительным воздыманием, называются *щитами* (Балтийский, Украинский, Алданский, Анабарский). Они обладают большой устойчивостью и обычно не имеют осадочного покрова.

Узкие, протяженные (до 200 км) и достаточно глубокие тектонические рвы, заложенные над глубинными разломами, называются *авлакогенами* (греч. «авлакан» – борозда). Они выполнены осадочными породами, относящимися к переходному комплексу (между фундаментом и собственно осадочным чехлом). Эти толщи сложены красно цветными песчаниками, алевролитами, конгломератами, карбонатными и вулканогенными породами.

Опущенные участки платформы, перекрытые осадочным чехлом различной мощности, называются *плитами* (Русская, Туранская и др.). В пределах плит выделяются по уровню залегания фундамента антеклизы и синеклизы.

Антеклизы – поднятия, соответствующие областям относительно неглубокого залегания фундамента, перекрытые маломощным осадочным чехлом и имеющие антиклинальную форму изгиба поверхности (Воронежская). *Синеклизы* – впадины, соответствующие областям глубокого залегания фундамента, заполненные мощной толщей осадочных пород и имеющие синклинальную форму изгиба поверхности (Московская, Тунгусская). Для синеклиз характерны большие размеры, изометричные очертания, пологое падение крыльев.

В пределах выделенных выше структурных элементов установлены структуры более высокого порядка. Так, склоны антеклиз и синеклиз обычно осложнены *валами* (пологими поднятиями) и *флексурами* – изгибами складок,

отражающими глубинные разломы (Жигулевская флексура). Еще более мелкими структурными элементами являются *локальные поднятия* и *соляные купола*, осложняющие синеклизы, антеклизы и валы.

Взаимоотношение платформенных и геосинклинальных областей обычно выражается тремя тектоническими формами: краевыми *швами*, краевыми *прогибами* и реже – *вулканическими поясами*. Тип пограничной структуры зависит от особенности процесса превращения геосинклинальной зоны в складчатую область.

Краевой шов располагается на границе геосинклинальной зоны и щита платформы. Он представляет собой узкую зону глубинных разломов. Вулканические пояса закладываются на краевых частях молодой платформы и окаймляющей ее геосинклинали, находящейся в начальной стадии развития. Краевой прогиб возникает при соприкосновении погруженного участка платформы с геосинклинальной системой. Известны альпийские (Предкарпатский, Предкавказский), мезозойские (Предверхоанский) и герцинские (Предуральский и др.) краевые прогибы.

3.4.3. Области эпиплатформенного орогенеза

Как отмечено выше, для платформенных областей в целом характерен равнинный рельеф. Однако в некоторых участках платформ в действительности наблюдаются настоящие горные страны.

Процессы формирования горного рельефа на платформах получили наименование *эпиплатформенного орогенеза*. Сущность его заключается в том, что по разломам, возникшим в теле платформы, отдельные блоки поднимаются на значительную (3000 – 8000 м) высоту. Между поднимающимися блоками возникают депрессии, впадины. В результате на участках эпиплатформенного орогенеза так же, как и в заключительной стадии развития геосинклинальных областей, резко усиливаются экзогенные процессы. Эрозия речных потоков расчленяет поднимающиеся блоки на систему хребтов, в образующиеся депрессии сносится обломочный материал.

Области эпиплатформенного орогенеза имеют своеобразную историю развития. Так, Северный Тянь-Шань после каледонской, а Южный Тянь-Шань после герцинской складчатости фактически превратились в платформу. В течение конца палеозоя, всего мезозоя, начала палеогена Тянь-Шань развивался как типичная платформа: горы были эродированы, и на их месте образовалась всхолмленная равнина (типа Центрального Казахстана). С конца палеогена, в неогене и четвертичном периоде молодая платформа испытала значительную активизацию. Появились разломы, по которым происходили интенсивные перемещения блоков земной коры сводово-глыбового характера с амплитудой 3 – 3,5 км. Усилился размах и контрастность колебательных тектонических

движений. Общий размах вертикальных движений составил 9 – 10 км. По пересекающему Тянь-Шань Талассо-Ферганскому разлому произошло сдвиговое смещение с амплитудой в несколько километров. На месте платформ возник высокогорный рельеф современного Тянь-Шаня. Процесс этот, судя по высокой сейсмичности, продолжается и в настоящее время. Аналогичным образом проявилась и тектоно-магматическая активизация Алтая.

РАЗДЕЛ 4 ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ

4.1. Гравитационное поле Земли

Все тела и предметы, находящиеся на поверхности Земли, испытывают ее притяжение. Пространство, в пределах которого проявляются силы притяжения Земли, называется полем силы тяжести, или **гравитационным полем**.

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

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

4.1.1. Гравитационные аномалии

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

Обычно гравитационное поле Земли представляют как сумму нормального и аномального (планетарного) поля. Нормальная часть поля соответствует схематизированной модели Земли в виде эллипсоида вращения (нормальная Земля), она согласуется с нормальной. Поверхность нормальной Земли считают уровенной, т.е. потенциал силы тяжести во всех ее точках имеет одинаковое значение; сила тяжести направлена к ней по нормали и изменяется по простому закону. **Аномалии силы тяжести** являются следствием **различий** в строении реальной и идеальной Земли.

Характерная особенность гравитационного поля Земли – его сравнительное постоянство на определенных интервалах времени. При различных геотектонических процессах, приводящих к перемещению масс и частичной перестройке структуры Земли, изменяется и гравитационное поле. При этом по характеру направления и величине изменений элементов поля можно судить об особенностях тектонических процессов и их результатах. Гравитационное поле Земли различается по средним уровням напряженности (величине и направлению силы тяжести), а также по интенсивности, градиентам, площадям и очертаниям аномалий в плане и вертикальном разрезе. **Аномальное поле** образовано суммой аномальных полей, связанных с различными геологическими факторами: плотностью неоднородностей глубоких горизонтов Земли, глубиной залегания и строения консолидированной земной коры, мощностью и особенностью строения осадочного чехла.

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

4.1.2. Закономерности распределения характеристик гравитационного поля

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

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

Подобная спокойная картина гравитационного поля нарушается лишь в областях, испытавших сравнительно недавние поднятия (южная часть Индии,

область поднятий в Африке). Большинство таких областей характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями (резким минимумом силы тяжести).

Гравитационное поле горно-складчатых областей отличается большой неоднородностью и сложностью строения, зависящими от возраста (этапа геосинклинального развития). Среди этих областей можно выделить два основных типа: 1) молодые (альпийские) горные сооружения – Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ и др.; 2) горные хребты, сформированные на палеозойском или более древнем складчатом фундаменте (активизированные горы) – Урал, Алтай, Саяны, Тянь-Шань и др. Высокогорные районы первого типа характеризуются расчлененным рельефом поверхности Мохоровичича с колебаниями мощности земной коры от 20 до 60 км и с преобладанием «базальтового слоя» (в глубоких депрессиях «гранитный слой» иногда совсем отсутствует). В среднем, «базальтовый слой» составляет 50 – 60% общей мощности коры. Мощность земной коры в горноскладчатых областях второго типа – до 60-70 км, причем явно преобладает «гранитный слой» (на долю «базальтового слоя» приходится 40 % и менее общей мощности коры. Во многих областях 2-го типа гравитационные аномалии отрицательные, тогда как в областях 1-го типа положительные.

Особое положение занимает прибрежная зона Тихого океана (островные дуги – Индонезия, Япония, Курильские острова и др.), характеризующаяся аномалиями силы тяжести. Полосы очень сильных отрицательных гравитационных аномалий приурочены к глубоководным желобам, расположенным вдоль обращенной к океану периферии островных дуг. Самим островным дугам и внутренним морям, отделяющим их от материка, соответствуют положительные аномалии. Глубина залегания масс, вызывающих эти аномалии, как правило, не превышает 50 км.

В океанах гравитационное поле спокойно и меняется более плавно, чем на материках. Заслуживает большого внимания поле силы тяжести вулканических островов (Гавайских в Тихом океане, о. Вознесения в Атлантическом и др.). Эти острова характеризуются громадными положительными аномалиями. Однако после введения поправки Буге аномалии становятся близкими к нулю.

Влияние геологических факторов на проявление аномалий **последовательно убывает** от более глубинных к поверхностным структурам. Неоднородность внутреннего строения мантии и особенности рельефа раздела Мохоровичича вызывают аномалии с амплитудой до 1000 мгал. Наиболее существенные неоднородности внутреннего строения консолидированной коры (гранитного и базальтового слоев) обуславливают амплитуды аномалий в 100 мгал, наиболее резкие колебания рельефа фундамента сопровождаются

аномалиями в десятки миллигал, а особенности строения осадочного чехла вызывают аномалии интенсивностью в единицы – первые десятки миллигал.

Особенности строения и состава отложений осадочного чехла проявляются в региональных и локальных аномалиях. В горизонтальном направлении гравитационное поле изменяется постепенно, поскольку связано с постепенным литологическим изменением пород в пределах региона. Более резко отражаются на гравитационном поле замещения галитом карбонатных или сульфатно-карбонатных пород, а также существенные колебания мощности соленосных отложений. Интенсивные отрицательные аномалии проявляются в областях развития солянокупольных структур (например, Северо-Каспийская синеклиза).

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

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

4.2. Магнитное поле Земли

4.2.1. Природа, строение и характеристики магнитного поля Земли

Земной магнетизм – это свойство Земли (как космического тела), обуславливающее существование вокруг земного шара и внутри него магнитного поля. По данным космических измерений, на больших расстояниях магнитное поле Земли (магнитосфера) простирается за пределы планеты на несколько земных радиусов, причем на освещенной Солнцем стороне Земли оно значительно сжато (рисунок 4.1). На расстоянии 10 земных радиусов близ линии, соединяющей Солнце и Землю, регулярное магнитное поле Земли переходит в нерегулярное, или хаотическое. Граница между регулярным и хаотическим полем называется магнитопаузой. Она, по-видимому, стабильна

относительно потока солнечного ветра. Хаотическое поле представляет собой переходную область между магнитопаузой и невозмущенным межпланетным полем, расположенным на расстоянии около 14 земных радиусов (также близ линии Солнце-Земля). Напряженность магнитного поля Земли изменяется обратно пропорционально кубу расстояния.

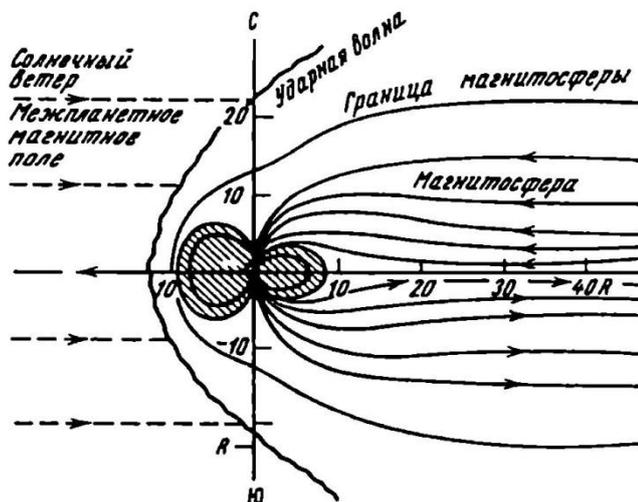


Рисунок 4.1 – Строение магнитного поля Земли (штриховкой показаны радиационные пояса)

Замкнутый (от одного полюса к другому) характер силовых линий дипольного геомагнитного поля приводит к образованию системы магнитных ловушек для заряженных частиц, возникших в верхних частях атмосферы под воздействием Солнца. Таким образом возникли окружающие Землю пояса космической радиации, или зоны Ван Аллена, заполненные ионами атмосферных газов и элементарными частицами.

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

Неустойчивое положение магнитных полюсов определяется влиянием неоднородного, быстро меняющегося недипольного поля: на магнитных полюсах недипольная горизонтальная составляющая полностью уничтожает горизонтальную составляющую дипольного поля. Точки на поверхности Земли, на которые направлен диполь, называются геомагнитными полюсами. Современные координаты северного геомагнитного полюса – $78,5^\circ$ северной широты и 69° западной долготы. Его положение не изменилось за период, для которого имеются измерения, тогда как положение магнитного полюса менялось относительно быстро, соответственно с изменениями недипольной составляющей. Поэтому в настоящее время широким признанием пользуется теория происхождения земного магнетизма, предложенная Эльзассером-Френкелем (1956 г.), согласно которой жидкое ядро во вращающейся Земле действует как самовозбуждающаяся динамомашинa. Согласно этой теории, ось вращения Земли и средняя ось магнитного поля Земли должны совпадать, т.е. смещение во времени геомагнитных полюсов происходит одновременно со смещением географических полюсов – вывод чрезвычайно важный для геологии.

Изучение остаточного магнетизма (палеомагнетизма) показало, что положение магнитных и близких к ним географических полюсов на протяжении геологической истории Земли менялось весьма существенно, что полностью согласуется с палеогеографическими и палеоклиматическими данными. Кроме того, изучение палеомагнетизма, («ископаемой» намагниченности пород) показало, что в течение геологической истории происходили инверсии (обращение магнитного поля из положительного в отрицательное и обратно) и перемещение магнитных полюсов. Наиболее изучены последние инверсии, так современной положительной эпохе, начавшийся 0,7 млн лет тому назад, предшествовала отрицательная эпоха длительностью 1,7 млн лет, сменившая положительную эпоху (0,9 млн лет) и более раннюю отрицательную (1,2 млн лет).

4.2.2. Основные характеристики геомагнитного поля Земли

Основные характеристики геомагнитного поля его склонение, наклонение и напряженность. **Склонение** – угол отклонения магнитной стрелки от географического меридиана данного места. Склонение может быть восточным и западным, причем величина его меняется в разных районах. Линии, соединяющие на картах точки с одинаковым склонением, называются **изогонами**. **Наклонение** – угол наклона магнитной стрелки к горизонту. В северном полушарии вниз опущен северный конец стрелки, в южном – южный. Линии, соединяющие точки одинакового наклонения, называются **изоклинами**. Изоклина, на которой наклонение равно нулю, называется **магнитным**

экватором. Магнитный экватор пересекает географический экватор на 169° восточной долготы и на 23° западной долготы и отступает от него к югу в западном полушарии и к северу – в восточном. По направлению к северу и к югу наклонение увеличивается и достигает 90° в точках, называемых **магнитными полюсами.** В магнитных полюсах сходятся и все изогоны. Кроме склонения и наклонения, магнитное поле Земли характеризуется напряженностью, различной в разных участках и меняющейся во времени. Линии, соединяющие точки равной напряженности, называются **изодинамами.**

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

Структура магнитного поля изучается путём построения карт равных значений магнитного склонения, магнитного наклонения и магнитной напряжённости.

4.2.3. Магнитное поле структурных элементов земной коры и его аномалии

Отклонения наблюдаемого распределения элементов земного магнетизма от среднего для данной местности называются **магнитными аномалиями.** По размерам аномалии делятся на региональные и местные. Региональные аномалии распространяются на огромные регионы, и действительные причины их возникновения не выяснены. Местные аномалии распространяются на области от нескольких квадратных метров до нескольких десятков тысяч квадратных километров и вызываются обычно залежами магнитных пород и руд. Принято считать, что магнитное поле, наблюдаемое в какой-либо точке Земли H_T , является суммой поля однородной намагниченности Земли (H_0 – поле земного диполя), мировых или материковых H_M , региональных H_A и локальных H_B аномалий, а также дополнительного поля H_e , связанного с внешними причинами. Источники поля H_0 находятся на границе ядра. Очевидно, с глубинными факторами связано и поле H_M , поэтому сумму $H_0 + H_M$ принимают за нормальное поле Земли. Аномалии H_A и H_B связаны с

особенностями размещения в литосфере горных пород, различающихся по своим магнитным свойствам.

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

Магнитное поле океанов характеризуется правильной, гармоничной, волокнистой упорядоченной структурой. При этом магнитное поле срединных океанических хребтов удивительно близко по структуре в различных океанах земного шара. Эти поля однородны по интенсивности, а ориентировка аномалий выдерживается прямолинейной на больших расстояниях. Дну океанов присущи полосовые магнитные аномалии (рисунок 4.2). Они вытянуты линейно на сотни километров параллельно срединно-океаническим хребтам. На магнитных профилях наблюдается постепенное повышение интенсивности аномалии при приближении к осевой линии хребтов. От гребня к склонам магнитные аномалии быстро ослабевают. Английские геофизики Ф. Вайн и Д. Мэтьюз (1963 г.) выявили, что аномалии равной интенсивности, формы и ширины располагаются симметрично по отношению к центральной полосе, соответствующей рифтовой долине. Общая ширина чередующихся положительных и отрицательных полос составляет около 35 км.

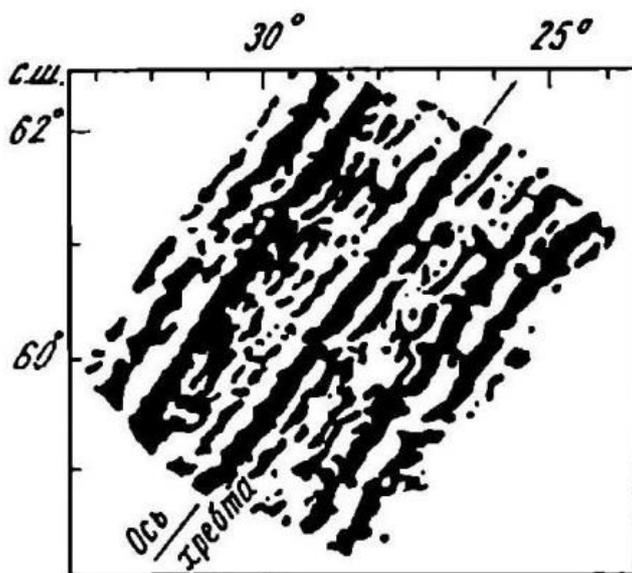


Рисунок 4.2 – Полосовые магнитные аномалии над рифтом Срединно-Атлантического хребта

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

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

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

Изучение аномального магнитного поля, получаемого в результате аэро-, гидромагнитных и наземных съемок, в настоящее время широко используется для исследования строения земной коры, а также поисков и разведки различных полезных ископаемых.

4.3. Тепловое поле Земли

4.3.1. Природа теплового поля Земли

Тепловой режим Земли определяется двумя источниками: теплом, получаемым от Солнца, и собственно теплом планеты, достигающим

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

Лучистая энергия Солнца, получаемая земной поверхностью, составляет 8,4 Дж/(см²·мин). На планету Земля в год попадает примерно $5,44 \cdot 10^{24}$ Дж лучистой энергии, при этом 55 % ее поглощается атмосферой, растительным покровом и почвой и после ряда превращений аккумулируется земными растениями. Остальное количество энергии отражается в мировое пространство. Таким образом, влияние Солнца на обогрев внутренних частей планеты ничтожно. Прогрев солнечными лучами за год распространяется в глубь Земли на 8 – 30 м. Ниже этой границы располагается пояс постоянной температуры, соответствующий годовой температуре данной местности.

Однако, тепловая энергия солнечной радиации приводит в движение воздушные массы атмосферы и обуславливает круговорот воды на поверхности Земли, что приводит к атмогидрообороту, который является инструментом экзогенных геологических процессов.

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

Из других источников тепла Земли следует упомянуть гравитационную дифференциацию и приливное трение. По оценке В.В. Белоусова, первый источник может дать столько тепла, сколько дает радиоактивный распад элементов. По-видимому, значительная часть этого тепла рассеивалась в

пространстве, особенно в начале формирования планеты. Приливное трение может выработать количество тепла, равное примерно 20 % радиогенного.

4.3.2. Строение теплового поля

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

В значительной мере количество тепла, получаемое и отдаваемое поверхностью Земли, зависит от ряда факторов: неравномерного распределения суши и воды, рельефа земной поверхности, развития растительного покрова, воздушных и океанических течений и пр.

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

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

Пояс постоянной температуры в разных местах располагается на различной глубине. В Париже, например, пояс постоянной температуры располагается на глубине 28 м (11,83 °С), а в Москве – на глубине 20,0 м (4,2 °С).

Ниже пояса постоянной температуры следует **зона термин**, которой свойственно тепло, генерируемое самой Землей. В зоне **геотермии** температура повышается с глубиной. Нарастание температуры с глубиной неодинаково в различных точках земной поверхности. В областях ныне действующих или недавно потухших вулканов нарастание температуры идет очень быстро: при погружении на глубину 0,7 – 4,5 м температура повышается на 1 °С. В областях, удаленных от вулканических проявлений, она нарастает значительно медленнее, но опять не всюду одинаково. В районах более молодой складчатости температура на определенной глубине выше, чем в областях

более древней складчатости. Так, в глубокой (1630 м) скважине в Москве температура составляет 41 °С, близ Ташкента (в области, где земная кора более подвижна) на глубине 900 м температура 55 °С, в Альпах (область молодых гор) при проходке Симплонского тоннеля на абсолютной отметке 668 м температура достигала 56 °С. Достоверными данными о температурах мы располагаем до глубины 7136 м: в США на этой глубине была зафиксирована температура в 244 °С.

Если среднегодовая температура ниже 0 °С, то и температура пояса будет отрицательной. В этом случае атмосферные осадки, просачиваясь в толщи горных пород, превращаются в лед. В этих условиях и образуется многолетняя мерзлота. Многолетнемерзлыми называются также горные породы, которые залегают на некоторой глубине от поверхности, находятся в течение десятков тысячелетий при отрицательной температуре и содержат воду в твердой фазе. Верхний слой, называемый деятельным, оттаивает только в летнее время на глубину от нескольких сантиметров до 3,5 м. Далее залегают толща мерзлотных пород, а ниже – талые горные породы. Многолетняя мерзлота широко развита на поверхности Земли и занимает около 25 % ее площади. Область развития многолетнемерзлых пород делят на следующие зоны: сплошной мерзлоты (температура от -2 до -11 °С, мощность мерзлого слоя на севере более 700 м, на юге 60 – 120 м); таликовой мерзлоты (температура от 0 до -5 °С, мощность от 10 до 150 м); островной мерзлоты (площадь мерзлотных пород в зоне менее 50%).

4.3.3. Тепловой режим земной коры

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

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

- условиями залегания горных пород: геотермическая ступень максимальна при горизонтальном залегании и минимальна при вертикальном;

- температурой и условиями циркуляции подземных вод: горячие термы, поднимающиеся с больших глубин, резко уменьшают геотермическую ступень;
- рельефом местности: с повышением пересеченности рельефа геотермическая ступень возрастает;
- удаленностью от океанов и морей: при прочих равных условиях геотермическая ступень ниже на побережье в связи с охлаждающим воздействием водных бассейнов;
- геохимическими условиями: в областях распространения геологических тел (нефтяные, газовые и угольные месторождения), где интенсивно идут окислительные экзотермические реакции, геотермическая ступень имеет пониженное значение;
- вулканической деятельностью: в областях недавней вулканической деятельности, благодаря влиянию неглубоко расположенных вулканических очагов, геотермическая ступень имеет низкую величину (например, 1,5 м в районе Пятигорска).

Значение плотности теплового потока для всей земной коры принимается равным $6,03 \cdot 10^{-6}$ Дж/(см²·с) при колебаниях от 0 до 58 Дж/(см²·с). Колебания коррелируются с современными эндогенными зонами, а также со степенью выраженности астеносферы. В целом, тепловые потоки, фиксируемые на материках и океанах, близки между собой. Однако на отдельных участках структурных элементов 1-го порядка устанавливаются аномалии теплового потока – величины, существенно отклоняющиеся от средних значений потока для данного региона.

На материках, в пределах древних кристаллических щитов, где астеносфера отсутствует или выражена слабо, средняя плотность теплового потока 3,76 Дж/(см²·с), а на плитах – 4,60. В зонах слабого орогенеза, на месте палеозойских геосинклиналей (Урал, Алтай) интенсивность потока поднимается до 6,27, а в областях тектонической активизации, где астеносфера выражена хорошо, – до 7,52. Еще выше интенсивность потока в рифтовых зонах – около 8,36. Самые высокие тепловые потоки на материках (около 15,0) наблюдаются в областях современного вулканизма, где астеносфера поднимается вплоть до подошвы земной коры.

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

В океанах устанавливается тесная связь высоких тепловых потоков со срединными хребтами. Отмечаются участки с величиной потока более 30

причем средние значения не превышают 8,4. С удалением от гребня срединного хребта тепловой поток быстро снижается до 4,6 – 4,8. График тепловых потоков приближенно повторяет рельеф дна океана.

4.3.4. Температура в недрах Земли

О температурных условиях недр Земли известно крайне мало. Основные сведения о температурном режиме получены на основе непосредственных геотермических измерений в горных выработках и скважинах, данных о генерации тепла главными типами горных пород, температурах изливающихся лав и электропроводности.

Например, непосредственные измерения температуры кристаллических горных пород, проведенные в Кольской сверхглубокой скважине, дали следующие значения (°С): на глубине 7 км – 120; 10 км – 180; 12 км – более 200 °С. В скважине «Берта Роджерс» (США), пробуренной в осадочной оболочке, на глубине 9,5 км температура достигла 243 °С. Считают, что геотермическая ступень сохраняется до глубины 20 км.

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

4.3.5. Практическое использование тепла Земли

Развитие отечественного и мирового хозяйства базируется на быстро растущем потреблении топливно-энергетических ресурсов. Энергопотребление в XX веке возросло в 8,5 раз. В этих условиях тепловая энергия недр становится конкурентоспособной с традиционными источниками энергии (уголь, нефть, газ, ядерное топливо).

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

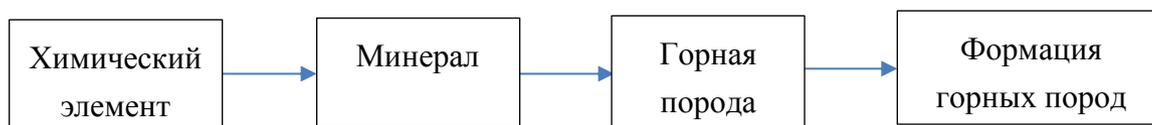
Изучение теплового поля Земли необходимо и для прогнозирования условий подземной разработки угольных и рудных месторождений. Уже в настоящее время добыча полезных ископаемых ведется на глубинах 1500 – 4000 м, намечается тенденция дальнейшего повышения глубины разработки. В этой связи актуальной становится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

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

РАЗДЕЛ 5 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора образована различными по составу и происхождению горными породами. Горные породы представляет собой естественную парагенетическую ассоциацию минералов. Последние в свою очередь являются химическими элементами или их природными соединениями.

Следовательно, вещество земной коры в порядке усложнения степени его организаций образует такой последовательный ряд.



По данным современной **геохимии**, из известных ныне 105 элементов в земной коре установлено 93 химических элемента, в космосе 97. Большинство химических элементов являются сложными, то есть имеют несколько изотопов. Наибольшее число стабильных изотопов имеют: олово – 10 изотопов, ксенон – 9, железо и сера – по 4, хлор и кислород – по 3. Лишь 22 химических элемента (натрий, фтор, фосфор, марганец, золото и другие) не имеют изотопов и называются **простыми**.

5.1. Распространенность химических элементов в земной коре

Проблема распространенности химических элементов в земной коре принадлежит к числу основных и наиболее важных в геохимии. Дело в том, что среднее содержание химического элемента в технически доступных частях Земли относится к числу важнейших факторов, определяющих его ценность.

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

Ф. Кларком и Г. Вашингтоном были проведены обширные исследования, на основании которых был рассчитан средний состав магматических пород. Основой для таких расчетов послужила сводка 5159 анализов (Г. Вашингтон). Анализы были сгруппированы по географическому признаку и таким образом было установлено, что состав земной коры в различных районах приблизительно одинаков.

Средние содержания отдельных элементов в земной коре называют **кларками**.

Различают **кларки**: весовые (массовые), атомные и объемные.

– **массовые** – это средние массовые содержания элементов, выраженные в % или в граммах на грамм породы;

– **атомные** – процентные количества числа атомов элементов;

– **объемные** – какой объем в % занимает данный элемент.

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

О – 47,2 % (1277);	К – 2,6 % (43);
Si – 27,6 % (377);	Mq – 2,1 % (105);
Al – 8,3 % (268);	Ti – 0,6 % (30);
Fe – 5,1 % (170);	H – 0,15 % (79);
Ca – 3,6 % (194);	C – 0,1 % (194).
Na – 2,64 % (100);	

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

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

5.1.1. Закономерности распространения химических элементов в земной коре

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

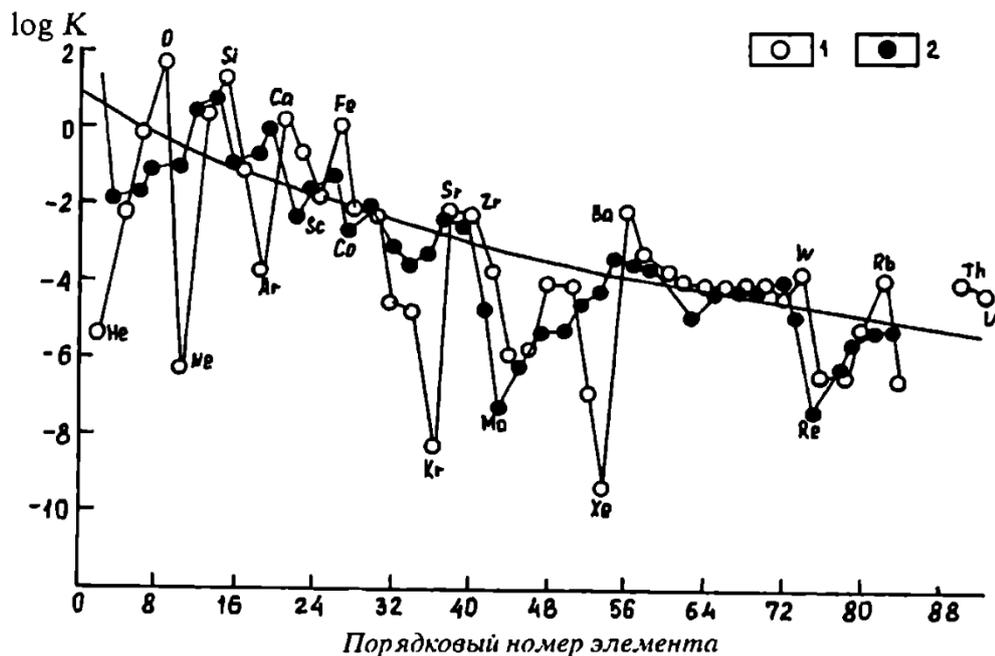
5.1.1.2. Наиболее распространенные химические элементы земной коры располагаются в начале периодической системы Д.И. Менделеева. С увеличением порядкового номера распространенность элемента неравномерно убывает. Ферсман А.Е. для наиболее наглядного изображения особенностей химических элементов построил полулогарифмический график (рисунок 5.1).

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



5.1.1.4. Главными элементами – строителями литосферы являются всего восемь химических элементов – О, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mq. При этом ведущее

место среди них принадлежит кислороду, составляющему почти половину массы литосферы и около 92 % от ее объема.



1 — чётных; 2 — нечётных

Рисунок 5.1 – Логарифмы кларков химических элементов

Установление подобного рода закономерностей позволило заключить, что они, по всей видимости, обусловлены строением атомных ядер, их энергетической устойчивостью. Кроме того, закономерности распространения химических элементов связаны также с особенностями образования земной коры как части земли.

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

5.1.2. Способность химических элементов к концентрации и рассеянию

Следует отметить, что понятие «распространенность химических элементов» часто не соответствует нашим представлениям об их обычности и редкости. Например, такие обычные элементы, как Cu, Zn, Pb имеют кларки во много раз меньшие, чем считающиеся редкими Zr, V, Y. Причиной такого несоответствия является различная способность химических элементов к образованию значительных концентраций в земной коре.

Свойства всех химических элементов находятся в функциональной зависимости от положения их в периодической системе Менделеева. **Элементы, близкие по своему положению, в пределах определенных полей Периодической таблицы обладают сходными химическими и физическими свойствами.** Они близки и по своим геохимическим особенностям, поэтому встречаются в земной коре совместно, образуя естественные **парагенетические ассоциации химических элементов**, характерные для определенных геологических процессов.

Иными словами, **под парагенезисом элементов понимается их совместная концентрация, обусловленная единым геологическим процессом.** Парагенетическая ассоциация элементов может быть как одновременной, так и не одновременной, связанной, например, с последовательным осаждением элементов в процессе эволюции расплава или раствора. Парагенетические ассоциации хорошо изучены в минералах, породах и рудах (ассоциации Fe, Mg, Si, O в оливинах $(\text{Fe, Mg})_2 \text{SiO}_4$).

Кроме парагенетических ассоциаций, выделяются еще и **запрещенные ассоциации элементов**, то есть ассоциации невозможные в земной коре или данной системе. Примером отрицательного парагенезиса элементов служат никель (Ni) и барий (Ba) в минералах, хром (Cr) и уран (U) в рудах, медь и марганец в осадочных породах. Понятие запрещенные ассоциации относятся и к минералам (например, в одной парагенетической ассоциации невозможно нахождение нефелина и кварца).

5.1.3. Петрогенные и металлогенные элементы

Существует целый ряд **геохимических классификаций** элементов. Более простой и общий характер имеет разделение элементов периодической системы, предложенное Г. Вашингтоном. Он разделил все элементы горизонтальной ломаной линией так, что часть из них оказались выше, а часть – ниже этой линии.

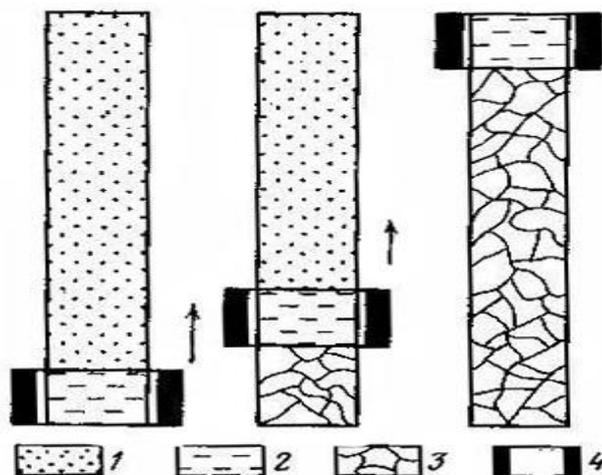
Элементы, которые попадают в верхнюю часть таблицы, были названы **петрогенными (Si, O, Ca, K, Na, Mg, Al)**. Они слагают основную массу земной коры – массивы горных пород и месторождения неметаллических полезных ископаемых. Элементы, находящиеся в нижней части таблицы, называют **металлогенными**. Эти элементы содержатся в земной коре в крайне ограниченных количествах и слагают главным образом рудные месторождения (Cu, Pb, Zn, Mo).

5.1.4. Особенности химического состава земной коры

При сравнении содержания химических элементов (в %) в Земле в целом с содержанием этих же элементов в земной коре можно сделать вывод, что

последняя по сравнению с внутренними геосферами **резко обогащена такими химическими элементами, как O, Si, Al, K, Na, Ca, и обеднена Fe и Mg** (а также тяжелыми металлами Ni, Cr, Co).

Особенности химического состава земной коры достаточно удовлетворительно объясняются механизмом ее образования. Наиболее обоснованной является **гипотеза о «зонном» выплавлении вещества земной коры из мантии**, разработанная Виноградовым А.П. В основу ее экспериментального обоснования положен технологический процесс зонной плавки, который иллюстрируется следующим опытом (рисунок 5.2).



1 – исходная смесь; 2 – расплав; 3 – закристаллизованное вещество;
4 – нагреватель

Рисунок 5.2 – Моделирование процесса зонной плавки

Моделирование процесса зонной плавки. Поместим в термоустойчивую трубку смесь соединений, обладающих различной температурой плавления. При помощи узкого нагревателя расплавим узкую полоску внизу трубки, а затем начнем перемещать нагреватель вверх вдоль трубки. При подъеме нагревателя расплавится следующая зона, а нижележащая масса остынет и вновь закристаллизуется. По мере движения нагревателя все вещество трубки пройдет стадии плавления и последующей кристаллизации. Если данную операцию повторить неоднократно, то исходная смесь закономерно разделится: вверху обособятся более легкоплавкие соединения, внизу – более тугоплавкие.

Перенесем этот процесс на процессы, которые могли происходить при образовании земной коры. При достижении массой Земли некоторой критической величины, обусловившей давление в центре планеты 140 – 160 Гпа, произошло образование ядра. Под влиянием процессов гравитационного уплотнения и под влиянием энергии, выделяемой при радиоактивном распаде началось разогревание первоначально холодной Земли. Таким образом, по

механизму своего образования **земная кора есть** не что иное, как **продукт дифференциации мантии**.

Кроме того, в результате дегазации мантийного вещества образовалась основная масса газов и воды, имеющих на Земле, которые в настоящее время составляют основную часть гидросферы и атмосферы Земли.

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

1. Процессы радиоактивного распада, приводящие к самопроизвольному превращению одних химических элементов в другие.
2. Поступление метеоритного вещества в виде метеоритов и космической пыли.
3. Продолжающиеся процессы дифференциаций вещества Земли, приводящие к миграции химических элементов из одной геосферы в другую.

РАЗДЕЛ 6 ОПРЕДЕЛЕНЕ ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД ЗЕМЛИ

6.1. Вещественный и фазовый состав горных пород

Вещественными составляющими горных пород различных генетических типов могут являться: 1) зерна минералов; 2) вулканическое стекло; 3) обломки ранее существовавших минералов и пород; 4) органические остатки; 5) космическая пыль. Однако главной составной частью большинства горных пород, безусловно, являются минералы.

Минералы, слагающие горные породы (породообразующие минералы), по своей роли в их составе разделяются на главные и второстепенные.

Главными считаются минералы, количественно преобладающие в составе горных пород и определяющие ее принадлежность к определенному виду. Например, кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы и биотит являются главными минералами гранита, нефелин – нефелинового сиенита.

Несмотря на большое количество известных в природе минералов, к главным породообразующим минералам принадлежит лишь незначительное их число – всего около 20 – 30 минеральных видов. Причем среди них существенно преобладают представители класса силикатов и алюмосиликатов, подчиненную роль играют карбонаты, сульфаты, хлориды, фосфаты.

Второстепенные минералы, которые также называют акцессорными, входят в состав горной породы в незначительном количестве и не определяют ее видовой принадлежности. Однако часто по акцессорным минералам производится выделение отдельных разновидностей горных пород в пределах единого вида. Так, гранит, содержащий помимо биотита мусковит, называют двуслюдяным, гранит, содержащий в качестве акцессорного минерала циркон, – циркониевым гранитом и т.д.

В зависимости от времени образования минералы, входящие в состав горных пород, делят на первичные и вторичные. **Первичные** минералы образуются при процессах формирования самой горной породы. **Вторичные** возникают позднее, за счет различных процессов преобразования горных пород путем изменения первичных минералов. В различных по происхождению горных породах одни и те же минералы могут быть как первичными, так и вторичными. Например, карбонаты в магматических породах большей частью вторичные, тогда как в осадочных породах – это первичные минералы, слагающие огромные толщи известняков и доломитов.

По числу слагающих их минералов горные породы делятся на **мономинеральные**, образованные одним минералом (кварцит, мрамор, лабрадорит и др.), и **полиминеральные**, состоящие из нескольких минералов

(гранит, диорит, гнейс, габбро и др.). Полиминеральные породы распространены в земной коре более широко.

Детальные минералогические исследования горных пород проводятся путем микроскопического изучения их тонких срезов – шлифов. Предварительная оценка минерального состава пород дается макроскопически, что особенно важно в полевых условиях. С минеральным составом горных пород тесно связан их химический состав, изучаемый методами химического анализа. Результаты анализов принято выражать в процентных содержаниях оксидов основных химических элементов, входящих в состав горных пород (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и др.). Они часто используются для классификации горных пород различных типов.

Помимо вещественного состава, для правильной оценки физических свойств горных пород и их массивов необходимо иметь представление об их **фазовом составе**. Горные породы обычно представляют собой двух- или трехфазные системы и состоят из взаимодействующих между собой твердой (минеральный скелет), жидкой (поровой раствор) и газообразной фаз. Фазовые равновесия в горных породах динамичны. Они постоянно нарушаются вследствие непрерывной миграции поровой влаги и теплообмена в геотермическом поле Земли. Динамический характер межфазовых равновесий может служить механизмом изменения состояния и свойств горных пород.

Поровая влага в горных породах находится в свободном и связанном состояниях. При отрицательных температурах появляется вода в твердом состоянии – лед. Поровая вода в свободном состоянии отличается высокой подвижностью и химической активностью. Этими свойствами поровых растворов обусловлены обменные реакции, диффузионные и другие процессы, в том числе вызывающие изменения консистенции, показателей прочности и стойкости пород. Наличием свободной жидкой фазы определяется также ионная электропроводимость, свойственная большинству горных пород.

Прочно связанная вода (адсорбированная или гигроскопическая), находящаяся под действием мощных сил притяжения к поверхности минеральных частиц, отличается от свободной воды низкими значениями диэлектрической постоянной и малой растворяющей способностью. Связанная вода в горных породах может перемещаться только под действием осмотического давления. Максимальное содержание адсорбированной воды характеризует максимальную гигроскопичность породы.

Газовая фаза занимает от 1 – 12 до 40 – 50 % объема горных пород. Газовые компоненты находятся преимущественно в адсорбированном, растворенном и свободном состояниях. Адсорбированные газы удерживаются на поверхности минеральных частиц силами молекулярного притяжения и образуют на них полимолекулярные газовые пленки. Содержание

адсорбированных газов зависит от минерального состава пород, степени их дисперсности, влажности, температуры, давления, содержания органических веществ и состава самих газов. По нарастанию адсорбционной способности минералы образуют следующий ряд: кварц, мусковит, биотит, кальцит, лимонит, каолинит, гидрослюда.

Часть газов находится в поровой влаге в растворенном состоянии. Они представлены в основном кислородом, углекислым газом, азотом и др. Присутствие растворенных газов активизирует выщелачивание, гидролиз, окисление и другие процессы выветривания горных пород и вызывает соответствующие изменения их состояния и свойств. Свободные газы заполняют поровое пространство породы, не занятое водой, и составляют основную массу газообразной фазы горных пород.

6.2. Догеологическая и геологическая стадии развития Земли

Представления о развитии Земли основываются на анализе строения и состава горных пород, слагающих земную кору. Вместе с тем, значительный этап (около 3500 млн лет) от начала формирования Земли не оставил достоверных свидетельств своей истории развития, поэтому вся история Земли подразделяется на две главные стадии: догеологическую и геологическую.

6.2.1. Догеологическая стадия

Догеологическая стадия началась с момента образования Земли, по одной из теорий, из холодного газово-пылевого облака. По расчетам В.С. Сафронова, «зародышем» Земли стало тело диаметром 500 – 1000 км. 98% своей массы Земля приобрела за 100 млн лет.

По мнению ученых, Земля сначала была однородной, однако под действием распада радиоактивных элементов – урана, тория, калия – выделялось огромное количество тепловой энергии и недра Земли разогревались. В результате начали проявляться процессы гравитационной дифференциации: более тяжелые вещества опускались вниз, а более легкие – поднимались вверх. Образовалась базальтовая земная кора. С этого момента отсчитывают геологическую историю Земли.

Когда Земля достигла значительных размеров, она смогла удерживать газовые компоненты, которые выделялись на ее поверхность из внутренних зон во время их разогрева. Так возникла земная атмосфера, состоящая первоначально из углеводородных газов, аммиака, углекислоты и свободного водорода. Данный состав атмосферы не способствовал проникновению солнечных лучей, и, по всей видимости, на Земле была изотермическая обстановка. В дальнейшем, при взаимодействии углекислоты и водорода

образовались метан и водяной пар, что привело к неравномерному прогреву земной поверхности. Благодаря этому, воздушные массы пришли в движение. Кроме того, на поверхности Земли появилась вода – возникли моря и, как считают некоторые ученые, океаны.

6.2.2. Геологическая стадия

Геологическая стадия – это история формирования земной коры. Ее началом можно считать момент, когда на поверхность Земли начала активно воздействовать энергия Солнца. Эта энергия вызвала качественно новые внешние геологические процессы – **экзогенные**. Под действием их происходили физическое и химическое разрушение первичной земной коры и **накопление осадков**. Слои осадков превращались в толщи осадочных пород, сохраняя при этом следы физико-географической обстановки прошлого. По мере накопления осадков нижележащие слои осадочных пород под давлением вышележащих толщ и за счет воздействия внутреннего тепла Земли изменялись (**процессы метаморфизма**). Внутренняя теплота в глубоких частях земной коры способствовала частичному переплавлению ранее образовавшихся пород (**магматические процессы**).

Под действием внутренних сил, возникавших при сжатии Земли, и неравномерного распределения вещества земной коры, происходило ее движение. В свою очередь, это приводило к поднятию или погружению отдельных ее участков. Движения коры сопровождались смятием пластов горных пород в складки и возникновением в них трещин. Так формировалась земная кора. Один цикл сменялся другим, все новые и новые порции вещества мантии вовлекались в этот процесс. В итоге эволюции земной коры сформировалась современная система континентов и океанических бассейнов. Процесс развития земной коры продолжается и в настоящее время.

6.3. Методы определения относительного возраста горных пород

Среди существующих методов определения относительного возраста наиболее распространены стратиграфический, минералого-петрографический и биостратиграфи.

6.3.1. Стратиграфический метод

Заключается в изучении взаимоотношений слоев, прослеживании горизонтов и комплексов слоев на площади и выяснении последовательности образования слоев во времени. В основе стратиграфического метода лежит положение, что более древние (ранее образовавшиеся) слои лежат, как правило, ниже более молодых, сформировавшихся позднее. Поэтому основное правило

стратиграфического метода установления последовательности образования осадочных горных пород можно сформулировать так: перекрывающие слои моложе подстилающих. Если в геологических разрезах встречаются секущие тела магматических горных пород, то действует правило: секущее тело моложе тех, которые оно пересекает. Так, на рисунке 6.1 секущее тело α моложе пластов Б и В, но древнее пласта А. Секущее тело β – самое молодое, так как пересекает все пласты и тело α . Главный недостаток этого метода в том, что с его помощью трудно сопоставлять сильно удаленные друг от друга разрезы горных пород, а также породы, залегание которых осложнено тектоническими движениями.

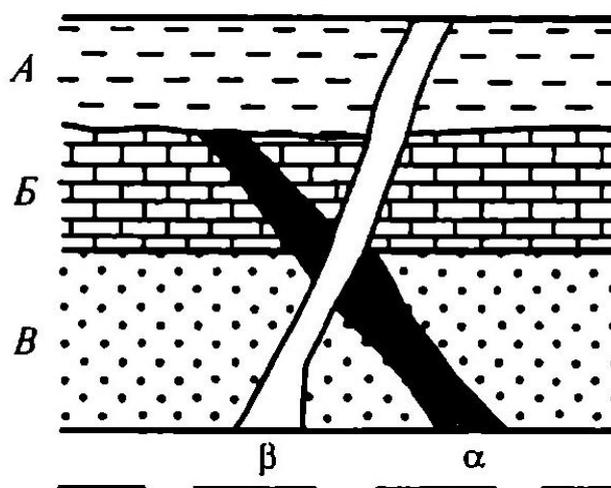


Рисунок 6.1 – Определение относительного возраста горных пород стратиграфическим методом

6.3.2. Минералого-петрографический метод

Минералого-петрографический метод основан на определении относительного возраста путем сопоставления и увязывания отдельных слоев горных пород по характерным особенностям их состава и строения. Этот метод параллелизации слоев применим только в близко расположенных точках, он не надежен в удаленных друг от друга геологических разрезах. Установлено, что часто горные породы одинакового возраста имеют совершенно различный состав и, наоборот, разновозрастные слои могут различаться по минералого-петрографическому составу, что указывает на различие условий их формирования.

6.3.3. Биостратиграфические (палеонтологические) методы

Палеонтологические методы основаны на изучении остатков органических форм, заключенных в осадочных горных породах в виде окаменелостей и отпечатков, т.е. палеонтологических остатков, содержащихся в горных породах.

В основе этих методов лежит основное положение эволюционной теории о последовательной смене во времени неповторяющихся комплексов флоры и фауны. Органическая жизнь в ходе геологической истории развивалась постепенно – от простейших примитивных форм, остатки которых обычно заключены в наиболее древних породах, слагающих земную кору, до высокоорганизованных организмов, соответствующих по времени новейшим отложениям. Для каждого отрезка геологической истории характерен свой комплекс форм флоры и фауны.

При этом ведущая роль среди остатков организмов принадлежит так называемым руководящим ископаемым. Для них должны быть характерны: 1) **быстрая эволюция во времени** и, следовательно, ограниченное вертикальное распространение в геологических разрезах; 2) **широкое распространение по площади**, а также обилие особей и их хорошая сохранность. Следует отметить, что некоторые виды животных прошли без существенных изменений через миллионы лет геологической истории и остатки их встречаются в самых различных по возрасту слоях горных пород. Они, естественно, не могут выполнять роль руководящих ископаемых.

Среди биостратиграфических важное значение имеют микропалеонтологический метод, основанный на изучении микроорганизмов, в первую очередь простейших, и споровопыльцевой анализ, объектом изучения которого являются микроскопические растительные остатки: наружные оболочки спор споровых растений и зерна цветочной пыльцы семенных растений. Эти растительные образования построены из чрезвычайно стойкого вещества, поэтому они хорошо сохраняются в ископаемом состоянии.

6.4. Методы определения абсолютного возраста горных пород

Попытки обосновать длительность существования Земли или отдельных этапов ее истории в абсолютных цифрах делались давно и неоднократно. В основу их были положены различные астрономические данные: проводились определения времени образования земной коры на основе подсчета количества солей, содержащихся в водах океана (Джоли); определялась также длительность в абсолютных цифрах четвертичного периода путем подсчета количества годичных слоев в «ленточных глинах» – отложениях, образовавшихся в ледниковых озерах и характеризующихся чередованием алевроитов и глин, отлагавшихся в озере зимой (де Геер). Однако наиболее точным методом определения абсолютного возраста горных пород является изотопный. Так вместе с открытием процесса естественной радиоактивности появилась возможность разработки методов изотопной геохронологии, которые быстро завоевали признание и в настоящее время широко используются в

геологии для определения возраста горных пород и минералов, а следовательно, для датировки возраста вмещающих пластов.

Сущность **геохронологических методов** заключается в определении в минералах радиоактивных элементов и конечных продуктов их распада. Так как скорость распада радиоактивных элементов известна и, как доказано экспериментально, остается постоянной при любых условиях, то, располагая данными о количестве в минерале оставшегося радиоактивного элемента и о количестве выделившихся продуктов распада, можно подсчитать, сколько времени существует этот материал. Таким путем датируется время образования всей горной породы, из состава которой выделен минерал с радиоактивными элементами.

Для определения изотопного возраста используются различные типы радиоактивного распада: **распад урана**, дающий в виде конечных продуктов гелий и свинец; **распад тория** с теми же конечными продуктами; распад радиоактивного калия (^{40}K), превращающегося в аргон или кальций (^{40}Ca); **распад радиоактивного изотопа углерода** (^{14}C).

Наиболее надежным из всех методов является **уран-свинцовый**, основанный на радиоактивном распаде урана и тория. Преимущества его перед другими состоит в наиболее точно установленной постоянной радиоактивного распада, а также в том, что возраст может быть определен независимо по трем радиогенным изотомам свинца (^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb), являющимся, соответственно, конечными продуктами процессов распада ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th . Однако, уран-свинцовый метод определения возраста применим только для датировки возраста магматических пород, содержащих уран, торий и свинец. В этом отношении он уступает **аргоновому** и **стронциевому** методам, позволяющим определять возраст осадочных пород.

Аргоновый метод основан на учете радиоактивного распада изотопа ^{40}K , присутствующего в незначительном количестве (0,0122 %) в природном калии. Как известно, калиевые минералы широко распространены в земной коре и входят в состав многих осадочных пород. При распаде ^{40}K около 12 % его превращается в аргон, количество которого в минералах определяется путем газового объемного анализа. Возраст минералов, определенный аргоновым методом, может быть проконтролирован стронциевым методом. Этот метод использует радиоактивный распад изотопа рубидия ^{87}Rb .

Углеродный метод – используется для определения возраста наиболее молодых (четвертичных) отложений и в археологии. Это связано с тем, что период полураспада радиоактивного изотопа углерода ^{14}C , на превращениях которого основан этот метод, составляет всего 5,5 – 6 тыс. лет, что позволяет определять только возраст пород, время образования которых не превышает 50 – 70 тыс. лет. Радиоактивный изотоп ^{14}C образуется в атмосфере под действием

космических лучей, хорошо усваивается растениями и после их отмирания переходит в состав горных пород.

Ввиду трудностей, связанных с определением констант радиоактивного распада, а также с недостаточной сохранностью радиоактивных элементов и продуктов их распада в минералах, геохронологические методы не могут претендовать на большую точность. Допускаемые ими погрешности могут достигать 5 – 10 % измеряемой величины.

6.5. Стратиграфическая и геохронологическая шкалы

В процессе изучения земной коры геологами была разработана периодизация ее истории, созданы единая для всего земного шара **стратиграфическая** и соответствующая ей **геохронологическая** шкала.

Наименования стратиграфических и геохронологических единиц являются международными. Впервые они были утверждены на II и III сессиях Международного геологического конгресса соответственно в 1881 и 1900 г.г. Ниже приведены стратиграфические и соответствующие им геохронологические подразделения.

Стратиграфические	Геохронологические
Эонотема	Эон
Эратема	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век

Стратиграфические подразделения применяют для обозначения комплексов слоев горных пород, а соответствующие им геохронологические подразделения – для обозначения времени, в течение которого эти комплексы слоев накопились.

Эонотемы – наиболее крупные стратиграфические подразделения, образование которых происходило в течение нескольких геологических эр. В настоящее время выделяют три эонотемы: **фанерозойскую** (от греч. «фанерос» – явный, «зоэ» – жизнь), объединяющую палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эратемы, а также **протерозойскую** (от «протерос» – первичный) и **архейскую** (от «археос» – древнейший).

Эратемы (группы) – крупные подразделения стратиграфической шкалы, комплексы отложений, сформировавшиеся в течение одной **эры**. Охватывают крупные этапы развития земной коры. Границы эратем соответствуют переломным рубежам в истории органического мира. Это нашло отражение в их названиях: **палеозойская** (от «палеос» – древний), **мезозойская** (от «мезос» – средний), **кайнозойская** (от «кайнос» – новый).

Эратемы делятся на **системы**, объединяющие отложения, образовавшиеся в течение одного **периода** и различающиеся обычно семействами и отрядами органических форм. Названия систем обычно связаны с названиями тех мест, где соответствующие отложения впервые были установлены и описаны, или же с составом преобладающих пород. Так, девонская система получила название по графству Девоншир в Англии, пермская – по названию Пермской области, где эти отложения широко развиты, каменноугольная – по широкому распространению в ее отложениях каменного угля, меловая – по обилию в ней образований пещерного мела и т.д. Еще более дробными подразделениями являются **отделы** и **ярусы**. Наряду с международной шкалой, широко используются вспомогательные, местные стратиграфические подразделения – **серии, свиты, пачки**.

Для удобства пользования геохронологической шкалой каждому подразделению присвоены свои цвет и оттенок. Это облегчает составление и чтение геологических карт, разрезов и др. Например, юрские отложения окрашиваются в синий, меловые – в зеленый цвет и т.д. (Приложение А).

РАЗДЕЛ 7 ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Движения земной коры, вызывающие изменения высотного положения и нарушения первоначального залегания горных пород, называются **тектоническими движениями**. Новые условия и формы залегания, возникающие в результате тектонических движений, называются соответственно тектоническими условиями и формами. Всесторонним изучением тектонических движений, тектонических форм и условий залегания горных пород занимается геологическая наука **геотектоника**.

По своей направленности тектонические движения делятся на **колебательные** (эпейрогенические) и **дислокационные**.

7.1. Колебательные тектонические движения

Под колебательными тектоническими движениями понимаются медленные вековые поднятия и опускания земной коры. Часто эти движения называют **эпейрогеническими** (от греч. эпейрогенез»- рождение материков). По своей направленности колебательные движения относятся к существенно вертикальным, а по масштабам проявления – к общекоровым, или глубинным.

Приведем главнейшие особенности колебательных движений земной коры.

7.1.1. Их универсальность в пространстве и во времени. Нет такого участка земной коры для любого отрезка времени, как бы краток он ни был, который находился бы вне той или иной формы колебательных движений, восходящих или нисходящих. Проявляясь во всех частях земного шара, колебательные движения могут различаться по площади распространения и длительности развития. Очень часто они накладываются друг на друга, что, в целом, создает сложную картину колебательных движений земной коры.

7.1.2. Обратимость – выражается в том, что для каждого участка земной коры времена поднятий могут сменяться временами опусканий, причем смена знака колебательных движений может повторяться многократно.

7.1.3. Колебательные движения в большинстве случаев не приводят к существенным **изменениям первоначального залегания** горных пород и потому не влияют на прочность и долговечность инженерных сооружений.

7.1.4. По времени своего проявления колебательные движения земной коры подразделяются на **современные, новейшие** и движения **прошлых геологических эпох**. Непосредственно колебательные движения наблюдать нельзя, так как амплитуда их очень мала (не более нескольких миллиметров в год). Результаты движения можно обнаружить только спустя некоторое время. Поэтому для изучения каждого вида движений используют различные методы.

7.1.4.1. Современные движения. К ним относятся движения, проявившиеся в исторический период, т.е. на памяти человечества, и продолжающиеся до настоящего времени. Отличительной чертой современных колебательных движений является их дифференцированный характер, выражающийся в том, что одновременно одни участки земной коры испытывают погружения (опускания), а другие – поднятия. Современные колебательные движения изучаются преимущественно с помощью **исторических и геодезических (инструментальных) методов.**

Исторический метод предусматривает наблюдения за положением различных инженерных сооружений по отношению к уровню морей и озер, а также изучение археологических и графических документов, указывающих на изменение во времени той или иной береговой линии и пр. Часто он дополняется водомерными наблюдениями, т.е. инструментальными определениями за положением уровня моря по отношению к постоянным реперам (футштокам), что позволяет количественно оценивать имеющиеся место поднятия или опускания. Так на берегу Средиземного моря в Неаполитанском заливе в районе г. Поццуоли имеются три 12-метровые мраморные колонны древнего храма Сераписа, затопленные водой более чем на 2 м. Храм был построен за два века до нашей эры. В XIV-XV в.в. в результате медленного опускания его колонны погрузились более чем на 6 м ниже уровня моря, причем нижняя часть колонн до высоты 3,6 м была занесена морскими отложениями, слоями вулканического пепла и известковыми осадками расположенного вблизи горячего источника. В то же время, некоторые районы Финляндии и Северной Швеции испытывают в настоящее время поднятия со скоростью около 1 см в год. В результате поднятий многие острова превратились в полуострова, города Упсала и Ситтуны, строившиеся как портовые и являвшиеся в различные времена столицей Швеции, сейчас отстоят от берега моря соответственно на 60 и 25 км.

Геодезические методы – наиболее точные методы выявления современных колебательных движений земной коры. Так, в 1906 г. было проведено точное нивелирование вдоль Забайкальской железной дороги. Спустя 22 года нивелирование было повторено и оказалось, что на отдельных участках данные разошлись на величину от 18 до 38 см. При этом в юго-западной части Байкала, к западу от линии селений Хвойная-Кедровая все пункты оказались приподнятыми, а к востоку от этой линии – опущенными. Также сравнение результатов нивелирования 1920 – 1939 г.г. с результатами 1945 – 1948 г.г. для Европейской части России в районе между Кавказом и Москвой показала, что область к северу от направления Ростов-на-Дону – Волгоград испытала поднятие, а район Прикавказья – погружение.

7.1.4.2. Новейшие движения – это движения, проявившиеся в неогеновое и четвертичное время. Их изучает неотектоника.

С новейшими тектоническими движениями связано формирование основных особенностей современного рельефа земной поверхности и новейших структурных форм (поднятий и прогибов), а также развитие процессов денудации и аккумуляции. При этом, чем интенсивнее эти движения, тем больше отражение находят они в рельефе. Так, в пределах горных сооружений складчато-глыбового характера, сформировавшихся в новейшее время (Тянь-Шань, Саяны, Алтай), горные хребты соответствуют зонам поднятий, а межгорные впадины - зонам прогибания. Связаны с ними и основные элементы рельефа равнинных областей. Например, на Русской платформе основные речные системы приурочены к областям новейших прогибов, а водораздельные хребты – к областям поднятий.

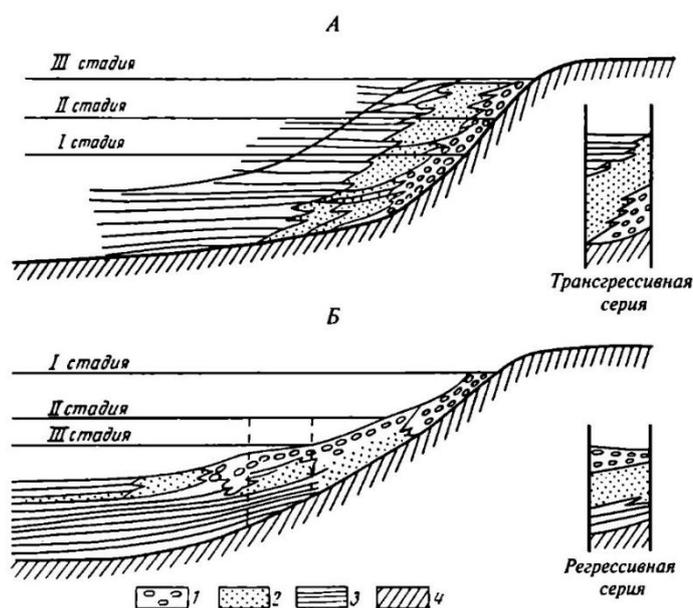
Для определения характера движений недавнего геологического прошлого, т.е. новейших движений, существуют методы, позволяющие установить, в основном, только их направленность. Количественная сторона этих движений (их скорость) определяется весьма условно. Поэтому эти методы называются качественными. Среди них выделяются: **геоморфологические** и **геологические** методы.

Геоморфологические методы основаны на детальном изучении форм современного рельефа. Это изучение морских и речных террас, древних береговых линий различных водных бассейнов, особенностей строения речных долин, устьевых частей рек коралловых построек и т.д. Колебательные движения не могут совершаться, не производя каких-либо изменений в поверхности земной коры. В случае длительных опусканий образуются глубокие впадины, чаще всего заполненные водой (Охотское и другие моря) или осадками (Ферганская впадина), обширные низменности (Прикаспийская) с многочисленными болотами и озерами. В случае поднятия создаются возвышенности, плоскогорья, иногда холмистый и горный ландшафт. **Геологические методы** включают анализ распространения фаций и мощностей новейших осадочных пород, а также изучение складчатых и разрывных нарушений, затрагивающих неогеновые и четвертичные отложения.

7.1.4.3. Движения прошлых геологических эпох. К ним относятся все более древние тектонические движения, проявившиеся в донеогеновое время. Для изучения колебательных движений прошлых периодов применяют **геологические методы**. Последние с успехом используются для выявления колебательных движений на дне бывших морей и на континентах. Они основаны на наблюдениях над осадками, на изучении мощностей и фаций отложений прошлых веков, а также на анализе контактов между отдельными свитами.

С колебательными движениями теснейшим образом связано перераспределение суши и моря, неоднократно наблюдавшееся в истории развития земной коры. Движения отрицательного знака приводят к наступлению моря на данный участок суши, или морской **трансгрессии**, в то же время как движения положительного знака вызывают отступление моря, или морскую **регрессию**.

Смена в вертикальном разрезе прибрежных конгломератов песками, а затем глинами, т.е. так называемая трансгрессивная серия пород, помогает установить продолжающиеся опускания в данном пункте (рисунок 7.1, А). Наоборот, смена морских осадков лагунными, а затем континентальными свидетельствует о происходивших поднятиях. Смена глин песками, а затем конгломератами характерна для отступающего моря и называется регрессивной серией пород (рисунок 7.1, Б).



1 – конгломераты; 2 – пески, песчаники; 3 – глины; 4 – подстилающие породы

Рисунок 7.1 – Схемы трансгрессии моря на опускающуюся сушу (А) и регрессии моря в связи с поднятием суши (Б)

Изучая геологические разрезы тех или иных регионов, выявляя в них трансгрессивные и регрессивные серии осадков, геологи восстанавливают историю развития колебательных движений земной коры на данной территории, на этом и основан **метод фациального анализа**.

Метод анализа мощностей осадочных пород позволяет уточнять данные, полученные в результате **фациального анализа**, и дает возможность судить об относительной величине колебательных движений. Этот метод основан на представлении что прогибание земной коры приводит к образованию впадины, заполняющейся осадками. Чем сильнее прогибание, тем

больше впадина может вместить осадков. Следовательно, по мощности осадков можно судить о величине прогибания, а если удалось достаточно точно определить время заполнения впадины осадками, то можно говорить и об интенсивности (скорости) колебательных движений. Изучая с помощью карт изопахит (изопахиты – линии равной мощности) закономерности распределения мощностей разновозрастных пород на площади, можно судить о размахе и направленности колебательных движений в различных участках земной коры. Сопоставление же карт изопахит для различных стратиграфических подразделений позволяет анализировать развитие этих движений во времени.

Метод стратиграфических перерывов предусматривает анализ геологических разрезов с точки зрения их стратиграфической последовательности. Такой анализ позволяет обнаруживать в геологических разрезах тех или иных участков земной коры случаи нарушения нормальной стратиграфической последовательности слоев и выпадания из разреза отложений, соответствующих тому или иному отрезку геологического времени. Подобные нарушения стратиграфической последовательности называют **стратиграфическим несогласием**.

Поскольку наиболее интенсивное осадканаконпление происходило и происходит в морских условиях, наличие стратиграфических перерывов указывает на смену морского режима континентальным (т.е. на смену знака колебательных движений), когда процессы разрушения преобладают над процессами выветривания.

Характер колебательных движений в пределах различных структурных элементов земной коры различен. На платформах это, как правило, слабые движения, характеризующиеся малыми скоростями и захватывающие довольно обширные изометричные по форме площади (например, Скандинавское поднятие, Северо-Каспийская зона погружения и др.). В геосинклинальных областях колебательные тектонические движения более интенсивны, т.е. характеризуются большими амплитудами и скоростями, а площади поднятий и опусканий обычно вытянуты в виде узких полос или овалов.

Главнейшая особенность колебательных тектонических движений – их унаследованный характер, что выражается в тесной взаимосвязи современных, новейших и древних тектонических движений.

7.2. Дислокационные тектонические движения и связанные с ними нарушения

Важнейшую группу тектонических движений образуют дислокационные (от лат. «дислокатнос» – смещение) движения, которые подразделяют на **разрывные (дизъюнктивные), складчатые (пликативные) и смешанные,**

или **складчаторазрывные нарушения**. При разрывных нарушениях прерывается сплошность горных пород, образуются разрывы. При складчатых нарушениях деформация носит **пластический характер**, горные породы сминаются в складки без разрыва сплошности пород. При смещенных дислокациях образуются складки и разрывные нарушения. По своей направленности дислокационные движения могут быть преимущественно **горизонтальными** и существенно **вертикальными**, по месту проявления – это, в основном, внутрикоровые движения. По особенностям протекания и геологическим результатам они значительно отличаются от колебательных движений. Приведем важнейшие **особенности** дислокационных движений.

1. Дислокационные движения не универсальны ни в пространстве, ни во времени. В пространстве они приурочены к относительно узким, линейно вытянутым зонам и поясам земной коры, т.е. к тектонически подвижным участкам – **геосинклинальным зонам**. Во времени они носят эпизодический характер и связаны с периодами интенсивных дислокационных движений в истории Земли с периодами относительного покоя и медленного течения геологических событий.

2. Дислокационные движения необратимы.

3. Амплитуды и скорости дислокационных движений гораздо более высокие, чем амплитуды и скорости колебательных движений, при этом смена знака движений происходит на очень небольших расстояниях.

4. Зоны интенсивных дислокационных движений чаще всего приурочены к пограничным областям (сегментам) земной коры (их стыкам), отличающимся различной направленностью и интенсивностью колебательных движений. Наиболее значительные зоны нарушения земной коры протягиваются вдоль прибрежной полосы современных и древних материков, в пределах которых океанические впадины почти вплотную подходят к материкам, отделяясь от них только узкой полоской шельфа, а также в тех участках, где наблюдается очень интенсивное накопление осадков – продуктов денудации материков.

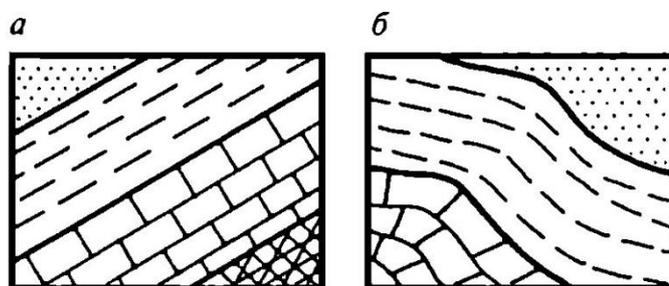
Установлено, что области интенсивного проявления дислокационных процессов одновременно являются областями активного магматизма и метаморфизма. Интенсивные дислокационные процессы наблюдаются на сравнительно небольших площадях в течение коротких промежутков времени, поэтому они часто носят **катастрофический характер**.

5. Наконец, главнейшая особенность дислокационных движений состоит в том, что они изменяют первичные формы залегания горных пород и создают новые формы залегания, которые называют тектоническими, или нарушенными. Тектонические нарушения обычно находят свое отражение в рельефе земной поверхности, непосредственно влияя на прочность и устойчивость инженерных сооружений.

7.2.1. Основные виды тектонических нарушений

Формы залегания горных пород, сформированные в процессе их образования, называют первичными или ненарушенными. Эти формы различны для разных по происхождению горных пород. Так для магматических пород первичными формами являются батолиты, штоки, дайки, некки и др. Осадочные породы, основной областью накопления которых является выравненное дно морей и океанов, обычно отлагаются в виде параллельных, практически горизонтальных слоёв или пластов.

В процессе геологического развития, главным образом в результате тектонических движений, первоначальные формы залегания горных пород могут изменяться, и тогда формируются новые, вторичные формы, так называемые тектонические нарушения (рисунок 7.2), которые также называют **дислокациями**.



а – моноклиналиное; б – флексура

Рисунок 7.2 – Формы вторичного (нарушенного) залегания горных пород

Всё многообразие по форме и масштабам своего проявления тектонические нарушения можно разделить на две главные группы – **складчатые** и **разрывные**.

7.2.2. Складчатые, или пликативные нарушения

Складчатые, или **пликативные** (лат. «пликатус» – складчатый), нарушения выражаются в волнообразном изгибании слоёв горных пород без разрыва сплошности, поэтому их также называют связанными нарушениями. Смятие пород в складки обусловлено способностью твёрдых тел к пластическим деформациям. Эта способность значительно увеличивается при возрастании температуры, всестороннего давления, длительности действия нагрузки. Особо следует подчеркнуть роль фактора геологического времени, поскольку все это процессы, длительность которых измеряется сотнями тысяч и миллионами лет. Среди связанных нарушений различают несколько структурных форм – это **моноклинали**, **флексуры** и **складки**.

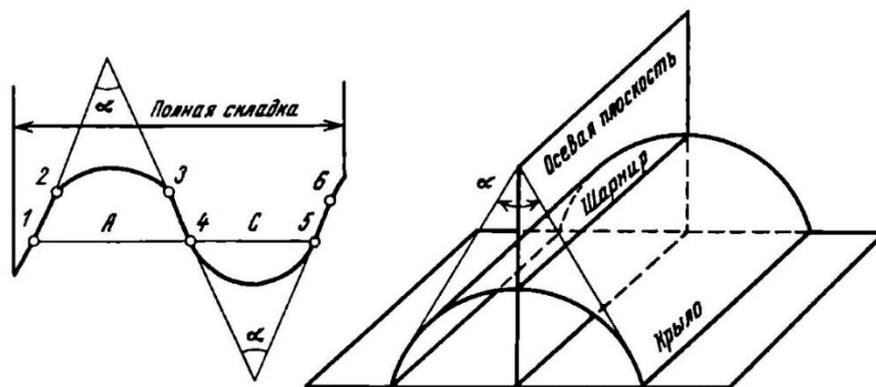
7.2.2.1. Моноклинали являются простейшими формами тектонических нарушений. Они представляют собой толщи пластов горных пород,

наклонённых в одну сторону под одинаковым углом (смотри рисунок 7.2, а). Протяжённые пологие моноклинали характерны для платформенных областей, более крутые – для зон перехода от платформ к горноскладчатым областям.

7.2.2.2. Флексурами называют структурные формы в виде уступообразных (коленообразных) изгибов, горизонтально залегающих или наклонных слоистых толщ (смотри рисунок 7.2, б).

7.2.2.3. Складки являются основной формой пликативных нарушений и представляют собой волнообразные изгибы слоёв. Основной формой складчатых нарушений является полная складка, которая состоит из вогнутой – **синклинали** и выпуклой – **антиклинальной частей**. Обычно говорят о синклинали и антиклинали как о самостоятельных складках.

Геометрические элементы складок. В обеих формах складок различают отдельные элементы (рисунок 7.3), среди которых важнейшими являются: крылья, замок (или свод), угол, шарнир, осевая поверхность, ось, ядро.



2–3 – замок антиклинали А; 4–5 – замок синклинали С;

1–2, 3–4, 5–6 – крылья складок; α – угол складки

Рисунок 7.3 – Геометрические элементы складок

Крылья складки представляют собой боковые части складки, в пределах которых слои обычно имеют односторонний наклон. В упрощенном геометрическом изображении крылья складки представляют собой плоские поверхности.

Замок, или **свод складки** – зона встречи крыльев и замыкания слоев складки. Он характеризуется наибольшим изгибом слоев. В результате разрушения, например, размыва складки, замок может быть уничтожен. Представление о полной складке в этом случае может быть получено путем графического построения «воздушными» пунктирными линиями.

Угол складки – это угол между касательными, проведенными к крыльям складки до их пересечения. Чаще всего угол складки может быть измерен путем геометрических построений на поперечном сечении (профиле) складки.

Осевая поверхность – это плоскость, разделяющая синклиналь или антиклиналь на симметричные части. В общем случае, это – воображаемая поверхность, соединяющая замки изгибов всех слоев, образующих складку.

Ось складки – линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью на уровне земной поверхности. Часто эту линию наносят на геологические карты. По положению оси ориентируют складку в пространстве.

Шарнир складки – линия, получающаяся от пересечения осевой поверхности с поверхностью любого из пластов, собранных в складку. Эта линия изгибается в вертикальной плоскости по мере воздымания или погружения замка. Шарнир может изгибаться также в горизонтальной плоскости, повторяя изгибы складки в плане. Шарнирных линий в складке можно провести столько, сколько слоев участвует в построении складки. По шарниру определяют положение в пространстве замков различных по глубине залегания слоев, образующих складку.

Ядро складки – внутренняя часть складки, заключенная между крыльями и замком. Ядро синклинали сложено наиболее молодыми слоями; у антиклинали ядро складки располагается на глубине и выполнено более древними породами.

Классификация складок. Формы складок весьма многообразны, классификация их основана на различных признаках.

1. **По положению осевой плоскости.** В зависимости от наклона осевой поверхности и крыльев (рисунок. 7.4, I) складки подразделяются на **прямые**, или **стоячие** (а), когда осевая поверхность располагается вертикально и крылья падают симметрично от нее (у антиклинали) или к ней (у синклинали); **косые** (б) – осевая поверхность наклонена, а крылья падают в различных направлениях и под разными углами; **опрокинутые** (в) – осевая поверхность также наклонена, крылья падают в одном направлении, но под разными углами; **лежачие** (г) – осевая поверхность располагается в направлении, близком к горизонтальному, и крылья почти параллельны друг другу; **перевернутые** (д) – осевая поверхность наклонена больше, чем на 90° , считая от вертикали, а крылья почти параллельны. Перевернутая антиклинальная складка по внешнему виду напоминает синклинальную, но в центре ее располагаются более древние, «нижние» пласты; соответственно у опрокинутой синклинальной складки, внешне напоминающей антиклинальную, в ядре располагаются наиболее молодые пласты.

2. **По форме замка и соотношению между крыльями** (смотри рисунок 7.4 II) выделяют нормальные (округлые или острые), сундучные, веерообразные, изоклинальные складки. В **нормальных** складках замок имеет округлую (а) и остроугольную (б) формы. **Сундучные (коробчатые)** складки (в) отличаются широким уплотненным замком и крутыми крыльями.

Для **веерообразных** складок (г) характерен широкий замок и веерообразно расходящиеся крылья. **Изоклиналильные** складки (д) имеют узкий замок и приблизительно параллельные крылья.

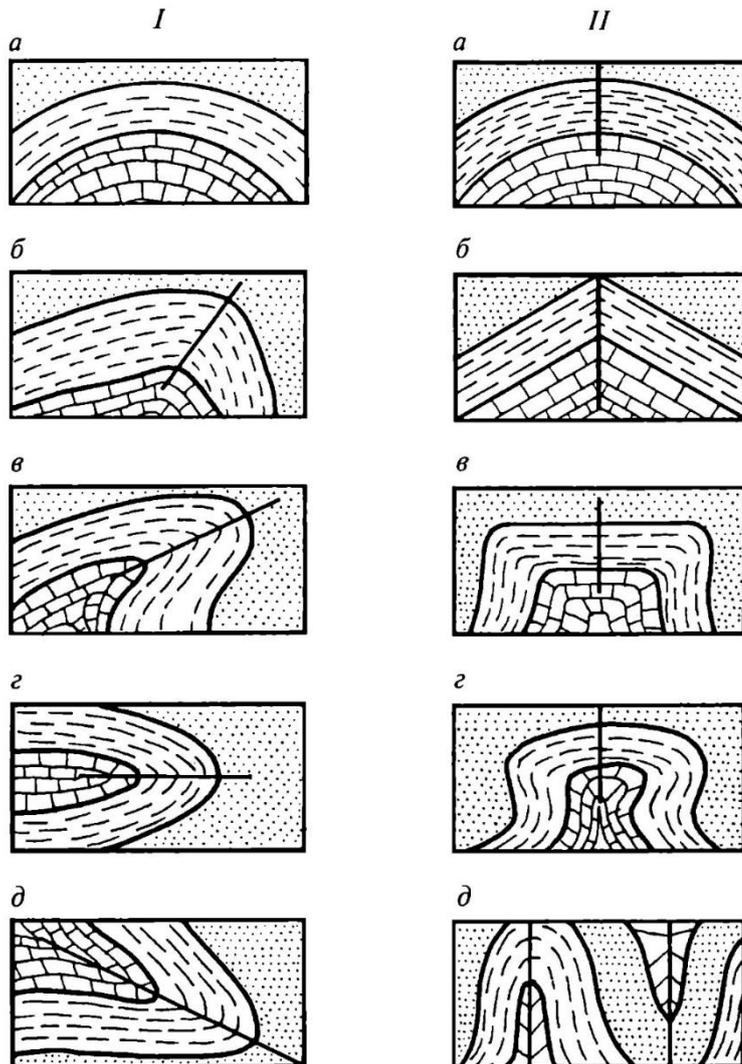
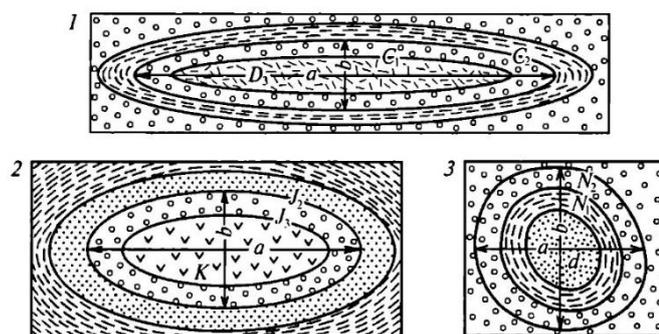


Рисунок 7.4 – Формы складок по положению осевой плоскости (I) и форме замка (II)

3. По соотношению основных размеров складок – длины и ширины – различают (рисунок. 7.5) линейные складки, брахискладки и купола. **Линейные** (1) складки имеют в плане узкую сильно вытянутую форму и образуются при интенсивном смятии горных пород. Их длина значительно превышает ширину. В **брахискладках**, или укороченных складках (2), длина больше ширины в 2 – 5 раз. Среди них выделяют брахисинклинали и брахиантиклинали. **Куполами** называют антиклинальные складки, имеющие в плане изометричные очертания (3). Их длина может превышать ширину не более чем в 2 раза. Синклиналильные аналоги куполов называют **мульдами**. Своеобразным видом куполов являются **днапиронные** складки (купола с ядром протыкания). Они образуются, когда

высокопластичные породы (соли, глины, гипсы и др.) выдавливаются вверх, формируя ядро складки.

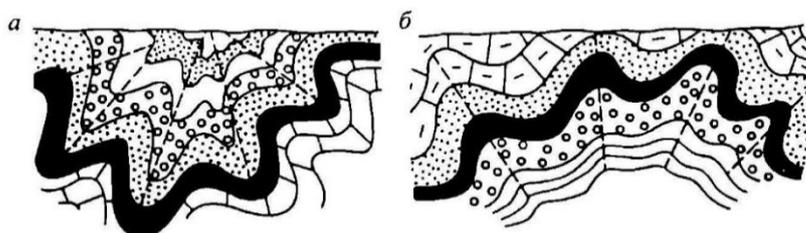


1 – линейные; 2 – брахискладки; 3 – купола;
а – длина складки; б – ширина складки

Рисунок 7.5 – Формы складок по соотношению размеров

В горно-складчатых районах складки образуют сложные системы, среди которых наиболее типичными являются: изоклиальные и веерообразные складки, синклинии и антиклинории. Они нередко прослеживаются на многие десятки и даже сотни километров.

Изоклиальные складки – система складок с параллельными осевыми поверхностями и параллельным расположением слоев на крыльях. Когда слои на крыльях крупной складки имеют дополнительную складчатость, то структура называется **антиклинорием** или **синклинорием** (рисунок 7.6).



а – синклинорий; б – антиклинорий

Рисунок 7.6 – Складчатые деформации

Совокупность складок, проявляющуюся в определенных участках земной коры, называют складчатостью.

7.2.3. Разрывные, или дизъюнктивные (лат. «дизъюнкто» – разделяю), тектонические нарушения

Разрывные, или дизъюнктивные (лат. «дизъюнкто» – разделяю), тектонические нарушения выражаются в нарушении сплошности горных пород и разрыве их по какой-либо поверхности. Разрывные нарушения теснейшим образом связаны со складчатыми. Когда напряжения в земной коре превышают

предел прочности горных пород, пластические деформации переходят в хрупкие и образуются разрывные нарушения.

Разрывные нарушения делятся на две группы: **разрывы без смещения** (или **трещины**) и **разрывы со смещением** горных пород.

7.2.3.1. Трещины чрезвычайно широко распространены в земной коре. Они встречаются почти во всех породах, кроме наиболее сыпучих и легко размокаемых, в которых трещины не могут сохраняться. Трещины отличаются друг от друга степенью своего раскрытия, размерами, формой, положением в пространстве и отношением к элементам тектонического строения (складкам, внутренней структуре интрузий и т.д.). Совокупность трещин, группирующихся на каком-либо участке земной коры, образует **трещиноватость**, которая характеризуется густотой расположения трещин, числом систем трещин и их взаиморасположением. Трещиноватость – явление, очень распространённое в природе.

Индивидуальные трещины различаются по степени раскрытия; размерам; форме; положению в пространстве по отношению к другим элементам тектонической структуры; характеру действия сил, приведших к возникновению трещин (скалывание, отрыв).

Генезис трещин. По происхождению трещины подразделяют на **нетектонические** и **тектонические**. К нетектоническим относятся **петрогенетические**, или первичные трещины, и **вторичные трещины**.

Петрогенетические трещины образуются при формировании магматических и осадочных пород в связи с релаксацией полей механических напряжений, обусловленных остыванием интрузивных тел и лав или диагенезом осадка. Магматические (контракционные) трещины определяют отдельность пород и могут иметь большую протяженность. В осадочных отложениях в процессе преобразования осадка в породу (при усыхании, уплотнении, изменении объема и температуры) развиваются диагенетические трещины – трещины усыхания, первичной отдельности и др. Эти трещины обычно невелики по размерам и не выходят за пределы отдельных слоев.

Вторичные трещины формируются в поверхностных условиях в результате действия экзогенных процессов и силы тяжести пород. К ним относятся: трещины выветривания; оползневые трещины; трещины в бортах долин рек и оврагов, связанные с оседанием откосов; искусственные трещины, образующиеся при различного рода воздействиях человека на земную кору, в первую очередь, в связи с разработкой месторождений полезных ископаемых.

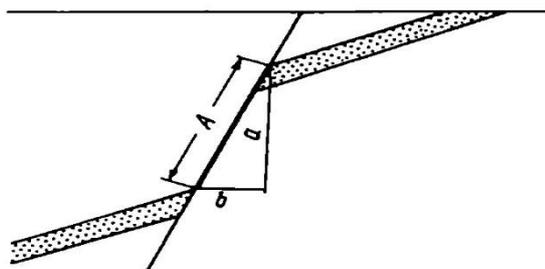
Тектонические трещины образуются в результате действия напряжений, обусловленных тектоническими движениями. Эти трещины обычно имеют большую протяженность, пересекают напластование осадочных пород и магматические тела, часто к ним приурочена полезная минерализация.

Тектонические трещины обычно группируются в системы, расположение которых отражает характер и направление тектонических напряжений. Например, при растягивающих напряжениях возникают **трещины отрыва**, часто образующие две взаимно перпендикулярные системы. Трещины отрыва обычно являются открытыми, имеют неровную поверхность, лишены следов смещений. При сжатии формируются **трещины скалывания**, пересекающиеся системы которых ориентированы под углом около 45° к оси сжатия. Трещины скалывания характеризуются значительной протяженностью, прямолинейностью, имеют гладкую поверхность; это закрытые трещины, вдоль которых могут происходить незначительные смещения отдельных блоков.

7.2.3.2. В разрывах со смещением происходит не только нарушение сплошности горных пород, но и последующее перемещение образовавшихся блоков по тектонической трещине – **сместителю**. К данной группе нарушений относятся широко известные в горном деле сбросы и взбросы, сдвиги, надвиги, сбросо-сдвиги и сложные сбросы. В любом разрывном нарушении со смещением выделяют следующие геометрические элементы: **сместитель** – поверхность разрыва, по которой происходит смещение; **крылья** – примыкающие к этой поверхности смещённые блоки горных пород.

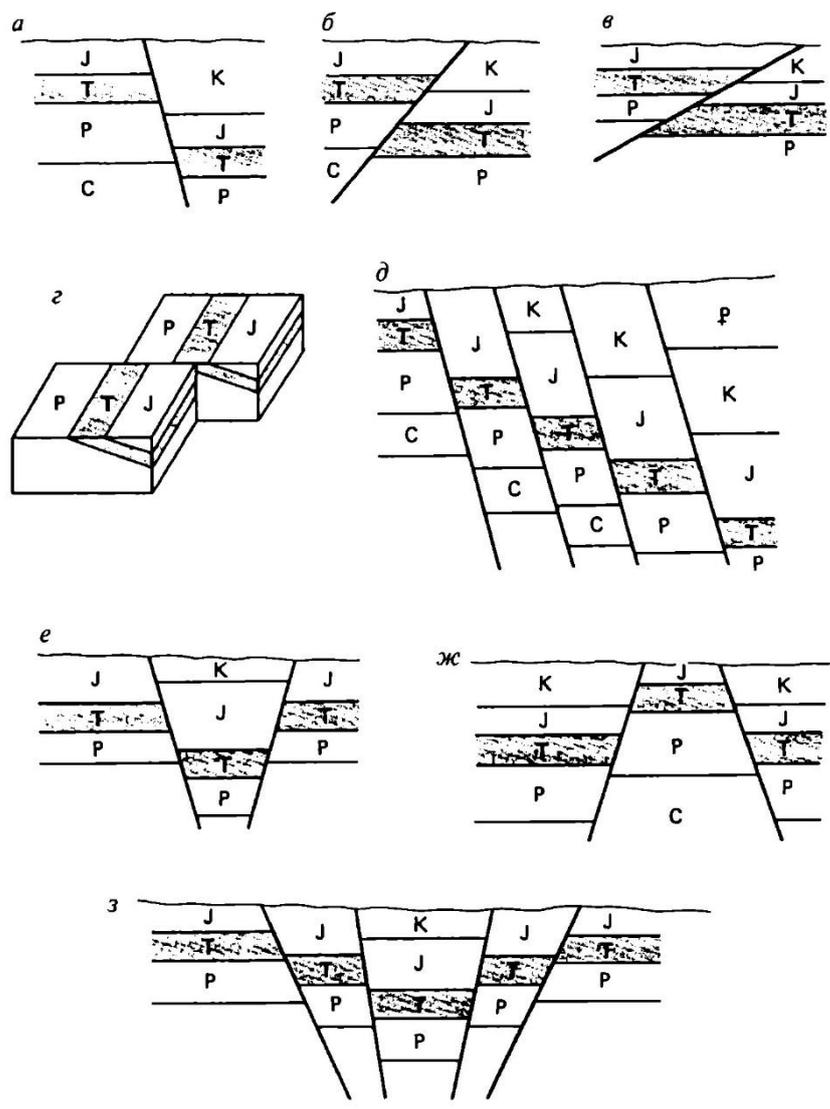
Величину относительного перемещения пластов по сбрасывателю называют амплитудой сброса. В случае вертикального сброса амплитуда сбрасывателя равна вертикальной составляющей смещения: при этом горизонтальная составляющая смещения равна нулю. Вертикальную составляющую смещения называют высотой сброса, а горизонтальную – шириной сброса. Величину же смещения по плоскости сбрасывателя называют наклонной высотой сброса (рисунок 7.7).

Сброс – нарушение залегания пород, которое сопровождается образованием трещин и относительными смещениями соседних блоков в вертикальном или близком к нему направлении (рисунок 7.8, а). Трещина, по которой происходит относительное перемещение пород, называется трещиной сброса, или сбрасывателем. При пересечении сбрасывателя с земной поверхностью образуется линия сброса. Она соответствует местам выхода сбрасывателя на поверхность.



А – наклонная; а – вертикальная; в – горизонтальная

Рисунок 7.7 – Амплитуды сброса



а – сброс; б – взброс; в – надвиг; г – сдвиг; д – ступенчатый сброс; е – грабен;
ж – горст; з – сложный грабен

Рисунок 7.8 – Основные виды разрывных тектонических нарушений со смещением

Взброс (иначе пересброс, или обращенный сброс) – частный случай наклонного сброса, когда пласты висячего бока расположены выше однозначных пластов в лежачем боку. При взбросе пласт разрывается на две части, контуры которых перекрывают друг друга (смотри рисунок 7.8, б); вследствие этого буровая скважина, заданная на участке такого перекрытия, пересечет один и тот же пласт два раза: в висячем и лежачем боках.

Надвиги – нарушения типа взбросов, обладающие пологим (менее 60°) сместителем (смотри рисунок 7.8, в). Очень пологие надвиги с волнистой поверхностью сместителя и значительным горизонтальным перемещением (на

десятки и сотни километров) называют марьяжами, или тектоническими покровами.

Сдвиги – особый вид разрывных нарушений, когда перемещение блоков по обе стороны от плоскости разрыва происходит не в вертикальном, а в горизонтальном или близком к нему направлении (смотри рисунок 7.8, г). Чаще всего при сдвигах происходит перемещение не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Тогда говорят о сброса-сдвигах.

Сложные сбросы. Одиночные сбросы распространены редко. Они обычно встречаются группами, образуя сложные сбросы. К числу их относятся: ступенчатые сбросы, грабены и горсты.

Ступенчатые сбросы – система сбросов, когда каждое последующее крыло опущено относительно предыдущего (смотри рисунок 7.8, д).

Грабены – система двух ступенчатых сбросов, в котором центральная часть оказывается опущенной, а по обе стороны от нее располагаются ступенчатые сбросы, в каждом из которых последующее крыло приподнято относительно предыдущего (смотри рисунок 7.8, е).

Горсты – группа сбросов, в которой центральная часть приподнята, а периферийные-опущены (смотри рисунок 7.8, ж).

Выделяют также сложные грабены (смотри рисунок 7.8, з) и сложные горсты.

Особый тип разрывных нарушений представляют собой **глубинные разломы** – долгоживущие разломы глубокого заложения (до 700 км), пересекающие земную кору и углубляющиеся в мантию. По таким разломам обычно перемещаются очень крупные блоки земной коры. Примерами могут служить Талассо-Ферганский разлом, протягивающийся через весь Тянь-Шань, Курило-Камчатский разлом, разломы Рудного Алтая и др.

РАЗДЕЛ 8 МАГМАТИЗМ

Магматизм – сложный многостадийный процесс. Этим термином объединяют явления зарождения самой магмы, последующей ее миграции в земной коре и образования в процессе кристаллизации магматических горных пород. **Магма** представляет собой огненно-жидкий силикатный расплав.

Магматический расплав всегда содержит летучие вещества – газы и пары воды. Магма, перемещаясь в толще земной коры, воздействует на окружающие горные породы высокой температурой, газами и парами воды и частично переплавляет, и ассимилирует вещества этих пород, тем самым изменяя свой первоначальный состав.

8.1. Причины зарождения и миграции магматических расплавов

Согласно современным воззрениям, магматические очаги возникают путем периодического локального расплавления вещества земной коры или мантии, вызываемого изменением термодинамических условий – **давления и температуры**.

Каковы же основные причины, приводящие к изменению термодинамических условий? Как известно, температура Земли закономерно возрастает с глубиной. На глубине около 100 км она составляет 1300 – 1500°C. Если бы давление было равно атмосферному, то при подобной температуре любая горная порода должна была бы перейти в расплавленное состояние. Однако господствующие на тех же глубинах давления, измеряемые тысячами мегапаскалей, значительно повышают температуру плавления горных пород, препятствуя переходу их в жидкую фазу. Нарушение этого равновесия на том или ином участке и, в первую очередь, понижение давления или повышение температуры вызывают локальный переход вещества в жидкую фазу и приводят к образованию **первичных магматических очагов**. Обычно первичные магматические очаги возникают в нижних горизонтах земной коры или в верхней мантии, чаще всего в астеносфере.

Вследствие перемещения магматических расплавов в более высокие горизонты земной коры могут образовываться **вторичные магматические очаги**. По всей видимости, наиболее благоприятные условия для ослабления давления возникают при различных тектонических процессах, с которыми связано образование сложных и неоднородных полей тектонических напряжений, а в ряде случаев и нарушение сплошности земной коры. Поскольку наиболее интенсивные тектонические движения проявляются в пределах геосинклиналей, именно с этими структурными элементами земной

коры связано широкое развитие процессов магматизма в настоящем и прошлом нашей планеты.

Повышение температуры, которое также может привести к локальному расплавлению горных пород и образованию магматических очагов, связывается с различного рода **физико-химическими процессами**, сопровождающимися выделением тепла. Важнейшими из них в настоящее время считаются процессы распада радиоактивных элементов, содержащихся в недрах Земли. Определенную роль в генерации тепла играют также гравитационные процессы дифференциации вещества и различного рода фазовые превращения, протекающие по **экзотермической схеме**, т.е. с выделением тепла.

Согласно взглядам некоторых исследователей, магматические очаги формируются постоянно. Они скапливаются в верхней части астеносферы в виде астенолитов, откуда затем поднимаются в верхние горизонты земной коры. Движение магмы к поверхности обусловлено, во-первых, гидростатическим давлением и, во-вторых, значительным увеличением объема, которым сопровождается переход твердых горных пород в состояние расплава.

Достигая поверхности Земли, магма теряет значительную часть растворенных газов, приобретает большую подвижность и таким образом превращается в **лаву**. Следовательно, магма при миграции непрерывно меняет свой состав.

8.2. Типы магм и их дифференциация

8.2.1. Типы магм

Принципиальная возможность возникновения магматических очагов на разных глубинах при различных термодинамических условиях и составе исходного вещества, подвергающегося переправлению, а также большое разнообразие встречающихся в земной коре магматических горных пород, естественно, ставит вопрос о типах родоначальных магм.

Есть различные гипотезы, например одни исследователи (В.Н. Лодочников) считают, что различным по химизму группам магматических горных пород отвечают магмы соответствующего состава. Согласно представлениям других (Н. Боуэн, А.П. Заварицкий и др.); в природе существует единая родоначальная магма основного состава (базальтовая).

Большинство же геологов вслед за Ф.Ю. Левинсон-Лессингом придерживается мнения о существовании двух родоначальных магм – основной (базальтовой), очаги которой формируются в пределах верхней мантии, и кислой (гранитной), имеющей внутрикоровое происхождение.

Подтверждением этой точки зрения является резкое преобладание в составе земной коры пород гранитного и базальтового состава, а также

повторение определенных ассоциаций магматических пород в различных частях земного шара, свидетельствующее об их родстве и образовании из единого очага. Однако родоначальная магма в течение всего периода жизни магматического очага испытывает сложнейшие физико-химические превращения, называемые процессами дифференциации

8.2.2. Дифференциация магмы

Дифференциация магмы может быть определена как совокупность физико-химических процессов, приводящих к образованию из единого магматического расплава горных пород различного состава. Она может происходить как в жидком магматическом расплаве, так и в процессе его кристаллизации. В связи с этим выделяют два главных типа дифференциации – **магматическую** и **кристаллизационную**.

8.2.2.1. Магматическая дифференциация происходит до начала кристаллизации, т.е. еще в жидком магматическом расплаве, в пределах магматических очагов или на путях движения магмы. Основным физико-химическим механизмом, приводящим к разделению магмы на отдельные фракции, считается **ликвация**, т.е. разделение единого гомогенного магматического расплава на две несмешивающиеся между собой жидкости, отличающиеся друг от друга по своему составу. Ликвация обычно вызывается постепенным понижением температуры магмы, однако причиной ее может служить и ассимиляция магматическим расплавом вмещающих пород, приводящая к изменению его состава.

Процесс дифференциации магмы в жидком состоянии подтверждается наблюдениями в районах современной вулканической деятельности. Так, нередко в процессе вулканических извержений происходит смена лав кислого состава средними и даже базальтовыми. На некоторых вулканах Камчатки установлены случаи, когда из центрального кратера изливались средние и даже кислые лавы, а из побочных кратеров – основные.

8.2.2.2. Кристаллизационная дифференциация связана уже с процессом кристаллизации магмы и сопровождает этот процесс. При остывании магмы по мере достижения температур кристаллизации главных породообразующих силикатов первыми из расплава выпадают кристаллы наиболее тугоплавких минералов и, в частности, оливина, за оливином выделяются пироксены, одновременно с пироксенами или несколько позже начинают кристаллизоваться основные плагиоклазы, затем средние и кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, слюды и наконец кварц.

Выделившиеся из расплава первыми железо-магнезиальные силикаты благодаря своей относительно высокой плотности погружаются в придонные горизонты магматического резервуара, вследствие чего верхние части магмы

постоянно обедняются такими компонентами, как железо, магний, кальций, в них накапливается избыточный кремнезем и повышается степень кислотности. Таким образом, кроме последовательности выделения минералов в процессе кристаллизационной дифференциации, значительную роль играют **гравитационные** явления. Ярким доказательством этого природного процесса служат дифференцированные (расслоенные) интрузии, описанные во многих пунктах земного шара. В Российской Федерации такие интрузии основного и ультраосновного состава широко распространены на северо-западе Сибирской платформы и на Кольском полуострове, где с ними связаны месторождения сульфидных медно-никелевых руд.

На этом не заканчивается эволюция магматического очага. С конечными стадиями кристаллизации магмы связано образование **пегматитов** (греч. «пэгматос» – крепкая связь). Согласно представлениям А.Е. Ферсмана, пегматиты образуются из остаточных силикатных расплавов, обогащенных летучими компонентами. Летучие делают эти расплавы более подвижными, поэтому пегматиты обычно залегают в верхних (апикальных) частях материнских интрузивов или вблизи них в породах кровли, куда пегматитовые расплавы проникают по тектоническим трещинам. Существуют и другие взгляды на образование пегматитов. Так, А.Н. Заварицкий объясняет их формирование изменением и перекристаллизацией горных пород под воздействием газовых растворов. Пегматиты могут быть связаны с магмами любого состава, но наибольшее распространение и практическое значение имеют пегматиты кислых магм, или **гранитные пегматиты**.

8.2.2.3. Вокруг интрузива в период и после охлаждения и кристаллизации магмы также развиваются связанные с ним геологические процессы, называемые **постмагматическими**.

На определенной стадии эволюции магматического расплава, когда превышает предел растворимости в нем летучих компонентов, от него отделяются в виде самостоятельной фазы газовые (**пневматолитовые**) растворы, основную роль в которых играют водяные пары. При снижении температуры растворов до 450 – 400° С они превращаются в жидкие, или **гидротермальные** (горячие водные) растворы. Пневматолитовые и гидротермальные растворы нередко выносят значительные количества цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов, содержащихся в исходном магматическом расплаве, образуя месторождения полезных ископаемых, нередко имеющие важное промышленное значение.

На всех этапах развития магматических процессов формируются определенные ассоциации минералов, соответствующие конкретным условиям. Связанные с магмой процессы образования минералов классифицируются в

соответствии с основными стадиями эволюции магматических расплавов (таблица 8.1).

Таблица 8.1 – Классификация магматогенных процессов минералообразования

Процесс	Способ и среда минералообразования	Продуктивность, %	Примеры минералов
Собственно магматический	Минералы кристаллизуются непосредственно из магмы	8	Оливин, пироксены, роговая обманка, плагиоклазы, нефелин, апатит, хромит, магнетит, пентландит
Пегматитовый	Минералы кристаллизуются из основных магматических расплавов, обогащенных летучими компонентами	10	Калиевые полевые шпаты, кварц, мусковит, лепидолит, топаз, берилл
Пневматолит-гидротермальный	Минералы кристаллизуются из газовых и жидких растворов, отделяющихся от магмы	28	Вольфрамит, касситерит, молибденит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, киноварь, антимонит, борнит, барит, кальцит, доломит, флюорит

Анализ данных таблицы позволяет сделать вывод о том, что продуктивность процессов магматизма в образовании минералов (выраженное в процентах отношение количества образованных в данном процессе минералов к общему числу минеральных видов в земной коре) достаточно велика. Около 46% встречающихся в земной коре минеральных видов обязано своим происхождением именно этим процессам.

8.3. Виды магматизма

Магматизм проявляется в двух основных формах: **эффузивного** магматизма и **интрузивного** магматизма.

При **эффузивном магматизме** магматические массы пробиваются через толщу земной коры и изливаются на поверхность (явления извержения вулканов). На поверхности они быстро застывают и превращаются в **эффузивные** (излившиеся) **магматические горные породы**. Главные отличительные их особенности – стекловатое или неполнокристаллическое строение и залегание в виде покровов и потоков.

При **интрузивном магматизме** магма лишь внедряется в толщу земной коры, но не пробивается на поверхность. Застывая на глубине, магма

превращается в интрузивные (глубинные) горные породы. Главные отличительные признаки этих пород – полнокристаллическое строение и залегание в виде интрузивных тел – жил, даек, батолитов, лакколитов, силл и т.д.

Различаясь по форме проявления, эти виды магматизма также отличаются друг от друга и по характеру конечных продуктов, которыми являются интрузивные и эффузивные магматические горные породы.

8.3.1. Интрузивный магматизм

Интрузивный магматизм (плутонизм) проявляется в том случае, когда поднимающаяся магма медленно остывает и кристаллизуется на той или иной глубине, образуя различные по форме магматические тела, называемые интрузивами. Впоследствии, благодаря различным геологическим процессам, многие из них оказываются выведенными на дневную поверхность (обнаженными), и изучение их позволяет судить о процессе интрузивного магматизма.

Форма образующихся интрузивных тел, характер их контактов с вмещающими породами зависят как от механизма внедрения магматических расплавов, так и от физических свойств самой магмы и вмещающих пород.

Формы интрузивных тел. В зависимости от соотношения с вмещающими горными породами интрузивы делятся на **согласные** и **несогласные**, секущие под различными углами вмещающие породы. Иногда интрузивное тело в одной части является согласным, а в другой – несогласным с вмещающими породами.

8.3.1.1. К согласным интрузивным телам относятся силлы (межпластовые залежи), лакколиты, лополиты, факолиты (рисунок 8.1).

Силлы – пастообразные интрузивные тела, образующиеся путем внедрения магмы вдоль поверхностей напластования осадочных пород. Нередко силлы встречаются группами. Хорошо известны силлы Сибирской платформы (сибирские траппы), перемежающиеся в геологическом разрезе с породами каменноугольной и пермской систем.

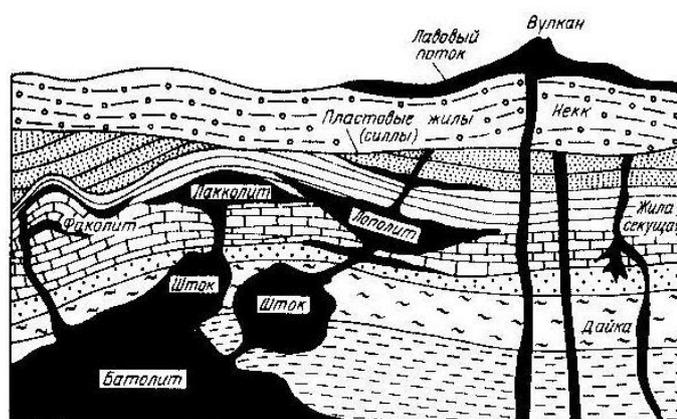


Рисунок 8.1 – Формы залегания магматических горных пород

Лакколиты (греч. «лакос» – яма) – грибообразные тела, имеющие выпуклую верхнюю поверхность и сравнительно плоскую нижнюю, к которой подходят подводящие каналы. В плане имеют округлую форму и размеры от сотен метров до нескольких километров в диаметре. Лакколиты обычно образуются при внедрении кислой магмы, которая в силу высокой вязкости обладает слабой проникающей способностью и скапливаются в одном месте. Покрывающие слои горных пород при этом приподнимаются и изгибаются в виде купола. Широко развиты лакколиты на Северном Кавказе в районе Минеральных Вод (горы Машук, Бештау, Верблюд, Змейка и др.) и в Крыму (горы Аю-Дат, Кагель и др.).

Лополиты (греч. «лопос» – чаша) представляют собой межпластовые чашеобразные тела, образование которых обусловлено проседанием горных пород под тяжестью внедрившейся магмы. Они состоят преимущественно из основных пород, и, как правило, обладают значительными размерами. Например, лополит Бушвелд в Южной Африке имеет длину свыше 300 км.

Факолиты (греч. «факос» – чечевица) – относительно небольших размеров тела, имеющие чечевицеобразную форму и залегающие, как правило, в сводовых частях антиклинальных или синклиналиных складок.

8.3.1.2. Среди **несогласных интрузивов** также выделяется несколько форм (смотри рисунок 8.1).

Батолиты (греч. «батос» – глубина) представляют собой наиболее крупные интрузивные тела, занимающие площади в десятки и сотни тысяч квадратных километров и имеющие в плане удлиненно-овальную форму. Как правило, батолиты приурочены к центральным частям горноскладчатых сооружений и сложены породами гранитного состава. Геофизическими исследованиями было установлено, что вертикальные размеры (мощность) многих батолитов не превышают 5 – 10 км.

Сложной и дискуссионной является проблема происхождения батолитов, точнее – проблема занимаемого ими пространства. По этому вопросу существует несколько точек зрения. Согласно *одной* из них, поднимающаяся магма расплавляет породы кровли, ассимилируя их, и тем самым завоевывает себе пространство. Согласно *другой* гипотезе, батолиты, формирующиеся обычно на заключительных стадиях вздымания горноскладчатых сооружений, внедряясь в земную кору, как бы приподнимают ее, не нарушая в целом структуру вмещающих пород. Наконец, многие исследователи связывают образование батолитов с процессами магматического замещения (гранитизации) осадочных пород на месте их первоначального залегания.

Штоки – это интрузивные тела неправильной, часто близкой к цилиндрической, формы, площадь сечения которых не превышает 100 км². Как правило, они приурочены к зонам пересечения различных тектонических

нарушений и могут быть сложены горными породами самого различного состава от кислых до ультраосновных. Нередко штоки являются ответвлениями более крупных батолитов (батолитовые штоки), но часто образуют и приповерхностные тела (магматические диапиры).

Дайки (шотл. «дайка» – стена) представляют собой плоские плитообразные тела, возникающие в результате заполнения магмой вертикальных и наклонных трещин в земной коре. Дайки слагаются породами самого различного состава и обычно располагаются группами. Размеры даек изменяются в очень широких пределах. Наиболее крупная Великая Дайка в Зимбабве протягивается на 540 км при средней мощности 5 км.

Кроме правильных плитообразных даек встречаются трещинные интрузии не столь правильной формы, обладающие различными изгибами, ответвлениями. Их называют **магматическими жилами**.

Некки (англ. «некк» – шея) – трубообразные тела, представляющие собой жерла древних вулканических аппаратов центрального типа, заполненные магмой. Диаметр их изменяется от нескольких метров до 1,5 км. Заполнены некки застывшей магмой, нередко содержащей обломочный материал.

Интрузивные тела могут формироваться на разной глубине. Батолиты и батолитовые штоки обычно образуются на значительных глубинах, в связи с чем их называют **абиссальными** магматическими телами. Формирование остальных интрузий обычно связывается с умеренными и малыми глубинами, и их относят к **гипабиссальным**, или полуглубинным магматическим телам.

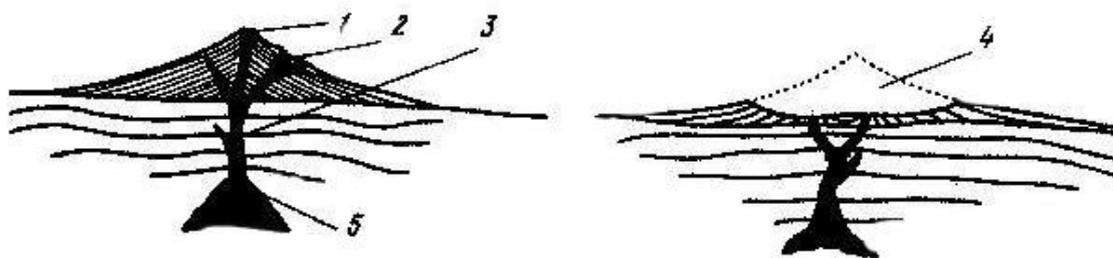
8.3.2. Эффузивный магматизм

Эффузивный магматизм, или **вулканизм**, объединяет все процессы, связанные с излиянием магмы на земную поверхность. Летучие компоненты, которые на глубине, благодаря высокому давлению, удерживаются в магме в растворенном состоянии, выделяются из нее по мере продвижения к земной поверхности. Поэтому магма, излившаяся на поверхность, значительно обеднена летучими веществами по сравнению с родоначальной и называется в этом случае лавой.

8.3.2.1. Типы вулканических аппаратов. Излияние лавы происходит через вулканические аппараты, которые в зависимости от своего строения подразделяются на вулканы **центрального** и **трещинного** типов.

В вулканах **центрального** типа (рисунок 8.2), представляющих собой геологические постройки в виде конусовидных гор, извержения происходят через центральные выводные отверстия. Каждый вулкан обладает жерлом, т.е. выводным каналом, по которому поднимаются от магматического очага продукты извержений, и кратером – чашеобразным углублением, располагающимся на вершине горы и являющимся верхним окончанием жерла,

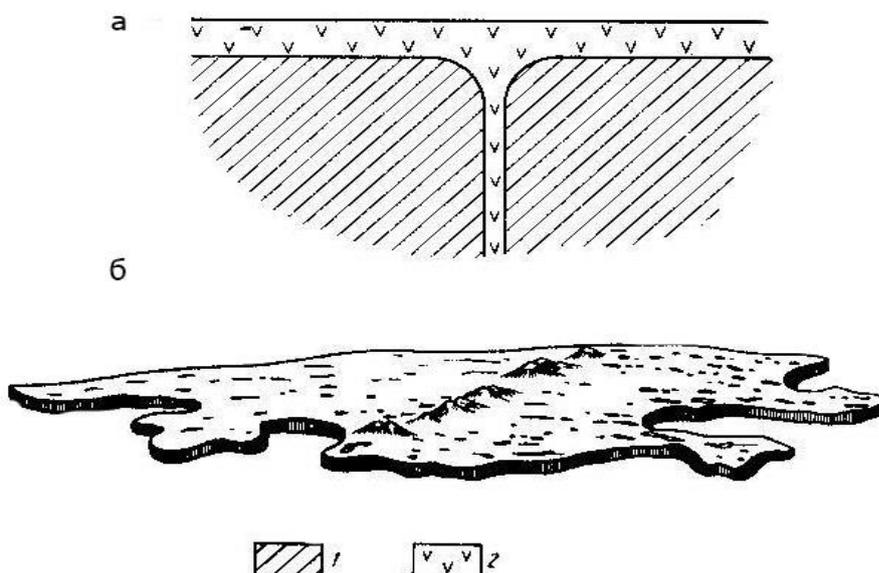
у многих крупных вулканов от основного жерла ответвляются побочные выводные отверстия, называемые паразитическими вулканами.



1 – кратер; 2 – побочные кратеры; 3 – жерло; 4 – кальдера; 5 – магматический очаг
Рисунок 8.2 – Схема строения вулканических аппаратов центрального типа

При разрушении вершин конусов вследствие вулканических взрывов или провалов на их месте могут образоваться обширные впадины (до 15 км в диаметре) округлых очертаний, которые называются **кальдерами**. Внутри такого кратера может возникнуть один или несколько молодых конусов. Формы геологических тел, образуемых продуктами извержений вулканов центрального типа, представлены главным образом **потоками**, реже **куполами**.

В вулканах **трещинного** типа центральное выводное отверстие отсутствует, и лава изливается на поверхность через глубокие, протяженные трещины в земной коре. В результате образуются мощные лавовые покровы (рисунок 8.2).



1 – вмещающие породы; 2 – лавовый покров

Рисунок 8.2 – Лавовые покровы, образовавшиеся при трещинных излияниях в разрезе (а) и в плане (б)

8.3.2.2. Продукты вулканической деятельности. Продукты вулканических извержений принято делить на три группы: **жидкие, твердые и газообразные.**

Жидкие продукты вулканических извержений представлены лавой. По химическому составу лавы могут быть кислыми, средними, основными и ультраосновными. Химический состав лав определяет их важнейшие физические свойства – вязкость и подвижность, от которых во многом зависит характер извержений вулканов.

Так, бедные кремнеземом и обогащенные железо-магнезиальными соединениями лавы ультраосновного и основного состава (базальтовые и пикритовые), имеющие у выхода на поверхность температуру около 1200 °С, характеризуются малой вязкостью и высокой подвижностью. В связи с этим они легко растекаются на значительные расстояния, образуя покровы и потоки с волнистой поверхностью. Лавы же кислые и средние (липаритовые, андезитовые), температура которых обычно не превышает 750 – 1000° С, обладают более высокой вязкостью и малой подвижностью. При выходе из кратера они быстро затвердевают, образуя короткие потоки с глыбовой поверхностью, купола, обелиски. При застывании лавы возникают эффузивные или излившиеся магматические горные породы, обладающие неполнокристаллическим или стекловатым строением.

Количество лавы, изливающейся при извержении, бывает различным, особенно много изливается базальтовой лавы. Лавовые потоки достигают нескольких километров в длину при ширине в сотни метров.

Текучесть лавового потока, как уже отмечалось, зависит от состава лавы, температуры и наличия растворенных в ней газов. Лава растекается потоками при температуре выше 1050° С, причем потоки основной лавы движутся со скоростью несколько километров в час.

Лавы, насыщенные газами, при застывании образуют пористые породы. В порах и пустотах могут возникать различные минералы, кристаллизующиеся как из газов, так и из водных растворов, проникающих в эти пустоты. В результате в лавовой породе возникают многочисленные шарики или бобовины кальцита, опала, агата, цеолитов и других минералов. Такая порода носит название **миндалевидного камня**, или **мандельштейна**.

Твердые продукты вулканической деятельности иначе называются **пирокластическими** (греч. «пир» – огонь, «кластикос» – раздробленный), поскольку они состоят из обломочного материала, возникшего при вулканических взрывах в результате выбрасывания в атмосферу и распыления огромных масс лавы, а также из обломков горных пород взорванных частей кратера.

В зависимости от величины обломков среди них выделяют **вулканические бомбы**, имеющие размеры от 5 – 10 см до нескольких метров в поперечнике, **лапилли** (итал. «лапилли» – камешки) – от 1 до 3 см, **вулканический песок**, состоящий из различных невооруженным глазом

частиц (от 0,5 мм до размера горошины), и **вулканический пепел**, представляющий микроскопически тонкую пыль серых оттенков и состоящий в основном из мельчайших обломков вулканического стекла.

Вулканический пепел – основная часть твердых продуктов извержений. На Аляске при извержении вулкана Катмай в 1912 г. было выброшено 20 км³ твердых продуктов, почти 90 % из которых приходилось на пепел. Бесперывно в течение 25 часов шел дождь из вулканического пепла, образовав вблизи вулкана слой мощностью 4 м, тончайший слой этого пепла был отмечен на всех континентах и океанах.

Дальность перемещения обломочного материала зависит главным образом от величины обломков. Так, вулканические бомбы и лапилли слагают в основном кратеры и конусы вулканов, пепловые же частицы могут разноситься ветром на очень далекие расстояния. Например, пепел ныне потухших кавказских вулканов обнаружен в осадочных образованиях на территории Воронежской области.

В дальнейшем в результате уплотнения и цементации пирокластического материала образуются такие горные породы как **вулканические брекчии** (за счет грубообломочных частиц) и **вулканические туфы** (за счет пепла).

Газообразные продукты выделяются из жерла, побочных кратеров и многочисленных трещин на различных стадиях вулканической деятельности. Примерно на 60 – 90 % они состоят из водяного пара, при конденсации которого в атмосфере нередко возникают сильные ливни, сопровождающие извержения вулканов. Кроме водяных паров, в их состав входят H₂S, SO₂, CO, CO₂, HCl, HF, NH₄Cl, NH₃, H₂, H₂BO и другие газы.

Состав газовых выделений зависит от температуры. При температурах выше 180° С выделяются так называемые **фумарольные** газы (от лат. «фума» – дым), характеризующиеся сложным хлористо-сернисто-углекислым составом с преобладанием хлористых соединений. В дальнейшем они сменяются **сульфатарными** газами с температурами 180 – 100° С, в составе которых преобладают сернистые соединения. При температурах ниже 100° С выделяются существенно углекислые газы, называемые **мофетными**. При сублимации вулканических газов нередко возникают минеральные образования, являющиеся объектами добычи. Так, в Италии, вблизи города Лордорело ежегодно добывают тысячи тонн борной кислоты, буры, аммиачной соли и других продуктов возгона, а перегретый пар широко используется для выработки электроэнергии.

8.3.2.3. Деятельность вулканов. В жизни вулканов выделяют сменяющие друг друга периоды вулканических извержений, или активной эруптивной деятельности, и разделяющие их гораздо более продолжительные периоды покоя, когда проявляются различного рода поствулканические

процессы. Причем в чередовании периодов покоя и активной деятельности не найдено определенной закономерности. Интервалы между извержениями могут быть самыми различными – от нескольких лет до десятков, сотен и даже тысяч лет.

Вулканы, в историческое время не проявившие активной деятельности, считаются потухшими, примерами могут служить кавказские вулканы Казбек и Эльбрус.

Однако, деление вулканов на действующие и потухшие весьма условно, так как никогда нет уверенности, что вулканы, считающиеся потухшими, не возобновят свою деятельность. Вот что писал о них известный французский исследователь вулканов Г. Тазиев: «Они отнюдь не мертвые, какими кажутся тем, кто не может или не хочет познать их нрав. Вулкан может «спать» век, два, даже тысячелетие, и люди совсем перестанут думать или вспоминать о нем. А между тем, геологическая жизнь вулканов не замирает: она измеряется не годами, а тысячелетиями и десятками тысячелетий. Могут пройти века, сотни веков – и над окрестностями «потухшего» вулкана вновь нависнет смертельная опасность».

Активная деятельность вулканов проявляется по-разному, главным образом, в зависимости от химического состава изливающихся лав и содержания в них летучих компонентов.

Магма основного состава содержит меньшее количество газов, является более жидкой и излияние ее, как правило, происходит относительно спокойно. Извержения кислой магмы, вязкой и малоподвижной, легко закупоривающей выводные отверстия и более насыщенной газами, обычно сопровождается вулканическими взрывами, выбросами в атмосферу большого количества твердых продуктов. По характеру извержений вулканы разделяются на следующие основные типы: *гавайский, стромболианский, этно-везувийский, пелейский, кракатауский, трубки взрыва, трещинные вулканы.*

Поствулканические явления. После окончания вулканического извержения еще в течение очень долгого времени наблюдаются различного рода процессы, свидетельствующие о сохраняющейся активности магматического очага. Это – выделение газов, гейзеры и термальные источники, извержения грязевых вулканов.

Выделение газов, которое сопровождает извержение вулканов, продолжается еще в течение долгого времени после его окончания. Газы, фумарольные, сольфатарные, мофетные выделяются из кратера вулкана и многочисленных трещин на его склонах. Так, в долине «Десяти тысяч дымов» на Аляске, расположенной в окрестностях вулкана Катмай, последнее извержение которого было в 1912 г., в виде многочисленных струй выделяется

в секунду около 23 млн. литров паров, выносящих с собой в течение года 1 250 000 тонн хлористого и 200 000 тонн фтористого водорода.

В районах современного вулканизма минеральные образования, а также перегретые водяные пары вулканического происхождения могут иметь промышленное значение. В столице Исландии г. Рейкьявике, например, большая часть жилищ, многочисленные теплицы отапливаются термальными водами. В Италии в окрестностях городка Лардерело буровыми скважинами вскрыты огромные запасы пара с температурой около 200°C. Под естественным давлением 0,5 МПа этот пар подается на турбины электростанции. В районе Паужетских источников на Камчатке на вулканическом тепле работает опытно-промышленная электростанция.

Термальные источники имеют температуры выше среднегодовой для данной местности, в ряде случаев их температура достигает 100 °С. Если в горячих источниках наблюдаются повышенные концентрации минеральных веществ, они называются **термоминеральными**. Термальные источники известны практически во всех вулканических областях, в России они широко распространены на Курильских островах и на Камчатке.

Гейзеры представляют собой периодически действующие горячие (80 – 100 °С) паро-водные источники. Названы так по названию к. района Гейзер в Исландии, где они впервые наблюдались.

Механизм работы гейзеров объясняется следующим образом: в период покоя у дна канала гейзера скапливается перегретая вода, которая благодаря давлению вышележащего столба не превращается в пар. Когда в более высоких частях столба вода закипает и начинается интенсивное парообразование, приводящее к уменьшению давления, наступает критический момент, и перегретая вода, мгновенно обратившись в пар, выбрасывается наружу в виде паро-водного фонтана той или иной высоты. Затем процесс повторяется. Периодичность извержений довольно постоянна, интервалы между выбросами у различных гейзеров изменяются от 10 мин до 5,5 ч.

Гейзеры широко развиты в Йеллоустонском парке в США, в Исландии, Новой Зеландии, на Камчатке в так называемой Долине Гейзеров. Воды гейзеров благодаря их высокой температуре минерализованы и содержат соли натрия, калия, магния, кальция, кремнезем. В связи с этим вокруг гейзеров обычно образуются минеральные отложения.

Грязевые вулканы представляют собой конусовидные возвышенности высотой 1 – 2 м с пологими склонами, сложенные рыхлыми песчано-глинистыми образованиями. На вершинах таких холмов располагаются кратеры, через которые и происходят выбросы грязи. Причиной, вызывающей грязевые извержения, являются вулканические газы и пары, подходящие снизу

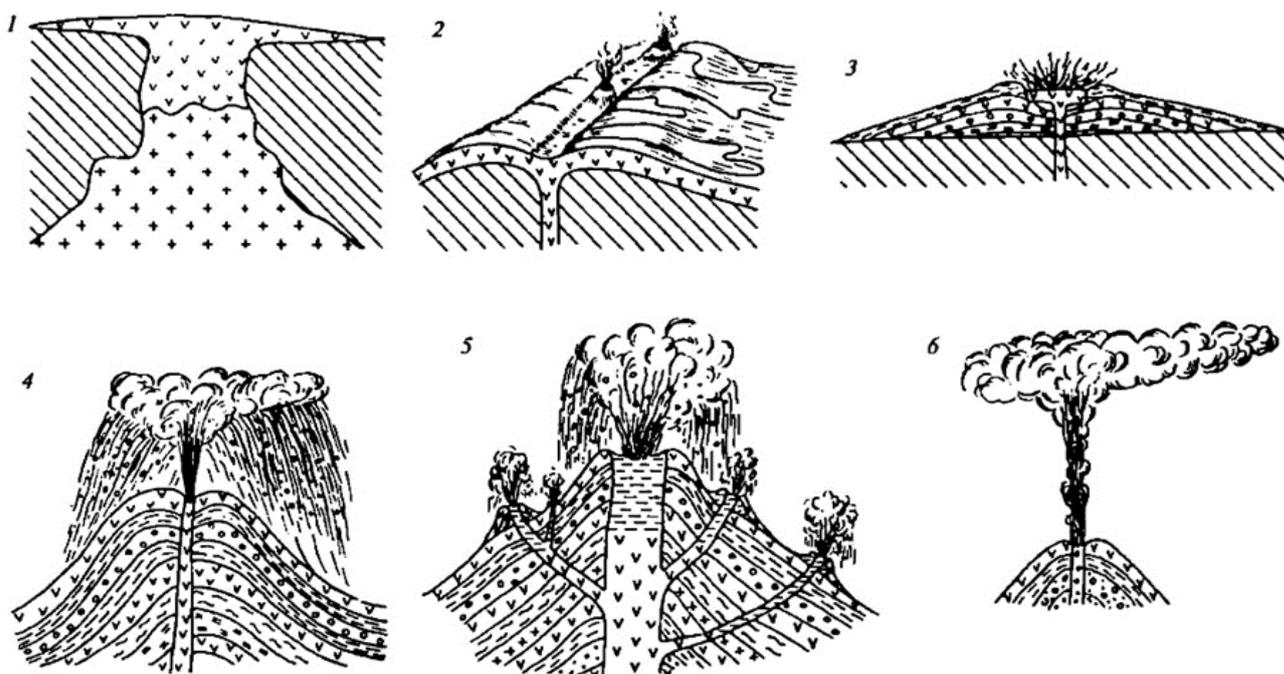
по трещинам. Встречая на своем пути рыхлые породы, насыщенные водой, они выталкивают их на поверхность в виде грязи.

Эти образования сходны с грязевыми вулканами нефтегазоносных областей, так называемыми экзогенными псевдовулканами, в которых движущей силой являются газы не вулканического, а органического происхождения.

8.3.2.4. Типы излияния (вулканические постройки)

Характер извержений зависит, в основном, от состава лавы, количества и активности газов, от глубины расположения лавового очага и высоты поднятия лавы вдоль жерла или трещины.

Вулканы по характеру извержений разделяют на три категории: лавовую, смешанную и газово-взрывную. В каждой категории выделяются отдельные типы вулканов (рисунок 8.3), чаще всего называемые по наиболее характерному вулкану, извержение которого явилось образцом для данного типа (таблица 8.2).



1 – площадной; 2 – трещинный; 3 – гавайский; 4 – стромболианский;
5 – этно-везувианский; 6 – плининский

Рисунок 8.2 – Типы вулканов

Лавовая категория вулканов. Извержения вулканов лавовой категории были многочисленны в прошлые геологические периоды. **Площадной тип вулканов** в настоящее время неизвестен. В древние периоды извержения этого типа, по-видимому, совершались следующим образом: магма подходила к

поверхности Земли, переплавляла и поглощала твердые горные породы, постепенно просачивалась через них к поверхности и образовывала огромные по площади лавовые озера. Площадные извержения были очень своеобразны, они происходили без взрывов и выброса твердых продуктов. Конусы вулканов были очень плоскими и представляли собой пологие возвышенности. Подобным образом изливалась, по-видимому, лава в пермском и триасовом периодах на обширных пространствах современного Красноярского края (Сибирские траппы), в меле и палеогене на Деканском плоскогорье в Индии, а также в Южной Америке и Африке.

Таблица 8.2 – Классификация вулканов по характеру извержений

Категория вулкана	Тип вулкана	Типовой вулкан
Лавовый	Площадной Трещинный Гавайский	В настоящее время отсутствует Трещина Скатор (Исландия) Килауэа (Гавайские острова)
Смешанный	Стромболианский Вулканский Этно-везувийский	Стромболи (Италия) Вулкано (Италия) Этна и Везувий (Италия)
Газово-взрывной	Мерапийский Пелейский Катмайский Кракатауский Газово-взрывные воронки (маары) Бандайсанский	Мерапи (Индонезия) Мон-Пеле (Малые Антильские острова) Катмай (Аляска) Кракатау (Зондские острова) Маары Бандай-Сан (Япония)

Трещинный (исландский) тип вулканов несколько напоминает площадной по масштабу излияний лавы на поверхность, но магма в них подходит к поверхности через узкие каналы трещины. Перед прорывом земной коры лава скапливается в лавовом очаге, причем происходит выделение газов, хотя и в малом количестве. Извержение начинается выходом газа по уже ранее существовавшей трещине, поэтому особенно сильных взрывов не происходит; затем начинается излияние лавы. В стадии наиболее сильного извержения лава вытекает сразу из всей трещины, образуя широкие лавовые потоки. Так как лава, выливающаяся из трещинных вулканов, обычно очень жидкая, то она растекается на большие расстояния. Вулканы трещинного типа, помимо Исландии, встречаются на Гавайских островах. На юго-восточной стороне вулкана Килауэа известна трещина длиной 9 км, из которой вылился поток лавы длиной 6,5 км и толщиной всего несколько сантиметров.

Гавайский тип вулканов по характеру извержения и вулканическим продуктам близок к трещинным, но извержение лавы происходит у них через трубообразный канал. Кратер вулканов гавайского типа очень плоский, тарелкообразный. В него открывается один или несколько широких круглых

или овальных в сечении каналов (жерло). Конус вулкана плоский и обычно огромных размеров. Склоны конуса наклонены под углом $7 - 10^\circ$, в верхней части – до 15° . По своей форме вулканический конус этого типа напоминает щит, в связи с чем подобные вулканические горы получили название щитовидных. Кроме Гавайских островов, вулканы этого типа имеются в Исландии, на островах Самоа, к северо-востоку от Австралии, а также в восточной части Африки.

Вулканы смешанной категории характеризуются выбросами лавы, а также твердых и газообразных продуктов. Вулканы этой категории имеют конусы правильной формы и отличаются наибольшей красотой, например, Фудзияма в Японии, Кроноцкий и Корякский на Камчатке. Конусы этих вулканов состоят в большинстве случаев из переслаивания лавы и твердых продуктов извержения (бомбы, пепел, вулканический песок и т.д.), в связи с чем их называют **слоистыми**, или **стратовулканами**.

Стромболианский тип вулканов получил название по вулкану Стромболи, находящемуся на Липарских островах в Средиземном море. Вулкан Стромболи часто называют маяком, так как почти все время из его кратера выделяются газы и выбрасываются комки еще пластичной раскаленной лавы, которые ночью светятся. Лава в этом вулкане почти всегда стоит в жерле и дает (особенно ночью) красноватый свет. Вулканы данного типа характеризуются извержениями лав основного (базальтового) состава (с температурами около $1000 - 1200^\circ \text{C}$), которые, периодически переваливаясь через края кратера, стекают по склонам со скоростью $8 - 10 \text{ м/с}$, образуя лавовые потоки длиной $40 - 50 \text{ км}$, иногда 80 км . Лава сравнительно бедна газами, взрывов почти не наблюдается.

Вульканский тип вулканов назван по имени горы на о. Вулькано, относящегося к архипелагу Липарских островов. Лава вулканов этого типа более вязкая, чем у ранее описанных, чаще всего андезитового, трахитового или дацитового состава, быстро застывающая. После извержения она плотно закупоривает центральный кратер. Магматический очаг, как и в вулканах стромболианского типа, располагается близко к поверхности, но газы в отличие от последних не имеют возможности непрерывно и свободно выходить. Они скапливаются под пробкой из лавы предыдущего извержения и затем вырываются с большой силой, выбрасывая пробку вверх.

Вулканы вульканского типа имеют форму конуса с довольно крутыми стенками и глубоким кратером на вершине, жерло их обычно бывает заполнено или лавой, или обломками твердых продуктов извержения.

Этно-везувианский тип вулканов очень сходен с вульканским. Периоды извержения здесь реже, чем в вульканском типе, а количество газов, вырывающихся при извержениях, значительно больше. После длительного

периода спокойствия или умеренной деятельности вулкана лава с большой силой начинает выбрасываться высоко вверх, разбрызгиваясь и превращаясь в вулканический туф, пепел и шлак. При первичном сильном взрыве на конусе вулкана обычно появляются трещины и ослабленные зоны. В последующий период извержения лава и газы, будучи не в состоянии подняться до вершины центрального канала, используют эти боковые трещины для извержения, образуя жерла на склонах, отверстия в которых называются «бокки»). Над этими бокковыми жерлами часто возникают паразитические, или побочные конусы. Так на склонах Ключевского вулкана наблюдается до 60 побочных кратеров. На склонах вулкана Этна, расположенного в Средиземном море, на о. Сицилия, и являющегося типичным вулканом этой группы, имеется 800 бокк и свыше 200 паразитических конусов.

Главная масса лавы изливается через паразитические конусы. Так, во время извержения Ключевского вулкана в 1937 – 1938 гг. из главного кратера вылилось 14 млн³ лавы, а из расположенного на склоне кратера Билукай – 240 млн³ лавы, образовавшей сначала один 16-километровый поток лавы, а затем четыре потока.

Кратер у вулканов этно-везувианского типа глубокий, часто весьма сложного строения (рисунок 8.2). Современный кратер иногда располагается на вершине относительно небольшого конуса, находящегося внутри огромной чаши древнего кратера. Стенки древнего кратера представляют собой высокий вал, в большинстве случаев сильно разрушенный в процессе более поздних извержений.

Вулканы этно-везувианского типа распространены очень широко. К ним относится большинство вулканов Средиземного моря, многие вулканы Южной Америки, Японии, Курильских островов и Камчатки.

Газово-взрывная категория вулканов. Вулканы этой категории извергают огромное количество газов и пара и очень небольшой объем лавы, последняя иногда полностью отсутствует. Извержения связываются с кислой или средней магмой. Магматические очаги, питающие эти вулканы, располагаются на значительной глубине, магма из них часто не достигает поверхности Земли.

Мерапийский тип выделен по характеру извержений вулкана Мерапи на о. Ява. Извержения сопровождаются выделением большого количества газов. Лава имеет андезитавый или дацитовый состав (54 – 55 % SiO₂). Извержение сопровождается лахарами – горячими каменно-грязевыми потоками. Длина таого потока у Мерапи достигла 40 км, у вулкана Агунг на о. Бали – 25 км. В конце извержения в центральном кратере или на склонах выдавливаются купола вязкой андезитавой или дацитовой лавы. Соотношение твердых и жидких продуктов при извержениях этого типа, т.е. коэффициент

эксплозивности, 90 – 95 в пользу первых. По меррапийскому типу извергаются многие вулканы Индонезии, а на Камчатке вулкан Безымянный.

Пелейский тип. Лавы этих вулканов – андезитовые, характеризующиеся исключительно высокой вязкостью и температурами порядка 800 °С. Застывая еще в кратере, лава медленно выдавливается из него под давлением скапливающихся газов. Извержения сводятся к крупным газовым взрывам, выбрасывающим огромное количество твердых продуктов и раскаленных газов. Застывшая лава образует своеобразные купола обелиски.

Катмайский тип вулканов характеризуется извержением кислой лавы, содержащей огромное количество газа. Газ и пары воды вырываются с большой силой, а так как готового жерла нет или оно плотно закупорено лавой предыдущих извержений, то, вырываясь, они производят большие разрушения, дробят породы и поднимают в воздух огромное количество пепла и пыли. Кислая лава в катмайском типе может подниматься по жерлу, образуя вязкие пробки и невысокие купола. Заканчивается извержение часто вновь сильным взрывом, во время которого конус может быть сильно поврежден, а кратер очищен от лавы. После главной фазы извержения у вулканов катмайского типа еще долгое время в кратере и на склонах действуют газовые струи с температурой до 650° С.

Кракатауский тип вулканов характеризуется необычайно сильным взрывом с выходом огромного количества газов. Лава в отличие от катмайского типа на поверхности не появляется. Тип назван так по имени вулкана Кракатау, расположенного на одноименном острове в Зондском проливе, между островами Суматра и Ява. Извержение этого вулкана началось 26 августа 1883 г. частыми сильными взрывами через каждые 10 минут. Из кратера и боковых трещин вырывались тучи пепла и пыли, достигающие высоты 16 км. 27 августа утром произошло четыре необыкновенных по силе взрыва, которые были слышны на расстоянии 4800 км, и огромная туча из пемзы, пепла и пыли поднялась на высоту 80 км. После того, как рассеялся пепел, окутавший гору, обнаружилось, что 2/3 острова бесследно исчезли. На месте горы образовалась глубокая подводная впадина (кальдера) площадью 20 км². В 1928 г. во время извержения со дна впадины вырос вулканический остров Анаи-Кракатау (Дитя Кракатау).

Извержения вулканов кракатауского типа связываются с кислой лавой, располагающейся на большой глубине. При извержении вулкана Кракатау, судя по пемзе и пеплу, эта была дацитовая лава, содержащая до 65 % кремнезема. Основную роль при извержениях кракатауского типа играют газы, скапливающиеся в огромном количестве.

Газово-взрывные воронки (**маары**) представляют собой своеобразный тип вулканов газово-взрывной категории. Это – плоские блюдцеобразные впадины, по краям которых имеются невысокие валы, сложенные шлаком и

обломками горных пород, выброшенных из впадины. Часто такая впадина заполняется водой и образует небольшое озеро, иногда она бывает заполнена продуктами разрушения горных пород. Маар представляет собой кратер потухшего вулкана, извержение которого состояло из одного взрыва и выброса газов. Ко дну маара подходит вулканический канал, или трубка взрыва, по которой газы магматического очага вырываются на поверхность. Эти вулканические каналы хорошо изучены на юге Германии, в горах Швабского Альба, где имеются свыше 120 маар. При изучении их выяснено, что на глубине 400 – 500 м трубки взрыва заполнены основной базальтовой лавой. Выше лавы располагаются перетертые и перемятые обломки горных пород, представляющие собой своеобразную брекчию, возникшую под действием взрыва.

Подобные трубки взрывов (без озера на поверхности), часто называемые **диатремами**, встречаются также в Шотландии, но особенно большую известность они получили в Южной Африке. Южноафриканские диатремы, встречающиеся в районе г. Кимберли, представляют собой широкие каналы диаметром от 100 до 600 м. Они заполнены вулканической брекчией, именуемой кимберлитом и состоящей из синей глины, обломков туфа и другого обломочного материала. Газы, способствующие образованию брекчии, связаны с ультраосновной магмой, продукты которой иногда находятся в кимберлите. В кимберлитах в большом количестве встречаются алмазы. Характер породы свидетельствует об очень больших давлениях и температуре, имевших место в диатреме в период взрыва. Гигантские трубки взрывов диаметром в несколько километров имеются в области Сибирской платформы (Якутия и другие места). Сибирские трубки взрыва образовались очень давно, в конце палеозоя или в начале мезозоя, с ними, как и с африканскими, связаны знаменитые сибирские месторождения алмазов.

Образование маар и диатрем обусловлено основной и ультраосновной магмой, располагающейся на очень большой глубине. Газы из этих магматических очагов, как правило, выходят по глубоким трещинам, не производя катастрофических взрывов. Все рассмотренное маары и диатремы являются следами вулканической деятельности. Современные маары и трубки взрывов встречаются на Гавайских островах, в Исландии и вблизи некоторых вулканов Камчатки.

Бандайсанский тип вулканов по характеру процесса извержения напоминает газовой-взрывные извержения, он также характеризуется частыми взрывами, достигающими огромной силы. Деятельность вулканов этого типа, несомненно, связана с водяными парами и газами, образующимися при проникновении воды в области больших температур, которые, скапливаясь, дают взрыв.

Этот тип извержения назван по имени вулкана Бандай-Сан, расположенного на острове Хонсю в Японии. Катастрофическое извержение этого вулкана (1883 г.) проявилось в виде взрыва колоссальной силы, в результате которого была разрушена значительная часть горы и выброшено вверх свыше 1,2 км³ обломочного материала. Среди последнего отсутствовали свежие вулканические продукты: лава, бомбы и т.п.

Отличить извержение данного типа от извержений кракатауского типа часто очень трудно, так как среди выбросов встречаются обломки вулканического материала прежних стенок кратера. Взрывные извержения бандайсанского типа известны у ряда вулканов Зондских островов. На острове Суматра в 1933 г. во время землетрясения образовались трещины, в них проникла вода, и на глубине произошел взрыв. Было выброшено 210 млн. м³ грязи. Из нее образовался конус с двумя кратерами.

8.4. Виды магматических горных пород

Основным результатом процессов магматизма являются магматические, или изверженные горные породы, образующиеся из природных силикатных расплавов путем их кристаллизации или отвердевания при охлаждении.

Это – самые распространенные породы земной коры, слагающие более 60% ее объема и около 95% массы. Магматические породы очень разнообразны по своему минеральному и химическому составу, строению, формам и условиям залегания в земной коре.

Вещественный состав магматических горных пород, т.е. их минеральный и химический состав, тесно взаимосвязаны.

Основной особенностью их минерального состава является то, что все главные **породообразующие минералы магматических пород** принадлежат к классу **силикатов** и **алюмосиликатов**. К ним относятся: полевые шпаты (калиевые и известково-натровые – плагиоклазы), кварц, пироксены, амфиболы, оливин, слюды, фельдшпатоиды. Важнейшей составной частью эффузивных пород является также вулканическое стекло, возникающее при быстром охлаждении магматических расплавов в поверхностных условиях. В целом, на долю главных породообразующих минералов приходится 90 – 95 % состава пород, при этом в среднем на долю полевых шпатов 65%, пироксенов и амфиболов 15 %, кварца 10,5%, слюд 3,5 %.

По особенностям химического состава среди главных породообразующих минералов выделяют две группы, получившие особые названия. К первой группе относятся магнезиально-железистые силикаты, которые также называют **фемическими**: это оливин, пироксены, амфиболы, биотит. Ко второй – известково-щелочные или **салические** силикаты и алюмосиликаты – полевые шпаты, кварц, фельдшпатоиды.

Большинство минералов первой группы обладает темными окрасками, вследствие чего их также называют темноцветными или цветными. Тогда как силикатные минералы обычно окрашены в светлые тона и называются **светлоокрашенными** минералами.

Для разных типов пород содержание минералов названных групп резко варьирует. Если в составе горных пород преобладают цветные минералы, породы также окрашены в темные тона и называются **меланократовыми** (дунит, пироксенит, перидотит и др.). В противоположность, этому горные породы, состоящие преимущественно из светлых минералов, называют **лейкократовыми** (гранит, липарит, кварцевый порфир и др.). Промежуточные типы пород с приблизительно равными содержаниями цветных и светлых минералов могут быть названы **мезократовыми** (диорит, трахит и др.).

Второстепенные минералы магматических пород представлены апатитом, магнетитом, цирконом, ильменитом, турмалином и мусковитом (последние два минерала в некоторых типах горных пород могут переходить в разряд главных).

Вторичные минералы, являющиеся продуктами разложения главных минералов при процессах вторичного изменения горных пород, представлены хлоритом, серпентином, эпидотом, каолинитом, карбонатами и др. В сильно измененных магматических породах их количества могут быть достаточно велики.

Магматические породы – это не случайные смеси минералов, а их закономерные ассоциации. Наличие в породе определённого порообразующего минерала ведет к обязательному присутствию одних и, наоборот, к отсутствию других минералов. Порообразующие минералы являются показателями химизма породы. Например, присутствие кварца указывает на пересыщение первичного расплава кремнеземом, наличие же нефелина свидетельствует о недостатке кремнезема. Содержание темноцветных минералов закономерно меняется в различных типах магматических пород. Так в горных породах, настолько богатых кремнеземом, что в них присутствует свободный кварц, содержание темноцветных не превышает 20 %, а в породах, содержащих менее 50 % кремнезема, количество темноцветных минералов увеличивается до 40 – 50 % и более.

Разнообразие химического состава магматических пород соответствует разнообразию их минерального состава. Поскольку большинство их сложено силикатами, самыми важными компонентами с точки зрения химического состава являются те, которые входят в состав силикатов. В порядке уменьшения количественной роли это – SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . При этом в целях классификации магматических пород по

химическому составу используется содержание в них SiO_2 или степень кислотности пород.

Строение. Структуры и текстуры магматических пород в наибольшей степени зависят от условий их образования.

При образовании интрузивных пород, когда охлаждение магмы происходит на некоторой глубине и отсутствуют резкие изменения температуры и давления, создаются условия для спокойной кристаллизации расплава. Поэтому все интрузивные породы обладают полнокристаллическими структурами, т.е. состоят из кристаллических зерен различных минералов. Наиболее распространены структуры **порфировидная**, когда относительно **крупные** вкрапленники какого-либо минерала развиваются на фоне более мелкокристаллической основной массы, и **пегматитовая**, отличающаяся тесным взаимным прорастанием (графическим) кварца и полевого шпат. В зависимости от величины кристаллических зерен минералов Полнокристаллические структуры делят на **крупно-**, **средне-** и **мелкозернистые**, с размерами зерен соответственно более 5 мм, от 5 до 2 мм и менее 2 мм.

При образовании эффузивных пород в результате излияния магматических расплавов а виде лавы на поверхность земли. Происходит резкая смена термодинамических условий, которая делает невозможной спокойную кристаллизацию расплава и приводит к его быстрому отвердеванию. В результате возникают структуры, относящиеся к типу неполнокристаллических, когда в породе наряду с кристаллическими зернами минералов всегда присутствует то или иное количество вулканического стекла. В зависимости от степени кристалличности среда неполнокристаллических структур выделяются: **стекловатая** (порода не раскристаллизована, аморфна), **афанитовая** (скрытокристаллическая, мельчайшие кристаллы различимы только под микроскопом) и **порфировая**, когда на фоне стекловатой или скрытокристаллической основной массы в породе наблюдаются кристаллы (порфировые выделения) каких-либо минералов.

Основным типом текстур интрузивных магматических пород являются массивные – плотные, компактные с незакономерным распределением минеральных зерен.

8.5. Значение магматизма в образовании месторождений полезных ископаемых

Процессы магматизма, особенно интрузивного, необычайно продуктивны в смысле образования месторождений полезных ископаемых. Все месторождения, формирование которых связано с деятельностью магмы,

называются **магматогенными**. Месторождения полезных ископаемых могут создаваться практически на всех стадиях эволюции магматических расплавов.

На стадии кристаллизации самого магматического расплава образуются собственно магматические месторождения, связанные обычно с магмами, а соответственно и с горными породами ультраосновного, основного и щелочного составов. Примерами их могут служить месторождения хромитов, алмазов, титаномагнетитовых, сульфидных медно-никелевых руд, металлов группы платины, а также месторождения апатитов, широко используемых для производства фосфорных удобрений, и нефелиновых сиенитов, где нефелин применяется в настоящее время для извлечения алюминия.

На стадии кристаллизации остаточных магматических расплавов, богатых летучими компонентами, образуются пегматитовые месторождения таких важных полезных ископаемых как слюды (мусковит), драгоценные камни, олово, вольфрам, молибден, литий, бериллий, уран, торит, тантал, ниобий и др.

Формирование крупнейших месторождений многих металлических полезных ископаемых связано с деятельностью гидротермальных растворов. Это – месторождения меди, золота, серебра, свинца, цинка, ртути, сурьмы, молибдена, вольфрама, урана и др. Большинство гидротермальных месторождений имеет жильную форму,

При процессах, развивающихся в приконтактных зонах интрузивов, образуются месторождения железных, медных, свинцово-цинковых и вольфрамово-молибденовых руд.

Формы рудных тел магматогенных месторождений необычайно разнообразны и нередко сложны. Это – жильные тела, гнезда, штокверки, трубы, реже плито- и линзообразные залежи. Особенностью многих магматогенных месторождений является также комплексность руд, сложность их минерального и химического составов.

Многообразие и сложность морфологии тел полезных ископаемых, комплексность состава руд необходимо учитывать при выборе технологических схем разработки и переработки минерального сырья, добываемого из месторождений магматогенного происхождения,

В заключение необходимо отметить, что сами магматические горные породы широко используются в качестве штучного строительного камня, материала для изготовления высококачественной брусчатки и шашки, облицовочного камня, в цементной и камнелитейной промышленности.

РАЗДЕЛ 9 МЕТАМОРФИЗМ

Под **метаморфизмом** понимают изменение и преобразование горных пород под влиянием различных эндогенных геологических процессов (тектонические движения земной коры, землетрясения, глубинный и поверхностный вулканизм), вызывающих значительные изменения термодинамических условий (прежде всего, температуры и давления). Иначе говоря, **сущность процесса метаморфизма** состоит в приспособлении горных пород к термодинамическим условиям среды, отличным от условий их образования.

9.1. Основные причины и условия метаморфизма

При метаморфизме коренные изменения горных пород происходят в **твердом состоянии** (без переплавления), в основном, под действием высоких давлений и температур. В частных случаях эти изменения могут быть чисто механическими. Так обстоит дело при раздроблении или, как говорят, при **катаклазе горных пород** вдоль трещин тектонических смещений отдельных блоков земной коры. Сильно раздробленные в этих условиях горные породы, состоящие из крупных обломков, называются **тектоническими брекчиями**, а тонкозернистые, распыленные и развальцованные их разновидности – **милонитами**. Вся эта группа пород, своим происхождением связанная с тектоническими перемещениями, получила наименование **тектонитов**.

Обычно при метаморфизме происходит перекристаллизация вещества горной породы, при которой изменяются не только строение, но и сложение горной породы, и ее минеральный состав. Причиной этого являются изменения внешних условий, в первую очередь, температуры и давления, т.е. **термодинамических параметров**.

Метаморфизм может происходить с минералообразованием без привноса (и выноса) вещества, только за счет распада старых минералов и образования более устойчивых минералов в новых термодинамических условиях, или же с минералообразованием в условиях привноса (и выноса) вещества. В первом случае валовой химический состав горной породы не изменяется (метаморфизм без привноса вещества), во втором случае – изменяется (метаморфизм с привносом вещества), главным образом, в результате **пневматолит-гидротермальных процессов метасоматоза**.

Метасоматические изменения совершаются путем взаимодействия минеральных составляющих горной породы с **газами и парами воды**, выделяющимися из магмы, или с продуктами их сжижения – горячими водными растворами, заполняющими поры горной породы.

Метаморфизму могут подвергаться горные породы любого происхождения – осадочные, магматические и ранее существовавшие метаморфические. Легче метаморфизуются горные породы, условия образования которых наиболее отличны от физико-химической обстановки, создавшейся при метаморфизме. Степень изменения первичных горных пород, т.е. степень метаморфизма, может быть самой различной – от незначительных преобразований до полного изменения состава и облика пород.

9.2. Роль температуры, давления и переноса вещества в процессах метаморфизма

Главными причинами, или факторами метаморфизма горных пород, являются температура, давление и химически активные вещества – растворы и летучие соединения.

9.2.1. Температура

Температура – важнейший фактор метаморфизма, влияющий на процессы минералообразования, резко увеличивающий скорости протекания химических реакций (повышение температуры всего на 10° вдвое увеличивает скорость реакций, а на 100° – примерно в 1000 раз) и степень перекристаллизации породы в значительной мере контролирующей возникновение тех или иных парагенетических ассоциаций минералов.

В условиях земной коры повышение температуры, в основном, обусловлено: 1) погружением горных пород на большие глубины, что ведет к возрастанию температуры благодаря геотермическому градиенту (в среднем 1° на 33 м); 2) тепловым воздействием магматических расплавов, внедряющихся в земную кору. Процессы метаморфизма, по мнению большинства исследователей, совершаются в интервале температур от $250 - 300^\circ$ до 800° С.

В условиях растущей температуры происходят важные для минералообразования **эндотермические реакции**, сопровождающиеся процессами дегидратации гидроксилсодержащих минералов и декарбонатизации карбонатов. Например, в результате дегидратации **каолин** превращается в **андалузит**, а **кальцит** в процессе декарбонатизации превращается в **волластонит**.

Повышение температуры ведет к образованию более высокотемпературных минеральных видов, лишенных воды, и сопровождается изменением структуры породы в направлении появления более крупнозернистых разновидностей.

9.2.2. Давление

Увеличение давления способствует разрушению (распаду) неустойчивых минералов и появлению новых минералов и их ассоциаций, устойчивых в условиях повышенных давлений. Повышение давления – основная причина метаморфизма горных пород без привноса вещества. Деформирующее горную породу давление служит причиной возникновения системы параллельных трещин, по которым порода легко раскалывается. Такие трещины, как известно, называют кливажем. Одна из систем трещин кливажа создает **сланцеватость**. Она выражается в способности горной породы легко распадаться на тонкие листоватые пластины. Различают давление всестороннее (**петростатическое**) и направленное боковое (одностороннее), или **стресс**.

9.2.2.1. Петростатическое давление является функцией глубины, и возрастание его обычно связано с погружением горных пород в глубь литосферы. Соотношение между глубиной и давлением приблизительно оценивается следующими цифрами: увеличение глубины на каждые 3 км соответствует росту давления на 100 МПа. Если принять во внимание, что процессы метаморфизма наиболее энергично развиваются на глубинах от 10 до 50 км, то петростатическое давление в этих условиях должно составлять 400 – 1500 МПа. Возрастание петростатического давления ведет преимущественно к изменению объема пород и способствует образованию минералов с большими плотностями и меньшими удельными объемами. Увеличение давления повышает температуру плавления минералов, что очень важно при метаморфических преобразованиях. В условиях высокого петростатического давления формируются породы с однородной массивной текстурой.

9.2.2.2. Боковое давление (стресс) возникает при интенсивных тектонических движениях дислокационного характера. Оно приводит к деформации минералов, вызывает появление закономерной пространственной ориентировки их в горных породах. Так, например, пластинчатые минералы располагаются плоскостями спайности перпендикулярно к направлению давления, в результате чего формируются так называемые сланцеватые текстуры горных пород. Вызывая в ряде случаев дробление горных пород, стресс повышает их фильтрационные свойства, способствуя тем самым циркуляции метаморфизирующих растворов и, следовательно, способствует процессу перекристаллизации минералов. Велика роль направленного давления при формировании структурно-текстурных особенностей породы. В условиях стресса при наличии температурного фактора образуются специфические текстуры с характерной закономерной ориентировкой минералов, так называемые сланцеватые текстуры.

Наиболее энергично ориентированное давление проявляется в верхних горизонтах земной коры, где нагрузка вышележащих пород относительно невелика. С глубиной по мере возрастания петростатического давления роль стресса постепенно убывает.

9.2.3. Химически активные вещества

К химически активным веществам прежде всего относится вода, а затем углекислота, которые находятся в том или ином количестве почти во всех горных породах в виде «поровых» или «межзерновых» метаморфагенных растворов и газов. Иногда существенное значение приобретают соединения водорода, азота, хлора, фтора, серы, бора, фосфора, калия, натрия и других элементов.

Источники воды при метаморфизме многообразны. Ими могут быть глубинные процессы дифференциации и дегазации вещества мантии, охлаждающиеся магматические расплавы и гидроксилсодержащие минералы, выделяющие группу ОН в процессе дегидратации. В верхних горизонтах литосферы существенное значение приобретает остаточная влага, возникающая в процессе уплотнения осадочных пород.

Углекислота образуется как продукт декарбонатизации минералов, что объясняет высокую степень насыщения этим компонентом водных растворов, локализующихся в карбонатных отложениях.

Все остальные химические вещества либо мобилизуются из пород, слагающих литосферу, либо поступают с газовыми и водными эманациями из магматических расплавов или даже из подкорковых частей земного шара.

Независимо от природы метаморфагенных растворов, перемещаясь из областей высоких давлений в зоны низких давлений (обычно снизу вверх), такие растворы активно участвуют в преобразовании минералов и пород, являясь переносчиками химических элементов и тепла и обуславливая высокое поровое давление газов, понижающее растворимость минералов. В общем случае химически активные вещества служат катализаторами, облегчающими реакции между кристаллами, участвуют в образовании новых минералов, входя в их структуру и производя замещение старых минеральных ассоциаций новыми.

Существенная роль при метаморфизме принадлежит **фактору времени**, ибо все это очень длительные процессы, осуществляющиеся в масштабах геологического времени. Однако ошибочно думать, что, чем древнее породы, тем сильнее они метаморфизованы. Все определяет конкретная геологическая обстановка. Дело в том, что проявления внутренней энергии Земли (магматизм, значительные прогибания земной коры, сопровождающиеся мощным осадконакоплением, складчатые и разрывные нарушения), порождающие

основные причины метаморфизма, приурочены к подвижным зонам земной коры – геосинклинальным областям. Поэтому вполне естественно, что и явления метаморфизма пространственно связаны, в основном, с этими областями. В спокойной геологической обстановке, в пределах платформ, практически не затронуты процессами метаморфизма даже очень древние породы.

Характер преобразования горных пород при метаморфизме может быть различным. Если не происходит привноса и выноса компонентов, то химический состав горных пород практически не изменяется (например, преобразование известняка в мрамор). Такой метаморфизм называют **нормальным**, или **изохимическим**. Если же метаморфические преобразования сопровождаются значительным привносом и выносом веществ, то происходит замещение одних минеральных ассоциаций другими, изменяется химический состав горных пород. Такой метаморфизм называют **метасоматическим**.

9.3. Виды метаморфизма

В сложных природных условиях, как правило, каждая конкретная метаморфическая порода формируется под влиянием нескольких факторов. Роль этих факторов и их абсолютные величины определяются той геологической обстановкой, в которой протекал процесс. С учетом геологических условий, господствующих факторов метаморфизма и характера возникающих пород выделяются следующие основные типы метаморфизма: региональный, контактовый и динамометаморфизм.

9.3.1. Региональный метаморфизм

Региональный метаморфизм является наиболее распространённым и важным видом метаморфизма, поскольку охватывает огромные площади и целые регионы. Метаморфические породы располагаются под очень тонким слоем молодых осадочных отложений в Финляндии, Карелии, на Кольском полуострове, слагая Балтийский щит, на правобережье Днепра, образуя Украинский щит, а также в Сибири – на Алдане и в верховьях Анабары. На огромных просторах Русской платформы метаморфические породы слагают её основание. Они были обнаружены при бурении скважины в Москве на глубине свыше 1500 м.

Метаморфические породы, залегающие в основании древних платформ, датируют археем или протерозоем. В геосинклинальных складчатых областях толщи метаморфических пород могут быть более молодыми, чем на платформах, но, как правило, они древнее периода проявления главной складчатости в этом районе.

Таким образом, в любой части коры земного шара на определенной глубине под толщей неметаморфизованных отложений можно встретить метаморфические породы. Их происхождение объясняется теорией **регионального метаморфизма, под которым понимается метаморфизм на обширных площадях и определенных глубинах, связанный с общими физико-химическими условиями, господствующими на этих глубинах.**

Итак, региональный метаморфизм возникает не вследствие каких-то спорадически действующих причин, а в связи с процессами, типичными для **глубоких частей земного шара.** Вещество горной породы, попадая в иные условия, выходит из устойчивого равновесия и начинает приспосабливаться к новым условиям – происходит процесс перекристаллизации. Если при постоянной температуре изменяется давление, то минералы, появляющиеся вновь в процессе перекристаллизации, обладают большей плотностью и более плотной структурой элементарной ячейки. Так, из оливина и анортита на значительной глубине образуется гранат.

Все реакции, связанные с перекристаллизацией на глубине, происходят в условиях борьбы двух сил – расширения при нагревании и сжатия при сдавливании. Чем сильнее изменилась среда, тем более глубокие изменения происходят в породе. На основании этого выделены три зоны метаморфизма: верхняя – **эпизона**, средняя – **мезозона** и нижняя – **катазона**. В каждой из этих зон степень метаморфизма различна, и она повышается с глубиной. Такое понимание зон метаморфизма долгое время было господствующим. Земная кора разделялась во степени метаморфизма как бы на дополнительные оболочки.

По мере накопления фактического материала выяснилось, что правило зависимости степени метаморфизма от глубины имеет много исключений. На одних участках земной коры регионально метаморфизованные породы встречаются на сравнительно меньших глубинах, чем в других областях. Это объясняется тем, что **геотермическая ступень непостоянна**, в геосинклиналях она намного больше, чем на платформах. Кроме того, существуют условия, которые резко изменяют ход и степень метаморфизма. К таким условиям относятся **процессы складчатости**, вызывающие в земной коре повышение бокового давления и **увеличение температуры**. Вот почему в период складкообразования в геосинклинальных областях региональный метаморфизм протекает на глубинах, значительно меньших, чем это должно было бы быть при нормальном распределении зон метаморфизма.

9.3.1.1. Зона эпиметаморфизма отличается умеренной температурой и относительно низким давлением. Здесь обычно действует одностороннее боковое давление – стресс. Породы здесь разбиты трещинами, иногда катаклазированы, имеют брекчиевидную и сланцеватую текстуры.

Температуры в этой зоне не превышают 365° С, т.е. критической температуры воды, поэтому здесь образуются минералы, содержащие гидроксильную группу ОН, водные силикаты и т.п. В этой зоне глины превращаются в филлиты, песчаники – в кварциты, известняки – в мрамор. Отмечаются хлоритовые, серицитовые, тальковые и слюдистые сланцы, часто образующиеся при метаморфизме глинистых и вулканогенных пород.

Для зоны эпиметаморфизма характерно возникновение таких минералов, как хлорит, кварц, серицит, цеолиты, карбонаты; при тех же температурах, но при несколько большем давлении образуются мусковит, эпидот, альбит, роговая обманка, биотит, актинолит, кварц, микроклин и др.

9.3.1.2. Зона мезометаморфизма характеризуется более высокими температурами, иногда исключительно сильным боковым и гидростатическим давлением. Текстура метаморфических пород этой зоны сланцеватая и гнейсовая. Образуются здесь, главным образом, безводные минералы – в большом количестве силикаты; оксид кремния (SiO₂) в условиях этой зоны очень активен и входит в состав многих вновь образующихся минералов.

Зоне мезометаморфизма свойственны гранат-сланцевые, рогово-обманкаовые сланцы, кварц-полевошпатовые гнейсы, графиты. Глинистые и кварцевые породы в этой зоне превращаются в слюдяные сланцы и гнейсы, кислые интрузивные породы – в гнейсы, основные породы – в амфиболиты.

9.3.1.3. Зона катаметаморфизма характеризуется высокой температурой (более 3000° С) и большим гидростатическим давлением; боковое давление отсутствует. Степень изменения пород настолько велика, что распознать исходный материал часто не удается. При этом изменяются текстура, структура и состав пород. Очень характерны для этой зоны кристаллические сланцы и гнейсы, например, гиперстен-плаггиоклазовые, а также **эклогиты** – породы, состоящие из оливина, граната, небольшого количества кварца и других минералов. Эти породы образовались, по-видимому, при метаморфизме пород основной магмы.

Из минеральных ассоциаций для зоны катаметаморфизма характерны ассоциации высокотемпературных минералов: гиперстен, плаггиоклаз, оливин, гранат, кварц, силлиманит; присутствуют кордиерит, волластонит, корунд и др. Образование алмазов происходит, по-видимому, также в условиях зоны катаметаморфизма.

9.3.1.4. Ещё большее увеличение глубины может привести к возрастанию температур и давлений до значений, достаточных для частичного или полного расплавления исходных пород. Поэтому в глубинных зонах земной коры может проявляться особая стадия регионального метаморфизма – ультраметаморфизм. **Ультраметаморфизм** – высшая степень метаморфизма, связанная с глубокими частями земной коры и представленная явлениями **метасоматоза**,

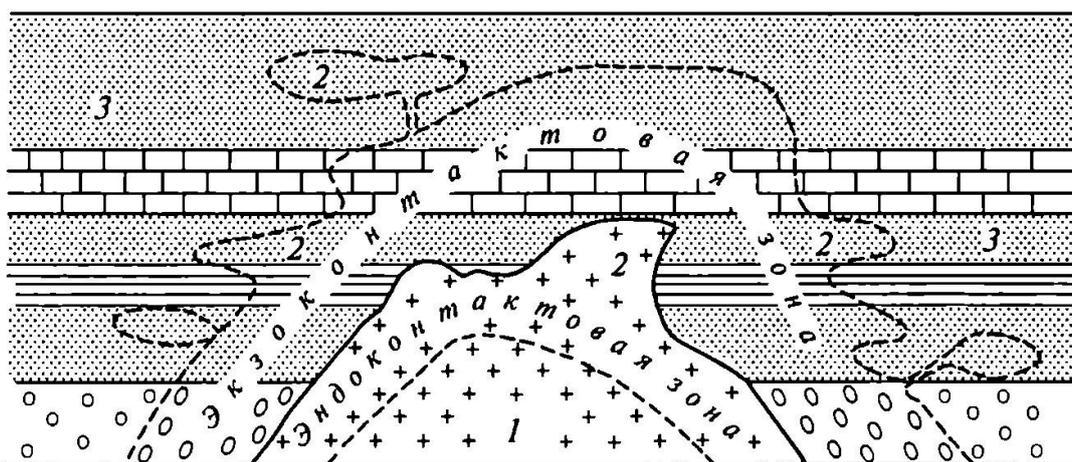
гранитизации, мигматизации и палингенезиса. Частичное расплавление горных пород называется **анатексисом**, а полное **палингенезом**.

Вновь сформировавшиеся при палингенезисе граниты вследствие увеличившегося давления (в связи с расширением при разогреве) отжимаются в боковые, еще не переплавленные породы (обычно гнейсы), пронизывают их и получается тонкое переслаивание гнейсов и гранитов. Такая порода именуется мигматитом, а процесс ее образования – **мигматитизацией**. Толщина отдельных слоев гранита и гнейса в мигматите измеряется миллиметрами или сантиметрами. Мигматиты широко развиты в древних архейских образованиях, например на Балтийском и Украинском щитах.

9.3.2. Контактный метаморфизм

Контактный метаморфизм связан с интрузиями, которые, внедряясь в осадочные или ранее существующие изверженные породы, вносят в земную кору избыточное тепло (**термометаморфизм**). При этом интрузии раздвигают, сдавливают и уплотняют вмещающие породы (**динамометаморфизм**). Выделяющиеся из магмы газы и пары, вступая в реакции с боковыми породами, способствуют образованию новых минералов (**пневматолитовый метаморфизм**), а гидротермальные растворы обуславливают явление **метасоматоза**. Таким образом, при внедрении магмы действуют все факторы метаморфизма.

Вблизи контакта магмы и вмещающей породы образуется пояс (ореол), сложенный метаморфическими породами. Чем сильнее воздействие магмы, тем шире этот ореол (рисунок 9.1).



1 – неизменный гранит; 2 – метаморфизованные породы; 3 – неизменные осадочные породы; пунктир – граница метаморфизованных пород

Рисунок 9.1 – Зоны контактового метаморфизма

Контактный метаморфизм распространяется не только на вмещающие породы, его воздействие захватывает и краевую часть магматического тела. Это

явление называется **автометаморфизмом**, термин в данном случае показывает, что магма сама испытывает метаморфизм. Происходит это в связи с тем, что давление и явления, связанные с трением при внедрении магматического тела, распространяются в равной мере как на боковые породы, так и на магматическое тело.

Таким образом, контактовый метаморфизм совершается по обе стороны от контакта – на внешней (**экзоконтактовый метаморфизм**) и на внутренней (**эндоконтактовый метаморфизм**) стороне. Ширина зоны контактового метаморфизма очень различна. У интрузивных тел типа даек она измеряется миллиметрами и сантиметрами, у крупных тел батолитового типа – сотнями метров и даже километрами.

Степень изменения пород при контактовом метаморфизме неодинакова: вблизи контакта породы, естественно, изменены сильнее, чем на периферии зоны. Таким образом, создаются полосы различной степени метаморфизма – так называемые **метаморфические фации**. Характер метаморфической фации зависит не только от положения магматического очага, но и от состава и физического состояния вмещающих пород. Например, метаморфизм песчаников протекает по-иному, чем метаморфизм известняков. В то же время, породы пористые и трещиноватые метаморфизуются сильнее, чем плотные.

9.3.2.1. В результате **термоконтрактового** метаморфизма образуются своеобразные горные породы – **роговики**. Это обычно мелко- или среднезернистые плотные неслоистые породы, состав которых в значительной степени зависит от первичного состава породы. По данным В.М. Гольдшмидта, при метаморфизме глинисто-мергелистых пород в зависимости от количества карбоната может образоваться десять типов роговиков. В роговиках появляются новые минералы, отсутствовавшие в первичных породах: андалузит, кордиерит, плагиоклаз, биотит, гиперстен, диопсид, гранат, волластонит. Главную роль в образовании роговиков играет температура. Наблюдения и теоретические вычисления показали, что большие интрузивные массы в краевых частях имеют температуру до 1000° С.

9.3.2.2. Термоконтрактовый метаморфизм чаще всего сопровождается **пневматолитовым** метаморфизмом, т.е. явлением изменения горных пород под влиянием циркуляции газов и паров. Среди легкоподвижных летучих компонентов в основном присутствуют галогены, связанные с кремнеземом, железом и алюминием, сульфиды различных металлов и т.п.

При пневматолит-контактовом метаморфизме карбонатных пород образуются породы особого типа – **скарны**, состоящие из известково-силикатных минералов: диопсида, волластонита, гроссуляра, авгита, эпидота, анортита; нередко присутствуют флюорит и апатит.

Со скарнами связаны также железные руды и ряд редких и рассеянных элементов, благодаря чему они часто являются объектом эксплуатации как полезные ископаемые.

Породы, образованные при пневматолит-контактовом метаморфизме, отличаются друг от друга по составу вновь образованных минералов. Вблизи контакта появляются высокотемпературные минералы (кристаллизующиеся при высокой температуре), по мере удаления от контакта возникают все более и более низкотемпературные. Так, во внутренних частях зоны контактового метаморфизма появляются пироксен-амфиболовые и гранатовые породы, которые затем сменяются актинолит-эпидотовыми и цоизитовыми. Другим становится состав рудных минералов. С пироксен-гранатовыми породами связаны магнетитовые и гематитавые железные руды, а с актинолит-эпидотовыми – сульфидные руды меди, свинца и цинка.

9.3.2.3. Пары и газы, охлаждаясь, образуют горячие растворы, которые метаморфизуют породу – происходит **гидротермальный** метаморфизм. Вступая в реакции с боковыми породами, гидротермальные растворы изменяют их; очень часто при этом безводные минералы боковых пород переходят в водные соединения.

Гидротермальному метаморфизму подвергаются осадочные породы, вмещающие интрузии и сами интрузивные породы. Ультраосновные породы подвергаются процессу **серпентинизации** (озмеевикования), при котором оливин и пироксены переходят в серпентин, в результате чего образуется **змеевик** – плотная темно-зеленая, иногда желтоватая порода. Вследствие бокового давления она часто бывает трещиновата, с зеркалами скольжения по поверхностям трещин.

Под влиянием углекислых термальных растворов происходят **оталькование** и **лиственитизация** ультраосновных пород. При отальковании из оливина образуется тальк.

Под воздействием гидротермальных растворов плагиоклазы и амфиболы в основных породах преобразуются в минералы группы **эпидота**. Здесь же происходит процесс **хлоритизации**, т.е. возникновения зеленых листоватых слюдоподобных минералов группы хлоритов из класса силикатов.

Гидротермальный (совместно с пневматолитовым) метаморфизм кислых пород – гранитов и их аналогов – приводит к образованию **грейзенов**. Процесс **грейзенизации** заключается в разложении полевых шпатов на кварц и слюды под действием перегретых растворов, богатых газами. Грейзен обычно состоит из крупных блестящих листочков слюды и зерен кварца, среди которых часто отмечается кристаллы пирита, арсенопирита, молибденита, вольфрамита, флюорита, топаза, образовавшихся за счет газовых компонентов. **Грейзены**

имеют большой промышленный интерес, так как с ним связаны руды олова, вольфрама и молибдена.

Одним из наиболее распространенных процессов при гидротермальном метаморфизме является процесс **серицитизации**, т.е. возникновение скрыточешуйчатой разности белой слюды – серицита.

В осадочных породах под влиянием гидротермальных растворов также развиваются процессы гидротермального метаморфизма. Глинистые породы, как и магматические, могут хлоритизироваться и серицитизироваться; доломиты способны отальковываться.

Процессы контактового метаморфизма очень разнообразны, и возникающие в связи с ними породы весьма многочисленны.

9.4. Виды метаморфических горных пород

Основным геологическим результатом процессов метаморфизма является образование метаморфических горных пород.

9.4.1. Состав метаморфических горных пород

Из всех вещественных составляющих, существование которых возможно в горных породах, в состав метаморфических пород могут входить только кристаллы минералов. Это является следствием механизма их образования, связанного с перекристаллизацией каких-либо исходных (первичных) пород.

Химический состав метаморфических пород очень сложен и разнообразен, поскольку они образуются за счет различных осадочных, магматических и ранее существовавших метаморфических пород, и в ряде случаев в процессах их формирования существенную роль играет привнос и вынос различных химических компонентов.

Минеральный состав метаморфических горных пород характеризуется следующими основными особенностями:

1) в него входят почти все главные породообразующие минералы изверженных пород – кварц, полевые шпаты, пироксены, оливин, амфиболы, слюды и др.;

2) кроме того, в нем устанавливаются минералы вновь образованные, собственно метаморфического происхождения, являющиеся своеобразными индикаторами этих пород. К ним относятся гранаты, тальк, хлориты, серпентин, дистен, серицит, эпидот, волластонит и др.

Минералы, унаследованные от материнских пород, составляют группу **реликтовых минералов**. Минералы, возникающие только при процессах метаморфизма, называют **типоморфными минералами**. Ассоциации минералов, возникшие в определенных термодинамических условиях, образуют **минеральные фации** метаморфических горных пород.

9.4.2. Минеральные фации метаморфических горных пород

Минеральные фации соответствуют разным ступеням метаморфизма: низшей (начальной), средней и высшей.

9.4.2.1. Например, **фация зеленых сланцев** объединяет породы низшей ступени метаморфизма – филлиты, зеленые, кремнистые и хлоритовые сланцы. Для нее характерны такие типоморфные минералы как хлорит, актинолит, эпидот, альбит, серицит, кальцит. Важнейшим (критическим) минералом является актинолит.

9.4.2.2. **Амфиболитовая фация** соответствует в основном средней ступени метаморфизма. К ней относятся амфиболиты, гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы. Типоморфными минералами здесь являются гранаты, волластонит, роговая обманка, дистен, кислый плагиоклаз, биотит, мусковит; критический минерал – роговая обманка.

9.4.2.3. **Гранулитовая и эклогитовая фации** принадлежат к высоким ступеням метаморфизма. Для них свойственны оливин, шпинель, пироксены, гранаты (пироп и альмандин), кордиерит и др.

9.4.3. Строение и формы залегания метаморфических горных пород

Структуры и текстуры метаморфических горных пород характеризуются большим разнообразием, что обусловлено особенностями их образования. Прежде всего, следует отметить, что все метаморфические породы имеют **кристаллическое строение**. Однако их кристалличность по своему происхождению отличается от кристалличности магматических пород. Если при образовании изверженных пород кристаллы минералов последовательно выделяются из силикатного расплава, то при метаморфизме рост всех минералов происходит одновременно и при сохранении твердого состояния породы. Для обозначения процесса кристаллизации минералов в твердой среде применяется специальный термин – бластез (греч. «бластос» – росток). В связи с этим наиболее характерными для метаморфических пород структурами являются **кристаллобластические**.

9.4.3.1. Структура. В зависимости от преобладающей формы минеральных зерен среди этих структур различают: **гранобластические**, состоящие из более или менее изометричных зерен (гранул); **лепидобластические** – зерна минералов имеют листоватую, чешуйчатую или пластинчатую форму; **нематобластические** – преобладают игольчатые и призматические формы выделений минералов, а также **порфиробластические**, возникающие в тех случаях, когда отдельные минералы благодаря их большей кристаллизационной силе образуют сравнительно крупные выделения (порфиробласты) в массе других. Между отдельными видами структур

возможны взаимопереходы, например, в случае, когда в породе равноправным развитием пользуются зерна изометричной и уплощенной формы, структура может быть названа **лепидогранобластической**.

Вторым типом структур метаморфических пород являются **реликтовые** структуры, характеризующиеся сохранением элементов структуры материнской породы. Так, в структурах гнейсов нередко сохраняется структура гранита, в метаморфизованных песчаниках и сланцах – характерные структурные особенности осадочных пород, в амфиболитах (метаморфизованных диабазах) – остатки диабазовой (офитовой) структуры и т.д. Обычно названия реликтовых структур образуют с помощью приставки «бласто», поставленной перед названием структуры исходной породы: бластопорфировая, бластогранитная, бластоофитовая и т.п.

Катакластические структуры образуются при тектоническом дроблении (катаклазе) горных пород. Среди них различают **гранокластические** (равномернозернистые), **порфирокластические** (неравномернозернистые) и **цементные**, когда в породе сохраняются крупные реликты первичных минералов, заключенные в мелкозернистую массу.

9.4.3.2. Текстура. Текстуры метаморфических пород делят на **реликтовые** и **метаморфические**. О реликтовых текстурах говорят в том случае, когда в породе сохраняется текстура исходной материнской породы. Так, в метаморфизованных осадочных породах нередко сохраняется их слоистость. Характерной особенностью метаморфических текстур является их **анизотропность**, проявляющаяся в субпараллельной ориентировке удлиненных и уплощенных зерен минералов, и обусловленная ориентирующим воздействием на породы одностороннего давления, пластическим течением и анизотропностью сил роста кристаллов. В условиях одностороннего давления создаются благоприятные условия для развития минералов, вытянутых в одном или двух направлениях (призматических, игольчатых, волокнистых, пластинчатых, таблитчатых, листоватых), а также для их упорядоченной переориентации в горных породах. В результате образуются следующие основные виды текстур: **сланцеватая** – при однообразной ориентировке пластинчатых или удлиненных зерен; **полосчатая** – при обособлении мономинеральных скоплений в виде полос; **линейная** – при линейном обособлении отдельных минералов или их скоплений; **плойчатая** – когда минеральные обособления смяты в мелкие складки; **очковая** или **линзовидная**, образованная линзовидными параллельно ориентированными скоплениями минералов, и некоторые другие. В некоторых породах, особенно контактово-метаморфических, наблюдаются **массивные** текстуры.

Важной текстурной особенностью метаморфических пород является **кливаж**, т.е. способность породы раскалываться вдоль параллельных

плоскостей вторичного происхождения. Различают **кливаж течения** и **кливаж скольжения**. Первый возникает в результате дифференциальных движений при пластическом деформировании породы по сближенным параллельным плоскостям. Способность горных пород раскалываться обусловлена в этом случае параллельным расположением пластинчатых (слюда, хлорит) и таблитчатых (дистен и др.) минералов, а также параллельным расположением плоскостей спайности в этих минералах.

Кливаж скольжения не зависит от внутренней структуры горной породы и сходен с трещиноватостью сколового типа. В породах, образовавшихся при метаморфизме осадочных пород, иногда выделяется кливаж напластования, или сланцеватость напластований, когда кливажные поверхности совпадают или параллельны напластованию в толщах пород.

9.4.3.3. Формы залегания метаморфических пород в абсолютном большинстве случаев наследуются от пород исходных. Исключение составляют формы залегания контактово-метаморфических пород, представленные контактовыми ореолами. Мощность контактовых ореолов в зависимости от многих причин изменяется в широких пределах. Часто развитие контактово-метаморфических пород происходит на значительном удалении от интрузива – вдоль зон тектонических нарушений или слоистости во вмещающих породах.

9.4.4. Полезные ископаемые, связанные с процессами метаморфизма

Изучение метаморфических пород вызывает большой практический интерес, так как с этими породами связано огромное количество важнейших полезных ископаемых. Крупнейшие месторождения железа (Криворожское, Курская магнитная аномалия и др.) локализованы в регионально метаморфизованных породах. Многочисленные месторождения руд железа (магнетит и гематит), полиметаллов (меди, свинца и цинка), редких металлов (шеелита, молибденита, олова) тяготеют к зонам контактово-пневматолитового метаморфизма. Таковы многие месторождения Урала, Алтая и др. Крупнейшие месторождения меди во вторичных кварцитах (Казахстан) также обязаны своим происхождением контактовому метаморфизму.

Особенно большое число месторождений, связанных с гидротермальным метаморфизмом (полиметаллы, золото и т.п.). Многие метаморфические породы сами по себе являются полезными ископаемыми и используются как строительный и декоративный камень. Например, стены Московского метрополитена облицованы различными метаморфическими породами: мраморами Урала, Кавказа и Алтая, гнейсами, яшмами и др. Широко применяются метаморфические породы для сооружения памятников, пьедесталов, колонн и т.п.

РАЗДЕЛ 10 ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Экзогенные процессы в отличие от эндогенных протекают в приповерхностных частях земной коры на границе ее с внешними геосферами Земли – атмо-, гидро- и биосферой. Они обеспечиваются энергией, главным образом, за счет внешних источников – лучистой энергии Солнца и за счет сил гравитации. Протекают экзогенные процессы при нормальных значениях температуры и давления по эндотермической схеме, т.е. с поглощением тепла.

В процессе экзогенных геологических процессов происходят дифференциация вещества земной коры по физической и химической схемам, изменение минерального и химического состава земной коры. Основными же результатами экзогенных геологических процессов следует считать создание форм рельефа земной поверхности и формирование осадочных горных пород, многие из которых являются полезными ископаемыми и не могут образовываться иным путем.

Характерная особенность экзогенных геологических процессов состоит в том, что, в отличие от большинства эндогенных процессов, они могут подвергаться непосредственному изучению, так как протекают с достаточно высокой скоростью, измеряемой по человеческой, а не по геологической шкале времени. Данная особенность экзогенных геологических процессов чрезвычайно важна, ибо изучение их позволяет понять механизмы их протекания в прошлые геологические эпохи.

10.1. Разделение экзогенных процессов на группы

Экзогенные геологические процессы с определенной долей условности делят на четыре большие группы: **выветривание, денудация, аккумуляция и диагенез.**

10.1.1. Выветривание (гипергенез)

Выветривание – процесс разрушения и глубокого изменения любых горных пород и большинства слагающих их минералов, оказавшихся неустойчивыми в условиях земной поверхности. Эти изменения происходят на месте залегания горных пород под действием солнечной радиации, погодных условий, а также в результате физического, химического и биологического воздействия воды, кислорода, углекислого газа, минеральных и органических кислот, а также микро- и макроорганизмов и растений.

10.1.2. Денудация

Денудация – совокупность процессов сноса и переноса продуктов выветривания с места разрушения и преобразования горных пород под

воздействием ряда факторов (сил гравитации, вод суши, морей и океанов, ветра и движения ледников), которые часто принято называть агентами денудации. Денудация является весьма активным фактором преобразования Земли, мобилизующим и приводящим в движение огромные массы вещества, способствующим разрушению земной поверхности, сглаживанию и образованию выровненных форм рельефа.

10.1.3. Аккумуляция

Аккумуляция – совокупность процессов накопления рыхлых продуктов разрушения первичных горных пород в понижениях рельефа – морях, океанах, долинах рек, озерах, болотах и т.п. Иными словами, она называется «осадконакоплением» и является, по сути, первой стадией образования новых осадочных пород за счет принесенных в процессе денудации продуктов выветривания.

10.1.4. Диагенез

Диагенез – совокупность процессов преобразования (перерождения) осадков, накопленных в процессе аккумуляции, в собственно осадочные (литифицированные) горные породы под влиянием физико-химических условий и под воздействием сил гравитации в приповерхностных частях земной коры.

Следует помнить, что экзогенные процессы тесно связаны между собой и развиваются последовательно. Выветривание само по себе подготавливает материал для денудации. Денудация же является одним из важнейших экзогенных геологических процессов, приводящих в движение гигантские массы вещества – продукты выветривания.

Аккумуляция, в свою очередь, представляет собой дальнейшее звено в цепи экзогенных процессов, способствующее тому, что продукты выветривания, теряя свою подвижность, закладывают основу осадочных горных пород, формируя различные осадки, которые преобразуются в осадочные горные породы в процессе диагенеза. Интенсивность и характер экзогенных геологических процессов зависят от множества физико-географических и геологических факторов – рельефа, климата, геологического строения района, интенсивности тектонических движений, времени и т.д.

10.2. Литогенез его стадии и типы

Все описанные выше группы экзогенных геологических процессов современные учёные-геологи всё чаще называют **литогенезом**.

Понятие **литогенеза** (греч. lithos – камень и genesis – рождение, происхождение) кратко можно охарактеризовать как совокупность процессов,

приводящих к образованию и дальнейшему изменению осадочных горных пород. Это первые звенья в большом геологическом круговороте веществ, когда осадочная горная порода в процессе сложных преобразований проходит путь от выветривания до метаморфизации и превращения в метаморфическую породу.

Литогенез – важнейший процесс образования многочисленных полезных ископаемых: каменных углей; нефти, бокситов, осадочных железных руд, фосфоритов, мраморов и других.

10.2.1. Стадии литогенеза

Стадии литогенеза – ряд последовательных закономерных геологических процессов:

Гипергенез (выветривание) – экзогенные процессы, приводящие к разрушению минералов и горных пород, когда вначале из кристаллических (любых коренных) горных пород путем выветривания образуется рыхлый материал. Различают гипергенез в недрах, вначале **анаэробный** (без присутствия кислорода) затем **аэробный**, и гипергенез на поверхности – в котором участвуют процессы денудации, в результате на месте остаются **остаточные породы**.

Седиментогенез – стадия накопления осадков, их перенос (ветром, водами, льдом, организмами) и аккумуляция на дне водоемов и во впадинах на суше, когда в результате эрозии и денудации рыхлый материал горных пород переносится во впадины или на дно водоемов, где осаждаются с естественным распределением по крупности (либо объёмному весу) зерен.

Диагенез – процесс превращения осадка в осадочную породу при уплотнении в верхней зоне земной коры, когда под воздействием водных растворов и естественного давления завершается образование осадочной породы, причём происходит это при низких температурах и давлениях. Процесс существенно биохимический (с участием бактерий). Диагенез происходит при температурах 10 – 25° С, на глубинах до 300 – 500 м.

Катагенез – изменение пород в верхней части стратисферы под действием возрастающих температур, давления и химических реакций, когда постепенное нарастание осадков заставляет нижние слои под давлением погружаться в зону внутриземных высоких температур, где начинается их метаморфизация. Процесс происходит при температуре $200 \pm 50^\circ \text{C}$, на глубинах 5 – 10 км.

Метагенез – глубокое преобразование осадочных пород в земной коре. В результате бывшая осадочная горная порода превращается в метаморфическую: илы и глины – в аргиллиты, а затем в сланцы; пески и супеси – в алевролиты, потом в песчаники, а затем в кварциты; известняки – в мраморы и тому

подобное. Процесс происходит при температурах 300 – 350° С, на больших глубинах.

10.2.2. Типы литогенеза

Различают четыре типа литогенеза: **нивальный**, **гумидный**, **аридный** и **вулканогенно-осадочный** (рисунок 10.1). Различие типов литогенеза связано с географической (климатической) зональностью, факторами, определяющими процессы выветривания, типами накапливаемых осадочных пород.

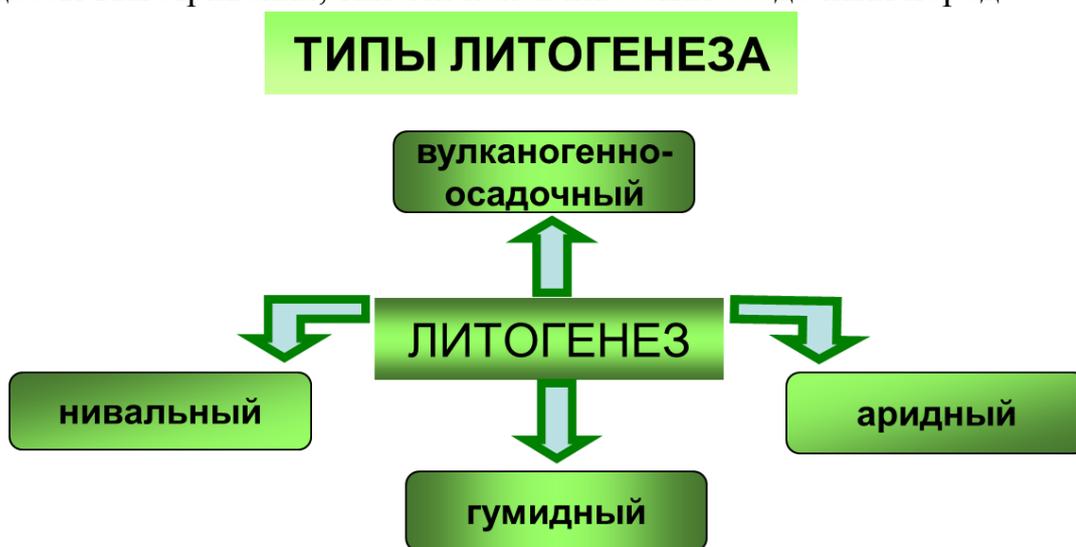


Рисунок 10.1 – Типы литогенеза

10.2.2.1. Нивальный тип литогенеза. Нивальный тип литогенеза характерен для полярных зон Земного шара, где вода присутствует в твердом состоянии; отсутствует растительный покров; выветривание горных пород – механическое, преимущественно морозное. Осадки горных пород обломочные, весьма грубые, несортированные, химически незрелые (свежие, невыветрелые).

10.2.2.2. Гумидный тип литогенеза. Гумидный тип литогенеза более характерен для влажных зон Земли, где наблюдается положительный баланс влаги; флора представляет собой сплошной растительный покров; движение вод представлено транзитным стоком (поверхностным и подземным); выветривание горных пород физическое (преимущественно температурное) а также химическое и биологическое. Осадки горных пород обломочные, химические, биологические, осадочный процесс незавершенный: выносятся легкорастворимые хлориды, сульфаты, карбонаты; накапливаются бокситы, железные и марганцевые руды; каолины, кварцевые пески, обломочные породы, россыпи тяжелых минералов, торфяники и угли, горючие сланцы, биогенные известняки, силициты, фосфориты. Цвет пород серый.

10.2.2.3. Аридный тип литогенеза. Аридный тип литогенеза наиболее характерен для сухих зон Земли, где баланс атмосферных (метеорных) осадков

отрицательный; отсутствует сплошной растительный покров; химическое выветривание слабо развито, физическое выветривание резко преобладает над ним. Осадки горных пород обломочные (золотые пески) и хемогенные: известняки, доломиты, сульфаты, хлориды, бораты и другие эвапориты, наблюдаются отложения меди, свинца, цинка, залежи U, F, Br, B, Sr, Rb, J. Цвет пород красный, желтый.

10.2.2.4. Вулканогенно-осадочный тип литогенеза. Аномален по отношению к широтной климатической зональности. Отличается поставкой ювенильного материала, туфов, гидротерм и эксгаляций. В результате осадконакопления образуются обломочные осадки, богатые вулканическим материалом (туфопесчаники, туффиты и т.д.) и химические осадки (каолины, хлоритовые глины, опалиты, сульфаты, сера, сульфиды).

10.3. Гипергенез и кора выветривания

Как выяснили ранее, **гипергенез** или **выветривание** является начальной стадией прогрессивного литогенетического цикла, предысторией седиментогенеза. Характерная особенность гипергенеза в том, что он осуществляется в термобарических условиях, свойственных земной поверхности.

10.3.1. Особенности гипергенеза

На стадии гипергенеза осуществляется:

- изменение ранее образовавшихся горных пород;
- образование особых типов пород (**остаточных**), химического происхождения минуя стадию седиментогенеза;
- формирование исходного обломочного и химического материала для осадков, превращающихся затем в осадочные горные породы.

Таким образом, процесс выветривания очень сложен и включает многочисленные частные процессы и явления – механические, физико-химические, химические, биогеохимические. Чисто физические (механические) явления приводят к **дезинтеграции** горных пород: к механическому их измельчению без изменения минералогического и, следовательно, химического состава. Механическая дезинтеграция пород происходит в результате неодинакового объемного и линейного расширения породообразующих минералов под влиянием сезонного и суточного колебания температуры. Порода рассекается густой сетью тонких и тончайших трещин. В эти трещины поступает вода, вследствие чего в них возникает капиллярное давление. Его величина достигает значительной величины. При расширении трещин начинают также действовать явления замерзания – разморозания воды с изменением ее объема.

В итоге массивная кристаллическая порода, сохраняя свой исходный состав, теряет монолитность и начинает разрушаться. В первую очередь проявляются скрытые напряжения, возникшие при образовании разрушающейся породы, и проявляются отдельности – участки породы, ограниченные трещинами и обладающие определенной формой. Механическая дезинтеграция плотных горных пород приводит к образованию обширных развалов, глыб и россыпей щебня (**курумов**), **коллювиальных** скоплений щебня у подножия обрывов, протяженных каменных потоков по склонам. Это типично для полярных, пустынных и высокогорных ландшафтов.

Дезинтеграция плотных горных пород, образование в них системы трещин и микрощелей обуславливает, с одной стороны, их хорошую водопроницаемость, а с другой – резко увеличивает реакционную поверхность выветривающихся пород. Это создает условия для активизации разнообразных физико-химических, химических и биогеохимических реакций. Осуществление этих реакций возможно только при наличии свободной жидкой воды.

Под воздействием воды происходит **гидратация** минералов, т.е. закрепление молекул воды на поверхности отдельных участков кристаллохимической структуры минерала. В результате образуются гидратированные разновидности. Весьма важное значение имеют реакции **гидролиза**, т.е. полного разрушения кристаллохимической структуры минерала под воздействием молекул воды. Так, серпентин в результате гидролиза распадается на оксиды магния и кремния. Частично эти соединения удаляются грунтовыми водами, но в значительном количестве **остаются на месте**. Гидролиз силикатов со сложной кристаллохимической структурой сопровождается не полным ее разрушением, а распадом на отдельные блоки, из которых затем возникают новые минералы. Часто этот процесс протекает стадийно с последовательным возникновением нескольких минералов. Так, при **гипергенном преобразовании** полевых шпатов возникают гидрослюды, которые затем превращаются в минералы группы каолинита или галлуазита.

В осуществлении подобного рода преобразований, наряду с чисто химическими принимают участие биологические процессы. Особенно важное значение имеет не непосредственное воздействие животных и растительных организмов на минералы, а действие продуктов их жизнедеятельности. Еще более зависит от жизнедеятельности организмов состав газов выветривающейся толщи. Под влиянием газов (кислорода, сероводорода, углекислого газа и др.) происходят окислительно-восстановительные реакции и возникают крупные скопления оксидов железа и марганца, сульфидов железа и других металлов.

Разные минералы обладают неодинаковой устойчивостью при выветривании. Степень **гипергенной** устойчивости наиболее распространенных магматических минералов обратна последовательности их

кристаллизации из магматического расплава и в значительной мере обусловлена их кристаллохимической структурой. Наиболее легко разрушаются силикаты с изолированными кремнекислородными тетраэдрами (оливин). Более устойчивы минералы, имеющие цепочечную или ленточную структуру (амфиболы и пироксены). Устойчивость полевых шпатов зависит от их состава: кальциевые плагиоклазы выветриваются так же легко, как пироксены, а натриевые и калиевые полевые шпаты выветриваются с трудом. Наиболее устойчив кварц, структура которого состоит исключительно из кремнекислородных тетраэдров. Как следует из приведенных данных, состав продуктов выветривания в значительной мере обусловлен минералогическим составом исходных горных пород.

10.3.2. Стадии развития и зональность коры выветривания

При выветривании происходит не только разрушение первичных минералов, но и возникновение еще более многочисленных новых, гипергенных. Большая часть глинистых минералов, многочисленные сульфаты, карбонаты, минералы оксидов железа, алюминия, марганца, титана и многие другие имеют гипергенное происхождение. Следовательно, выветривание нельзя рассматривать только как процесс разрушения горных пород. Это одновременно и созидательный процесс, в результате которого формируются особые образования – **коры выветривания**.

Наиболее благоприятными условиями для формирования мощной коры выветривания являются относительно выровненный рельеф поверхности материнских пород в сочетании с жарким влажным климатом и обилием органических веществ. В молодых горных сооружениях, отличающихся активным тектоническими поднятиями и активными процессами выноса разрушенного материала, за которыми не «успевают» процессы выветривания, образуются маломощные коры выветривания, так же, как и в зонах с нивальным и аридным климатом.

Выделяют четыре этапа развития коры выветривания:

- 1) этап преобладания физического выветривания и накопления продуктов грубого механического разрушения;
- 2) этап обызвесткования и удаления в процессе гидролиза легкорастворимых компонентов, преимущественно серы и хлора, сопровождающихся гидратацией минералов и окислением серных соединений;
- 3) этап образования остаточных глин – каолинов и выноса из материнских пород кальция, калия и магния;
- 4) этап образования латеритов.

По мере развития коры выветривания в глубину наблюдается ряд последовательных переходных зон от свежих неизмененных коренных пород к

продуктам полного химического разложения. Наиболее характерны четыре зоны (рисунок 10.2).



Рисунок 10.2 – Профиль коры выветривания и этапы гипергенеза по Н.М. Страхову, Н.В. Логвиненко

10.4. Геологическая деятельность поверхностных вод

Согласно данным некоторых ученых, на поверхность суши ежегодно выпадает 113 тыс. км³ атмосферных осадков, из которых около 79 тыс. км³ испаряется, а 44 тыс. км³ с поверхностным речным и подземным стоком возвращается в систему Мирового океана. При этом поверхностные текущие воды производят огромную работу, формируя рельеф суши и морские осадки.

В процессе стекания атмосферных вод, выпадающих на сушу, происходит **плоскостной смыв** твердых частиц, **линейный размыв** горных пород, перенос продуктов смыва и размыва, их **переотложения** на суше или вынос за ее пределы. Соответственно выделяют работу **плоскостного склонового стока**, способствующего выравниванию рельефа и геологическую деятельность временных струйных или **русловых потоков** и рек. **Линейный размыв** называют **эрозией**, а переотложение продуктов смыва и размыва – аккумуляцией осадков. Иногда термин эрозия употребляют расширительно и тогда процесс смыва называют **плоскостной эрозией**, а процесс размыва – **линейной эрозией**.

10.4.1. Плоскостной смыв и делювиальные отложения

Смыв происходит под воздействием ударов дождевых капель и стока тонкой пленки воды, который переносит наиболее мелкие частицы рыхлых продуктов выветривания вниз по склону. По мере уменьшения скорости стекания струек частицы задерживаются. Такое перемещение частиц по склонам дождевой и талой снеговой водой получил название плоскостного склонового или **делювиального** смыва, а образующиеся при этом отложения называются **делювием**. Следует отметить, что обломки горных пород могут перемещать вниз и под воздействием собственного веса, особенно на крутых склонах и обрывах. Образованные таким путем отложения называются **коллювием**.

Делювиальные отложения залегают в виде наклонного пологого шлейфа, мощность которого возрастает вниз по склону. Максимальные мощности делювия достигают 15 – 20 м и более. Наиболее благоприятные условия для делювиального процесса создаются в пределах равнинных степных районов умеренного и субтропического поясов и в зоне сухих саванн, где в кратковременные периоды таяния снегов или выпадения дождей по склонам смываются рыхлые продукты выветривания. Этому способствует также относительно разреженная травянистая растительность.

Типичные делювиальные отложения для высоких гор не характерны. Там распространены отложения, формирование которых обусловлено иными факторами – силой тяжести, солифлюкцией, линейным размывом и переносом обломочного материала временными потоками и др.

10.4.2. Линейная эрозия. Временные русловые потоки и их отложения

Формы рельефа, выработанные временными русловыми потоками равнинных территорий и горных стран, существенно различаются.

10.4.2.1. Деятельность временных водотоков в условиях равнин. Эти водотоки, связанные с сезонным выпадением атмосферных осадков, формируют **овраги** – удлиненные, узкие и крутостенные отрицательные элементы рельефа. В развитии оврага выделяется четыре стадии. Началом оврага служат случайные углубления на поверхности почвы, дорожная колея, глубокая борозда при пахоте вниз по склону и пр. При наличии легко размываемых пород сливающиеся струи воды образуют неглубокую промоину. В дальнейшем поток дождевых или талых вод концентрируется в этой промоине, и начинается постепенное врезание оврага его вершиной в направлении водораздела – так называемая **регрессивная эрозия**. Одновременно углубляется **талвег** – русло, по которому текут временные потоки. В третью стадию врезание оврага достигает уровня основания склона,

продольный профиль оврага выравнивается. На протяжении четвертой стадии происходит расширение оврага, его стенки выполаживаются до угла естественного откоса и зарастают, на дне накапливаются отложения и оно преобразуется в плоское днище. Таким образом происходит постепенное врезание тальвега вплоть до достижения плавной вогнутой кривой, глубже которой углубление дна не происходит и которая называется **профилем равновесия** оврага. В итоге овраг постепенно превращается в **балку**, борта которой вскоре начинают рассекать поперечные овраги. Особенно благоприятны для образования оврагов лессы и лессовидные отложения, сочетающиеся со степной растительностью.

Отложения временных водотоков на равнинах представлены плохо сортированными обломками местных плотных горных пород, перемешанных с материалом рыхлых наносов. Эти отложения накапливаются в нижней части оврагов и в днищах балок, в устьевых участках которых они часто образуют **конуса выноса** мощностью в несколько метров.

10.4.2.2. Временные горные потоки и их отложения. Верховья ложбин стока в горах расположены в верхней части горных склонов. Они сходятся в единое русло, которое называют **каналом стока**. По этому каналу в сезоны выпадения дождей или таяния ледников вода движется с большой скоростью. Как известно, энергия движущейся воды пропорциональна квадрату ее скорости. Поэтому быстро движущиеся горные потоки захватывают обломки твердых горных пород, что еще больше усиливает разрушительную работу потока. При выходе его на предгорную равнину скорость течения резко уменьшается, временный горный поток разливается по равнине в виде веера, иссякает и откладывает весь принесенный обломочный материал. При этом образуется **конус выноса временного горного потока**. Отложения конусов выноса временных горных потоков были выделены в самостоятельный генетический тип континентальных отложений и названы **пролювием**.

В горных районах периодически возникают бурные грязекаменные потоки, низвергающиеся с большой скоростью. Такие потоки содержат огромное количество обломочного материала, Часто достигающего 75 – 80% от их общего объема. Обломки горных пород имеют различные размеры, иногда более метра. Грязекаменные Потоки в Средней Азии и на Кавказе называют **сели**, а в Альпах – **муры**. Они возникают при быстром таянии снега и льда или же во время сильных ливней. Сели обладают большой разрушительной силой и иногда носят опустошительный характер.

10.4.3. Геологическая деятельность рек и аллювиальные отложения

Геологическая деятельность рек складывается из эрозии плотных горных пород и рыхлых наносов, по которым протекает река, переноса продуктов эрозии и их осаждения.

10.4.3.1. Эрозионная работа рек. Различают эрозию **донную**, или **глубинную**, направленную на врезание потока в породы, слагающие дно русла, и **боковую**, ведущую к подмыванию берегов и в целом к расширению долины. Соотношение глубинной и боковой эрозий меняется на разных стадиях развития долины. Первоначально преобладает глубинная эрозия, когда водный поток, врезаясь в горные породы, стремится выработать свой продольный профиль. На этой стадии в большинстве случаев продольный профиль рек характеризуется значительными неровностями, различными уклонами на отдельных отрезках, перепадами (порогами). Уровень того бассейна, куда впадает река, определяет глубину врезания реки и поэтому называется **базисом эрозии**. Он является общим для всей речной системы (главной реки со всеми притоками). Постепенно происходит углубление русла и вырабатывается **профиль равновесия реки**.

Боковая эрозия начинается одновременно с линейной, но на первых стадиях развития речной долины роль ее невелика и основными процессами являются углубления русла и перенос обломочного материала. Значение боковой эрозии возрастает по мере достижения рекой профиля равновесия. Этому способствует **меандрирование** реки, сопровождаемое подмыванием вогнутого берега и переотложением обломочного материала на противоположном выпуклом берегу. Расширению речной долины способствует **Кариолисово ускорение**, которое зависит от вращения Земли. Его горизонтальная составляющая в северном полушарии направлена вправо по отношению к движению, в южном влево. По отношению к речным долинам это было впервые обнаружено известным русским естествоиспытателем и географом К.М.Бэрром (1792 – 1876). Согласно закону Бэра, реки, текущие в направлении меридиана, в северном полушарии должны подмывать правый берег, в южном – левый.

10.4.3.2. Перенос и аккумуляция продуктов эрозии. Обломочные частицы, захваченные речным потоком, переносятся либо во взвешенном состоянии, либо путем перекатывания и перемещения по дну. Масса переносимых рекой на протяжении года твердых частиц называется **твердым стоком** в отличие от массы растворенных веществ – **ионного стока**. В горных реках твердый сток преобладает над стоком растворимых веществ, а в равнинных реках масса переносимых растворенных веществ больше массы твердого стока. Об интенсивности геологической деятельности рек можно

судить по тому, что общая масса твердых частиц, выносимых всеми реками мира в систему Мирового океана, свыше 20 млрд. тонн в год, растворимых соединений – около 4 млрд. тонн. Важной частью геологической деятельности рек является аккумуляция продуктов эрозии, захваченных и переносимых водным потоком. Все виды речных отложений называются **аллювием**.

Расположение разных типов аллювиальных отложений и строение речной долины обусловлены гидрологической динамикой водного потока. В той части речной долины, которая связана с современной деятельностью реки, выделяются два главных морфологических элемента: **русло**, по которому постоянно на протяжении года движется водный поток, и **пойма** – часть речной долины, ежегодно затапливаемая водой лишь в период паводка.

Быстрый русловой поток переносит во взвешенном состоянии глинистые и мелкообломочные частицы, поэтому в пределах русла в осадок выпадают лишь крупнопесчаные частицы и грубые обломки. При подмывании рекой крутого берега возникают поперечные циркуляционные движения воды, благодаря которым на противоположной стороне русла образуется песчаная отмель с **прирусловым валом**, ограничивающим пойму.

Как следует из изложенного, **русловой аллювий** состоит из песчаных отложений и крупных обломков, переслаиваемых линзами илистых супесей, осаждающихся во время спада воды и замедления течения.

Иная ситуация на пойме, в пределах которой из медленно текущей, разлившейся воды постоянно осаждаются лишь мелкопесчаные и илистые частицы, образующие **пойменный аллювий**.

Для формирования поймы важное значение имеет извилистость реки. Широкие поймы равнинных рек обусловлены процессами подмывания крутых берегов и меандрирования русла. Когда извилины реки приобретают петлеобразную форму, то узкие перешейки в половодье прерываются быстрым потоком и река спрямляет свое русло, а отшнурованная излучина превращается в **старицу** – пойменное озеро, которое постепенно заиливается и зарастает. На широких поймах равнинных рек имеется большое количество стариц на разных стадиях их отмирания – в виде озер, заболоченных участков и сухих понижений. Отложения стариц состоят из темноокрашенных иловатых суглинков и супесей, богаты органическим веществом, в которых из-за недостатка кислорода развиваются восстановительные процессы и иногда образуется мельниковит – аморфный сульфид железа.

Аллювий горных рек и равнинных существенно различается. Отложения горных рек преимущественно представлены **фацией размыва** – русловыми отложениями, состоящими из крупных обломков. Мелкие песчаные и глинистые частицы выносятся в устьевые части рек и частично в море. Пойменная фация, как правило, отсутствует. Особо следует отметить, что в

аридных регионах реки, стекающие с гор, иссякают на пустынных предгорных равнинах. В этом случае образуются **сухие дельты** в виде крупных конусов выноса, сложенных грубообломочным материалом, часто сцементированным карбонатами кальция или гипсом.

10.4.3.3. Циклы развития речных долин и речные террасы. Как отмечалось выше, в формировании речной долины четко прослеживаются две стадии. На первой стадии, называемой **стадией морфологической молодости**, речной поток врезается в горные породы, образуя **каньон (ущелье)** при наличии твердых пород или речную долину с крутыми склонами и V-образным поперечным профилем при наличии рыхлых отложений. Все дно такой долины практически занято руслом. Во вторую **стадию морфологической зрелости** происходит расширение долины и образование поймы. Далее начинается «старение» речной долины, выражающееся в перегрузке русла наносами, обмелением и блужданием русла по широкой пойме. Но если водосборная площадь реки окажется вовлеченной в тектоническое поднятие или базис эрозии будет понижен в результате тектонического прогибания, то начнется омоложение реки, водный поток вновь станет энергично врезаться в поверхность широкой поймы, а затем подмыв берегов и извилины реки будут выработать новую пойму за счет разрушения старой, от которой останется лишь небольшой уступ, который называется **надпойменной террасой**. Если территория испытывала несколько поднятий, то река столько же раз повторит цикл развития долины, а свидетелями этих циклов будут надпойменные террасы, самая молодая из которых будет нижняя, а наиболее древней самая верхняя.

В строении террас принимают участие как коренные горные породы, в которые врезана речная долина, так и аллювиальные отложения. В зависимости от мощности аллювия и положения поверхности коренных пород (цоколя террасы) выделяют три типа террас: 1) эрозионные, или скульптурные, которые выработаны в коренных породах; 2) аккумулятивные, полностью состоящие из аллювиальных отложений; 3) цокольные, или эрозионно-аккумулятивные, нижняя часть которых представлена коренными породами, на которых залегают аллювиальные отложения.

10.4.3.4. Устьевые части рек и их отложения. Совершенно особое строение имеют устьевые части рек, в которых образуются дельты, эстуарии и лиманы.

Дельта – устьевая часть реки, в которой происходит разгрузка переносимого материала и которая постепенно нарастает в сторону моря. Очертания такого участка отдаленно напоминают букву Δ греческого алфавита. Обширные дельты образуются при определенных условиях: небольшой глубине предустьевой акватории, обилии обломочного материала,

переносимого рекой, отсутствии приливов, отливов и сильных вдольбереговых течений. Мощность дельтовых отложений обычно близка к мощности аллювия в речной долине, но в случае медленного прогибания земной коры в районе расположения дельты мощность этих отложений сильно возрастает.

Эстуарий – воронкообразный в плане залив, образующийся при затоплении морем устья крупной реки в условиях высоких приливов и отливов, при небольшом количестве обломочного материала, приносимого рекой. Отложения эстуариев формируются в результате интенсивного выпадения многих веществ, содержащихся в реках в виде истинных и коллоидных растворов, при смешивании пресных и соленых вод.

Лиманы – затопленные морем устьевые части рек в условиях приливов и отливов и широких побережий. При этом образуются обширные, но неглубокие заливы, а собственное русло реки перемещается к вершине лимана.

С аллювиальными отложениями связаны **россыпные месторождения** многих важных полезных ископаемых. **Россыпями**, или россыпными месторождениями, называются скопления обломочного материала, содержащие ценные устойчивые минералы с большим удельным весом. Разрабатывают россыпи золота, платины, касситерита, вольфрамит, монацита, танталита, колумбита, циркона, алмазов. Большая часть россыпей золота приурочена к аллювиальным отложениям.

В строении россыпи выделяют плотик, пласт и торфа. **Пласт** – это аллювиальные отложения, содержащие россыпное золото. **Плотик** – основание, на котором залегает пласт. На поверхности плотика часто образуются трещины и карманы, обогащенные золотом. **Торфа** – условное название пустой толщи, покрывающей золотоносные отложения.

Мировой известностью пользуются россыпи касситерита на Малаккском полуострове и островах Банка и Белитунг в Индонезии, монацита в прибрежных песках Бразилии и Индии, алмазов в Южной Африке (в бассейне рек Оранжевой и Вааль), танталита и колумбита в Нигерии и Заире.

10.5. Геологическая роль озер и болот и их осадки

10.5.1. Озёра

Озёра – это водоемы, не имеющие прямой связи с системой Мирового океана. Они распространены на равнинных и горных территориях, во влажных и засушливых, холодных и жарких гидротермических условиях. Суммарная площадь озер составляет 2% площади суши.

Размеры, морфология и происхождение озер разнообразны. Известны озера, представляющие собой фрагменты древних морей. Такими являются Каспийское озеро-море, а также Ладожское и Онежское озера. Многие

образовались в результате заполнения глубоких блоковых тектонических впадин – грабенов. Классическими примерами озер такого типа служат великие озера Африки, приуроченные к грабенам Восточно-Африканского рифта, а в России – озеро Байкал. Наряду с ними существуют озера, котловины которых образовались не благодаря глубоким расколам, а в результате плавных прогибов. К таковым относится огромное озеро Виктория, заполнившее прогиб между двумя ветвями Восточно-Африканского рифта. В областях распространения материковых оледенений четвертичного периода широко распространены озера-старицы на поймах и в дельтах рек. В районах близкого расположения к дневной поверхности известняков, гипсов и соленосных пород имеются многочисленные озера, приуроченные к карстовым воронкам и провалам. На территории распространения многолетней мерзлоты распространены термокарстовые озера, локализованные в просадках местами протаявших грунтов, а в областях залегания лёссов и лёссовидных отложений – мелкие озера, образовавшиеся в просадках пористого лёсса. Имеются озера, заполнившие разрушенные трубки взрыва и кратеры потухших вулканов (маары). Такие озера существуют на Камчатке, в Рейнской области (Германия), на Центрально-Французском вулканическом массиве, в Восточной Африке и др. В горных странах встречаются озера, возникшие в результате обвалов, запрудивших межгорные долины.

По химическому составу воды озер в самом первом приближении можно разделить на пресные и соленые. Состав воды пресных озер обусловлен поступлением атмосферных и речных вод. В них концентрация солей невелика, а среди растворенных солей преобладают бикарбонаты кальция, содержание которых увеличивается по мере аридизации климата. Соленые воды крупных озер (типа Каспийского и Аральского) являются **реликтовыми морскими**. В условиях засушливого климата по причине интенсивного испарения повышается концентрация солей, что приводит к образованию мелководных соленых озер, ярким примером которых могут служить озера Эльтон и Баскунчак, расположенные в низовьях Волги, Великое Соленое озеро в полупустынях Дальнего Запада США, озеро Эйр в пустынной Центральной равнине Австралии. В составе солей доминируют хлориды натрия, магния, кальция и сульфаты натрия и магния. Наиболее часто встречаются соленые озера, с преобладанием хлоридов натрия и примесью других солей, либо горько-соленые, с преобладанием сульфатов натрия и хлоридов кальция. Значительно реже встречаются содовые озера, содержащие бикарбонат и карбонат натрия. Большой интерес представляют соленые озера, в которых среди растворимых соединений присутствуют **соли борной кислоты**. Такие озера приурочены к резко аридным областям и известны в Иране, Тибете, в полупустынных районах США.

Наиболее важное значение в геологической деятельности озер имеет аккумуляция осадков. Среди них выделяются:

- 1) песчано-глинистые отложения, образующиеся за счет разрушения берегов озер и приноса мелкообломочного материала реками;
- 2) биогенные осадки, накапливающиеся путем осаждения продуктов отмирания животных и растительных организмов;
- 3) минеральные образования, возникающие в результате химических и физико-химических процессов.

Особенностью песчано-глинистых отложений озер является тонкое переслаивание песчаных и глинистых слоев, осадившихся в разные сезоны года в связи с изменением скорости воды, стекающей в озерные котловины.

Среди биогенных осадков следует отметить скопления кремнистых (опаловых) панцирей одноклеточных диатомовых водорослей, образующих **диатомовые илы**. Ареал распространения диатомовых водорослей очень широкий, поэтому диатомовые илы встречаются в озерах как холодных гумидных ландшафтов (озера Кольского полуострова), так и в более теплых условиях (озеро Севан в Армении), а также в тропических странах (озеро Танганьика в Африке). Характерным биогенным осадком небольших озер гумидных областей является **сапропель**. Он представляет собой органический ил, в значительной мере состоящий из останков одноклеточных зеленых и синезеленых водорослей, которые разлагаются на дне без доступа кислорода. Иногда здесь образуются черные аморфные скопления сульфида железа минерала **гидротроилита**.

Среди осадков, образующихся на дне в результате химических и физико-химических процессов, для пресноводных озер холодного и умеренного климата характерно образование **конкреций**, состоящих из минералов гидроксидов железа. В гумидных тропических ландшафтах к ним часто добавляются конкреции из минералов гидроксидов алюминия. В озерах, имеющих подток подземных вод гидрокарбонатного состава, накапливаются глинисто-карбонатные отложения так называемого **болотного мергеля**. В несоленых озерах аридных территорий – в степных, сухостепных и полупустынных ландшафтах – повсеместно происходит осаждение **мелкокристаллического кальцита**, цементирующего обломочные частицы или образующего крупные конкреции. В соленых озерах при высокой концентрации растворимых веществ, близкой к насыщенным растворам, происходит кристаллизация соответствующих солей.

Отложения озер имеют важное практическое значение. Железоокисные конкреции озер Восточно-Европейской равнины с отдаленных времен до середины XIX в. использовались для выплавки железа. Конкреции оксидов железа и алюминия (бокситы), образованные в тропических озерах, служат

алюминиевой рудой. Длительное время разрабатываются аккумуляции соды, кристаллизующейся в крупных содовых озерах Северной и Южной Америки, Африки, Тибета и Ирана. Также производится разработка борсодержащих солей, осаждающихся в пустынных борных озерах. Диатомовые осадки (диатомит) используются в промышленности, а отложения сапропеля – в бальнеологических целях и в качестве удобрения.

10.5.2. Болота

Болота – это ландшафты с избыточным увлажнением, специфической влаголюбивой растительностью и процессом образования торфа. Хотя болота содержат от 90 до 97 % воды и всего несколько процентов сухого органического вещества, они не могут рассматриваться как водоемы, так как преобладающая часть воды связана органическим веществом торфа и растительностью. Существуют **два основных пути образования болот** – зарастание озер и заболачивание суши. Эти процессы могут развиваться на разных элементах рельефа, но для образования значительных аккумуляций торфа необходимы определенные климатические и гидрохимические условия.

Торф – скопление слабо разложившихся остатков болотных растений – мхов, трав, кустарников, отчасти деревьев. Благодаря тому, что растительные остатки насыщены водой, их преобразование протекает в условиях дефицита кислорода. При этом происходит сложная трансформация органических соединений, в результате которой исходные органические вещества обогащаются углеродом. Трансформационные процессы в значительной мере обусловлены микробиологической деятельностью. Условия, подавляющие деятельность микроорганизмов, равно как условия, способствующие быстрому разрушению растительных остатков, препятствуют образованию торфа и его накоплению. Поэтому мощные торфяники, образующиеся в болотах лесной зоны бореального и умеренного климата, одинаково нехарактерны для полярной и тундровой зон, а также территорий распространения многолетней мерзлоты, с одной стороны, а с другой для стран сухого и жаркого климата, где органическое вещество разлагается быстро.

Болота разнообразны; в первом приближении их можно разделить на две большие группы **континентальных** и **приморских** болот. Среди континентальных болот выделяют **низинные, верховые и переходные**.

Низинные болота, как следует из их названия, приурочены к отрицательным элементам рельефа. Произрастающим на них растениям требуется большое количество минеральных веществ, которые в растворенном состоянии поступают за счет их выноса с положительных элементов рельефа либо из грунтовых вод, уровень которых в низинах расположен близко к поверхности. Растительность низинных болот представлена осоками и

тростниками в травяных болотах, гипновыми мхами и ягодными кустарниками в моховых болотах. Из деревьев может присутствовать черная ольха. Многие низинные болота образовались в результате зарастания мелких озер.

Торф низинных болот обогащен минеральными веществами. При сжигании содержит большое количество золы, а на дне таких болот в условиях дефицита кислорода образуются неполноокисленные соединения двухвалентных железа и марганца в виде минералов сидерита (FeCO_3), родохрозита (MnCO_3), вивианита ($\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). При доступе кислорода железо и марганец быстро окисляются и происходит трансформация указанных минералов; серый сидерит замещается ржаво-бурым гидрогетитом, грязно-розоватый родохрозит – черным псиломиланом, а белый вивианит преобразуется в ярко-голубой керченит. Скопления оксидов железа в виде конкреций различной формы известны как болотные руды.

Верховые болота образуются на плоских водораздельных участках с затрудненным поверхностным стоком. В этих условиях растительность представлена преимущественно сфагновыми мхами, для развития которых требуется весьма незначительное количество минеральных веществ и которые удовлетворяются ничтожным содержанием этих веществ из выпадающих атмосферных осадков. Поэтому торф верховых болот низкозолен и широко используется как энергетическое сырье. Основная часть торфяных болот сосредоточена в зоне лесов бореального и умеренного холодного климата Северного полушария.

Весьма своеобразны лесные болота **приморских низменностей** тропических и субтропических стран, распространенные на побережьях Флориды, Центральной Америки, островов Карибского бассейна, Юго-Восточной Азии. Поверхность этих низменностей постоянно или во время приливов залита водой, по причине чего у деревьев выработались особые корни для газообмена, находящиеся над водой. Тропические приморские лесные болота называются манграми. Крупные аккумуляции торфа для мангров нетипичны, хотя есть сведения о мощных (до 10 – 12 м) скоплениях древесного торфа в отдельных местах на островах Индонезии.

10.6. Геологическая деятельность подземных вод

Горные породы не монолитны. Имеющиеся в них поры, полости, трещины могут быть вместилищем вод, именуемых в отличие от поверхностных подземными.

Поры между зернами в рыхлых породах (галечниках, песках) и трещины в кристаллических и сцементированных породах (гранитах, конгломератах) сообщаются между собой, поэтому подземная вода при наличии уклона или напора может перемещаться внутри горной породы. Скорость перемещения при

прочих равных условиях будет тем больше, чем крупнее пустоты в породах. О породах, способных удержать воду при наличии свободного стока, говорят, что они обладают большой влагоемкостью. **Влагоемкость** – свойство горных пород насыщаться водой и удерживать ее в себе. Чем больше воды может удержать порода, тем больше ее влагоемкость. Горные породы по влагоемкости делятся на влагоемкие (глина, разложившийся торф), слабовлагоемкие (мергель, лесс, супеси), невлагоемкие (трещиноватый гранит, галечник).

В галечниках (в крупных порах между гальками) может поместиться сравнительно большое количество воды, однако при предоставлении ей свободного стока вода вытекает, за исключением небольшого количества, смочившего гальку, т.е. галечники обладают большой **водотдачей**. Сухая глина, имеющая пористость до 60 % жадно поглощает воду и, насытив ею поры капиллярных размеров становится **водонепроницаемой**. Глины обладают малой водоотдачей; влагоемкость их достигает 40 и даже 60 %, т.е. 1 м³ глины может впитать в себя и удержать 0,4 – 0,6 м³ воды. Средняя пористость песков колеблется в пределах 30 – 35% (галечников – 10 – 20%) но поры в них по сравнению с глинами более крупные, поэтому пески менее влагоемки, чем глины. Вследствие большой водоотдачи галечники и пески (то же трещиноватые кристаллические и цементированные горные породы) способны пропускать через себя в единицу времени несравненно больше воды, чем, например, суглинки.

Способность горных пород пропускать воду называют **водопроницаемостью**. По этому признаку горные породы разделяются на водопроницаемые (например, галечники, пески, гравий и сильно трещиноватые цементированные и кристаллические породы), полупроницаемые (супеси, лёсс, трещиноватые мергели и др.), водонепроницаемые, или водоупорные (глины, тяжелые суглинки, разложившийся торф и все нетрещиноватые цементированные и кристаллические породы).

Вопросы происхождения, классификации, химического состава и минерализации подземных вод более подробно будут рассмотрены при освоении предмета «Гидрогеология». В рамках данной дисциплины ниже рассмотрены вопросы, связанные разрушительной и созидательной деятельностью подземных вод, а также их практическим значением для человека.

10.6.1. Разрушительная деятельность подземных вод

Разрушительная деятельность подземных вод проявляется как в растворении, так и в механическом размыве горных пород. Причем в отличие от поверхностных вод работа подземных вод проявляется в большей мере в **химическом разрушении**, выщелачивании нежели в механическом размыве.

Подземная вода, богатая кислородом, углекислотой, органическими и неорганическими веществами, является геологическим фактором, разлагающей и растворяющей силе которого с течением времени не может сопротивляться ни одна порода.

Совокупность геологических явлений, связанных с частичным растворением и размывом водой горных пород и образованием в них крупных ходов и полостей, называют **карстовыми** явлениями, или **карстом**. Интенсивному карстованию подвержены известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, причем выщелачивание их может происходить как на поверхности, так и на глубине. Вначале по гладкой поверхности, например, известняка, струи воды, насыщенные углекислотой, растекаются более или менее равномерно. Но как только появляются на этой поверхности первые промоинки, приуроченные нередко к тончайшим трещинам, возникает направленный поток (сток). В этих местах выщелачивающая деятельность воды становится интенсивнее, промоинки расширяются и углубляются. В конечном итоге поверхность известнякового массива оказывается изрезанной бороздами и желобами (**каррами**), разделенными узкими гребнями: превышение последних над первыми достигает иногда 8 – 12 м. Такая поверхность называется **карровой**.

Вода, движущаяся по поверхности известнякового массива, при встрече трещины проникает по ней в глубь массива, производя размывающую и растворяющую работу. В результате образуются **карстовые колодцы**. Подход к колодцу часто представляет собой **воронкообразное углубление**, в которое вода, по народному выражению, «поныряет», отсюда и название этих колодцев **поныри**. Воронки являются преимущественно сухими и лишь отдельные из них бывают заполнены водой (**карстовые озера**).

В карстовых областях наблюдается исчезновение рек и периодическое исчезновение озер. Река, вступая в район развития карста, уходит под землю, не замедляя иногда своего течения. Примеры исчезновения рек можно наблюдать в Крыму, на Кавказе.

Вода, протекая по трещинам в толще известнякового массива, постепенно расширяет трещины до крупных полостей. В наиболее крупных из них сосредоточиваются основные водотоки; нередко отдельные полости сливаются между собой и создается как бы система главного подземного водотока с впадающими в него отдельными притоками. Такой подземный водоток, выйдя на поверхность, образует довольно крупный **карстовый родник**. Расходы карстовых родников могут резко изменяться по сезонам года. Весной после снеготаяния или обильных дождей родники нередко дают большое количество воды. С наступлением сухого лета количество воды в них резко падает, иногда они исчезают совсем.

В местах выхода карстовых вод на поверхность Земли образуются **ниши**, **гроты**, соединенные с горизонтальными и вертикальными ходами (колодцами), местами резко расширенными до больших полостей – **пещер**. Пещеры состоят нередко из нескольких залов, соединенных причудливыми переходами, коридорами, соответствующими первоначальной системе трещин в породе. Вся эта система пустот развивается к базису эрозии местной гидрографической сети. Понижение его приводит к понижению уровня карстовых вод, в связи с чем развивается новая система полостей к новому базису эрозии; прежняя система, составляющая теперь верхний этаж, осушается, и карстовые процессы здесь несколько замедляются. Многократность понижения базиса эрозии приводит к многоэтажности полостей.

Некоторые карстовые пещеры бывают в большей или меньшей степени заполнены льдом. **Ледяные пещеры** наблюдаются на Урале, в Крыму, хотя климатические условия в Крыму таковы, что, казалось бы, наличие ледяных пещер исключается. Накопление льда в пещерах возможно благодаря ходам, постепенно спускающимся вглубь. Такие пещеры зимой интенсивно промерзают. Весной в них попадают пары и вода от талого снега и замерзают там. В пещере, таким образом, скапливается над снегом и льдом холодный воздух. А так как холодный воздух тяжелее теплого, то он в пещере застаивается. В таких условиях в обширных и глубоких пещерах лед сохраняется до следующего года. В небольших пещерах лёд держится до половины лета.

Разрушительная деятельность подземных вод наглядно проявляется также в образовании оплывин, оползней по склонам рек, озер и морей. **Оплывинами** называются мелкие смещения, захватывающие только поверхностную, выветрелую часть пород, слагающих склоны возвышенностей, бортов долин и т.п. и сползающих вследствие чрезмерного увлажнения. **Оползни** представляют собой смещение более крупных масштабов. Они чаще всего образуются на склонах возвышенностей, по берегам рек, озер, морей, сложенных рыхлыми породами, наклоненными в сторону откоса, и особенно часто при наличии в их основании водоупорного (глины, суглинки) слоя, обнажающегося в откосе. Поверхность водоупорного слоя вследствие выхода над ними родника несколько понижается за счет растворения механического выноса мелких частиц подземными водами, равновесие вышележащей массы горных пород нарушается, и она скользит по смоченной поверхности водоупорного ложа. Оползни в жестких породах возможны при наличии уклона слоев или трещин к основанию склона, достаточного количества грунтовых вод и водоупорного слоя, покрытого водопроницаемыми слоями. В глинистых и песчано-глинистых породах оползни могут образовываться и при горизонтальном залегании коренных пород или даже при наличии наклона

слоев в глубь склона. Этому способствует **суффозия** (с лат. – подкапывание), явление растворения и механического выноса водой мельчайших частичек.

Оползни иногда захватывают большую часть берега протяжением в несколько километров и в ширину до нескольких сотен метров. Они увлекают с собой леса, сады, здания, участки железных и автомобильных дорог.

Основными предупредительными мероприятиями по борьбе с оползнями являются перехват и отведение поверхностных и подземных вод от участков, страдающих от оползней, а также технически правильное проведение земляных работ, выколачивание подножья склонов, возведение подпорных стенок в сочетании с умелым дренажом подземных вод. Меры борьбы с оползнями рассматриваются в курсе Инженерная геология.

Нередко на берегах рек, озер и морей имеют место **обвалы**. Последние отличаются от оползней быстротой смещения крупных масс горных пород. При катится с колоссальной скоростью вниз, распадаясь при этом на более или менее крупные части. Обвалы широко развиты в ныне растущих горах Кавказа, Карпат, Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Обвальными массами здесь нередко перегораживают речные долины, образуя озера. В образовании некоторой части этих обвалов существенная роль принадлежит подземной воде.

Оползни и обвалы вызывают разрывы в слоях, изменения в залегании их (заворот голов пластов на склонах, являющихся результатом смещений коренных пород). Необходимо, однако, отметить, что эти нарушения затрагивают лишь верхнюю часть пород и не распространяются на сколько-нибудь значительное расстояние в глубь коренных пород.

10.6.2. Созидательная деятельность подземных вод

В процессе соприкосновения с горными породами подземная вода растворяет их и минерализуется. Когда насыщенность воды минеральными солями достигает своего предела, вода теряет способность к дальнейшему растворению. Если вода оказывается пересыщенной солями, она выделяет часть растворенных ею солей. При этом в первую очередь выделяются наиболее труднорастворимые вещества.

Выделение из воды веществ вызывается также разнообразными внешними причинами. При просачивании воды среди известняков и растворении их образуется нестойкое соединение бикарбоната кальция $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, который при испарении и потере CO_2 легко выпадает из раствора в виде **арагонита** (разновидность кальцита). Условия карстовых пещер также способствуют выпадению бикарбоната из просачивающихся в них растворов. По стенкам карстовых пещер образуются натечные корки различной мощности, а в их полостях – столбообразные натечи, известные под названием **сталактитов** и **сталагмитов**. Сталактитом называют натечное образование

типа ледяной сосульки, свисающей с потолка пещеры. Капли воды, просачивающиеся через известковую толщу в полость пещеры, испаряются с ее потолка, оставляя растворенные соли. Местом стока отдельных капелек, обычно является какой-нибудь бугорок на потолке пещеры, иногда корень наземного растения. На его поверхности со временем накапливается арагонит, слагающий сосульку, постепенно удлиняющуюся и утолщающуюся. Если воды просачивается много, то часть капель падает на дно пещеры и здесь испаряется; тогда подобное образование растет со дна пещеры и называется оно сталагмитом. Нередко сталактиты и сталагмиты срастаются, образуя нечто вроде колонны, подпирающей потолок пещеры. Таким образом, может произойти заполнение карстовой полости и ее цементация. Заполнение карстовых полостей новообразованиями – процесс очень длительный.

В зависимости от состава солей растворов, которые просачиваются и заполняют карстовые полости, образуются последовательные наслоения концентрических корок различного минерального состава (кальцита, гипса, опала, лимонита и др.). С карстовыми пустотами связывают нахождение ряда полезных ископаемых: россыпные месторождения золота и никеля, месторождения железных (окисленных) и марганцевых руд, огнеупорных глин, фосфоритов, нефти, бокситов, минеральных вод и т.п.

Отложение минеральных солей из воды происходит и при понижении ее температуры. Предположим, вода поднимается с большой глубины и имеет высокую температуру. На своем пути она растворяет различные минеральные массы. Попав в холодные части земной коры, она выделяет часть растворенного в ней вещества, осаждающегося в трещинах или в порах пород. Если процесс отложения солей длится долгое время, то все пустоты заполняются минеральным веществом, принесенным водой. Порода цементируется. В трещинах могут образоваться минеральные жилы. Если среди растворимых в воде солей есть соли металлов, то возможно возникновение и рудных гидротермальных месторождений (серебра, свинца, меди, золота, железа, цинка и пр.). Среди отложений горячих подземных вод большое распространение имеет кремнистый туф (гейзерит), отлагающийся из вод, насыщенных кремнекислотой. С деятельностью подземных вод связано проявление грязевых вулканов.

Таким образом, движущаяся в земной коре вода переносит разнообразные минеральные соединения из одних областей в другие и осуществляет тем самым миграцию минеральных масс в земной коре.

10.6.3. Практическое значение подземных вод

Подземные воды с давних времен используются для целей водоснабжения, орошения полей и обводнения пастбищ. Об этом

свидетельствуют древние глубокие (до 100 м и более) колодцы, расположенные вдоль караванных путей в Средней Азии, и **кяризы** – горизонтальные подземные галереи, выводящие подземную воду на поверхность земли самотеком. Кяризы широко использовали подземную воду предгорий и в Закавказье, а также в Китае, Иране (Иран часто называют страной кяризов).

Термальные подземные воды стали в ряде стран мира широко использоваться для энергетического хозяйства, для отопления жилых зданий, для нужд промышленных предприятий и подогрева парников. Большое значение имеют подземные воды для лечебных целей. Для этого используются термальные, термоминеральные и термогазовые воды. Кроме того, подземные воды при соответствующей минерализации являются базой минерального сырья.

В настоящее время использованию грунтовых и межпластовых вод в народном хозяйстве уделяется большое внимание, в связи с чем подземные воды подвергаются все более широкому планомерному изучению.

Детально изучаются подземные воды и в тех случаях, когда с ними предполагается вести борьбу. Последнее имеет место, например, при освоении заболоченных и засоленных площадей, при оздоровлении местности, при проведении тоннелей, при разработке рудных и нерудных полезных ископаемых, при освоении участков, подверженных оползанию, и т.п. При проходке горных выработок приходится сталкиваться с громадными притоками подземных вод, иногда имеющих высокую температуру. Большие неудобства приходится преодолевать при встрече с так называемыми «пльвунами» – тонкозернистыми породами (чаще песками), пересыщенными водой и способными перемещаться, плыть вместе с водой.

Огромна роль подземных вод при разработке нефтяных месторождений – подземные воды, подпирая нефть, обеспечивают ее фонтанирование, но при неправильной добыче нефти эти воды могут привести к обводнению и даже порче месторождения. С подземными водами приходится считаться и при гражданском строительстве, особенно в условиях многолетней мерзлоты.

10.7. Геологическая деятельность ледников

Речной, морской и глетчерный (ледниковый) льды выполняют большую геологическую работу. Особенно велика разрушительная, транспортирующая и созидательная работа, производимая материковыми ледниками. Современные ледники, занимают 16 млн. км², что составляет 10% всей земной суши, причем 99,5% площади, занятой ледниками, приходится на полярные страны, а 0,5% – на высокие горы.

Было время, когда ледники занимали во много раз большие площади; оледенение в самом начале протерозойской эры занимало большие площади в

Северной Америке, а в верхнекаменноугольное время – на юге Африки, юге Южной Америки и в Австралии. Позже были оледенения в пермский период и в конце неогена – начале антропогена – так называемое великое четвертичное оледенение.

10.7.1. Образование ледников

Ледники образуются главным образом за счет накопления снега и последующего его преобразования. Непременным условием накопления снега является обилие атмосферных осадков, большая часть которых выпадает при температуре ниже 0°, поэтому скопления его на поверхности Земли возможны только при отрицательных среднегодовых температурах. Для уяснения условий формирования ледников в низких широтах наибольший интерес представляет снеговая граница, или снеговая линия. Под **снеговой границей** понимают некоторую полосу земной поверхности, в пределах которой среднее годовое количество твердых осадков равно их убыли. Выше снеговой линии снег даже летом сохраняется всюду, а ниже может сохраняться только отдельными небольшими пятнами в понижениях рельефа. **Вечный снег** может накапливаться только выше снеговой линии. **Высота** снеговой линии зависит от ряда причин: широты и высоты местности над уровнем моря, количества выпадающих осадков, экспозиции склонов горного хребта и др.

При благоприятных рельефных условиях массы снега, скапливающиеся в течение многих сотен и тысяч лет выше снеговой линии, не скатываются, а, претерпевая существенные изменения, преобразуются в **глетчерный** лед. Наиболее благоприятными формами рельефа в горных районах для накопления снега являются циркообразные котловины и выровненные площадки в верхних частях гор. Снег здесь на протяжении длительного времени преобразуется сначала в **фирн**, а затем в **глетчер**. При этом резко изменяются физические свойства твердой воды. Кубический метр свежего снега весит 85 кг. В теплые сезоны года поверхностный слой снега оттаивает, оплавленные снежинки ночью при замерзании превращаются в зерна. Часть талой воды проходит в глубь рыхлого снега, где также при застывании скрепляет оплавленные снежинки в зерна, представляющие собой агрегат кристаллов. И так ежедневно и ежегодно. В результате рыхлый снег превращается в **фирн** – зернистый снег (размер зерен – 0,5 – 5 мм в верхних слоях фирна, 10 – 100 мм на глубине 6 м). Кубический метр фирнового снега весит до 600 кг, плотность 0,2 – 0,6. В преобразовании снега в фирн большое значение имеют процессы испарения снега (**сублимация** – возгон) как с поверхности, так и в пределах снежного слоя, с последующей кристаллизацией водяного пара. При сублимации высвобождается тепло, способствующее сплавлению кристаллов в зерна. С течением времени под действием процессов подтаивания, сублимации и

давления вышележащих толщ снега, мощность которого с каждым годом растет, фирн постепенно превращается сначала в **белый фирновый** лед, а затем в **голубоватый глетчерный** лед. Для превращения слоя снега мощностью в 50 м в лед в условиях Антарктиды требуется примерно 200 лет. Глетчерный лед состоит из крупных зерен размером от горошины до куриного яйца. Вес 1 м³ глетчерного льда 900 – 960 кг, плотность 0,909 (плотность речного – 0,917). Такой же процесс формирования глетчерного льда присущ и полярным ледникам.

В питании горных ледников, кроме выпадающего снега, принимает участие **горная изморозь** (ожеледь), осаждающаяся на наветренных склонах вершин. Фирновые поля горных ледников могут питаться и снежными лавинами, если эти лавины образуются на участках гор, расположенных выше фирнового поля.

10.7.2. Движение ледников

Характерной особенностью льда является его пластичность. Степень пластичности возрастает при понижении температуры и при увеличении давления. В нижней части ледника лед обладает большой пластичностью, вследствие чего он может как бы выползать из-под вышележащей толщи. Глетчерный лед, выползая из-под своего фирнового покрова, течет, подобно пластическому веществу при больших мощностях, независимо от рельефа местности (если мощность больше амплитуды неровностей рельефа). Для того чтобы обнаружилось движение на пологом (до 1°) склоне, необходима толщина льда порядка 60 – 65 м, но на склонах крутых (45° и более) достаточно мощности 1,5 – 2 м.

Скорость течения ледников в общем небольшая: от нескольких десятков миллиметров до нескольких десятков сантиметров в сутки и редко достигает 3 – 7 м/сут (крупные Памирские и Гималайские ледники). Ледники Гренландии движутся со скоростью от 5 до 20 м/сут, а более крупные покровные ледники – до 40 м/сут. Скорость изменяется с изменением климата, т.е. с изменением условий питания ледника и его расходования. Поэтому для характеристики ледника важно знать его **режим**. Под режимом ледников понимают соотношение между питанием ледника и его расходованием.

По мере движения от области питания ледник спускается по понижениям в рельефе ниже снеговой линии, где температура воздуха выше. На своем пути ледник расходует на испарение и таяние и тем сильнее, чем дальше за пределы снеговой границы он спускается. Наконец, могут наступить такие условия, когда количество притекаемого льда будет равняться количеству растаявшего. Таким образом, ледник достигнет как бы постоянного (**стационарного**) положения. В данной точке край ледника больше не имеет

поступательного движения, однако движение массы льда продолжается. Изменение соотношения между питанием и расходом приводит к удлинению или укорачиванию ледника. Если увеличивается питание, то ледник может (в случае неизменяемости или уменьшения расхода) увеличить свои размеры. Продвижение края ледника от центра ледника к периферии (вперед) называется **наступанием**. **Отступление** ледника наблюдается при уменьшении питания и, следовательно, притока льда к его краю, а также при интенсивном расходе, превышающем прибыль. При этом край ледника будет отступать от стационарного положения к центру ледника до высоты, на которой установится новое стационарное положение, соответствующее новым условиям его режима.

Наблюдения за режимом ледников показывают, что колебания нижней границы их распространения могут быть **сезонными, периодическими и вековыми**. Первые измеряются обычно единицами метров, вторые и третьи, обусловленные колебаниями климата, выражаются уже значительными цифрами. Скорость движения ледника определяется разными способами. Наиболее простой способ – это укладка на поверхности льда (поперек языка) от одного склона долины до другого ряда окрашенных в какой-нибудь цвет крупных камней. При этом на склонах долины с той или другой стороны имеются точки, положение которых замечено при помощи нивелирования. *Установлено:* а) чем больше масса льда и чем больше уклон ложа, тем быстрее движется ледник; б) движение ледника к концу дня уменьшается, а к утренней заре ускоряется; в) средняя часть поверхности ледника движется быстрее, чем краевые части (отстают вследствие трения).

10.7.3. Типы ледников

Ледники различаются размерами, формами, положением над уровнем моря и другими особенностями. С учетом сказанного все ледники делятся на три основных типа: 1) **горные** (альпийский тип); 2) **плоскогорные** (скандинавский тип) и 3) **покровные** (материковый, гренландский тип). Площадь, занимаемая вторым и третьим типами, равна 99,5% всей площади ледников.

10.7.3.1. Горные ледники, или ледники альпийского типа, развиты в высоких молодых горах с острыми зубчатыми гребнями: в Альпах, на Кавказе, Памире, в Гималаях, Тянь-Шане и др. Площадь современного оледенения Кавказа (по данным С. В. Колесника) – около 2000 км². Площадь современного оледенения гор Средней Азии – 12800 км². Горные ледники по сравнению с ледниками двух других типов сравнительно мелкие. Они венчают или вершину горы – **звездообразные**, или занимают углубления на склонах гор – **висячие** и **каровые**, или движутся по дну долин – **долинные**. Каровые, висячие и

звездообразные ледники – изолированные мелкие. Первые из них занимают мелкие чашеобразные углубления на склонах гор (кары); ввиду малой мощности они не имеют стока. Вторые располагаются во впадинах на крутых горных склонах, выходят из них небольшими языками, третьи занимают вершины гор, имеют несколько языков. Разновидностью их являются ледники вулканических конусов.

Наибольшими размерами среди горных ледников обладают **долинные ледники**, характерной особенностью которых, как правило, является наличие четко выраженной области питания (**фирновый бассейн**) и области стока (**ледниковый язык**). Граница между этими двумя частями ледника носит название **фирновой линии**. Фирновая область ледника приурочена к котловине, окруженной высокими, нередко пикообразными вершинами, а язык – к долине с крутыми склонами. Чем обильнее питание и больше размеры области питания, тем длиннее язык.

Среди долинных ледников различают: а) **простые**, состоящие из одиночного ледника; б) **сложные** – из двух-четырех ледников; древовидные – из нескольких ледников и г) **переметные** – из двух долинных ледников, имеющих одну и ту же область питания, расположенную часто в седловине хребта, разделяющего долины. Если фирновые бассейны долинных ледников расположены в районах обильного питания, как это наблюдается на тихоокеанском побережье Аляски, где высокие горы (5500 – 6000 м) задерживают влажные морские ветры, то долинные глетчеры выходят на предгорную равнину и, растекаясь, образуют своеобразные формы, напоминающие речные дельты. Сливаясь между собой, они образуют сплошной покров предгорий.

10.7.3.2. Ледники плоскогорий образуются в горах с платообразными или плосковыпуклыми вершинами. Лучше всего такие ледники развиты на Скандинавских горах, поэтому называются они также **скандинавскими**. Эти ледники лежат сплошной массой, спускаясь по краям возвышенностей в виде висячих и долинных ледников, или сходят постепенно на нет. Площади, занимаемые ими, достигают иногда нескольких сотен квадратных километров. Примером ледников этого типа являются ледники Юстедаль (Южная Норвегия). Ледник плоских вершин имеется в центральном Тянь-Шане.

Некоторое сходство со скандинавским типом имеют **шапкообразные** ледники вулканических конусов, стекающие с вершины в разные стороны в форме языков, выполняющих эрозионные рытвины (**барранкосы**). Такие ледники имеются на Эльбрусе (Кавказ), Килиманджаро (Африка), Камчатке (на сопках Ключевской, Шивелуч и др.).

10.7.3.3. Материковые (покровные) ледники покрывают значительные части континентов или группы островов и имеют большие мощности.

Поверхность их независимо от рельефа местности имеет форму выпуклого щита. Лед покровных ледников от области питания в радиальном направлении стекает во все стороны.

Материковые ледники развиты в полярных странах. Наибольшую площадь (около 13 млн. км²) они занимают в Антарктиде. Температура в глубине материка в течение всего года ниже 0°. Несмотря на то, что Антарктида получает много лучистой энергии Солнца, таяние ледников во время полярного дня очень незначительно. Это вызвано тем, что ледники и снег почти целиком отражают солнечные лучи. В оазисах (небольшие оазисы в Антарктиде обтекаются со всех сторон ледниками) темная поверхность скал хорошо поглощает тепло и температура на их поверхности в теплый сезон года положительная (в пос. Мирном максимальная температура +8°; а в оазисе Бангера – даже +35° С). Мощность покровных ледников в Антарктиде приближается в среднем к 2000 м, а местами превышает 4000 м. Ледники Антарктиды из центральных районов движутся к побережью и спускаются в моря, образуя шельфовые ледники.

В северных полярных странах ледники сосредоточены в Центральной Арктике и на островах, главным образом между Баффиновой Землей и Землей Франца-Иосифа, ледники развиты на островах Шпицберген, Новая Земля и ряде других. На островах к востоку от Северной Земли ледников почти нет из-за скудности осадков. Наибольшим ледником в Северной полярной области является Гренландский, покрывающий почти весь архипелаг. Мощность его в центральной части не менее 3000 м, к краям она уменьшается, и среди ледяного покрова выступают отдельные скалистые вершины, называемые **нунутаками**. Гренландский глетчер растекается во все стороны от своего центра. Мощными языками он движется по заливам – фиордам, некоторый путь – по прибрежной части морского дна и затем взламывается и всплывает в виде ледяных гор – айсбергов. Значительная часть айсберга погружена в воду, над поверхностью обычно выступает лишь 1/6 – 1/7 часть его высоты. У айсбергов Гренландии высота надводной части до 70 – 80 м, иногда 200 м, а у Антрактических – даже до 500 м при громадной площади.

10.7.4. Транспорт и аккумуляция

Продукты выветривания, упавшие со склонов, окружающих фирновый бассейн и долину, по которой движется ледник, а также продукты подледникового выветривания и обломки, полученные ледником в процессе его разрушительной работы, транспортируются им. Иногда обломки закрывают глетчер полностью. Весь обломочный материал, перемещаемый и отложенный ледником, называется **мореной**. Перемещаемые материалы часто называют **движущимися моренами**; к ним относятся **донные** и **внутренние**, а в горных

ледниках – еще **срединные** и **боковые**. Среди **отложенных морен** различают **конечные** и **основные**.

10.7.4.1. Донные морены располагаются в основании ледника. Материал их представлен продуктами выветривания, упавшими с бортов фирнового бассейна, продуктами подледникового выветривания и обломками, оторванными ледником от ложа при его движении. Так как ледник своей тяжестью перетирает несомый им материал, то донная морена наряду с крупными обломками (щебнем и оглаженными валунами) содержит пылеватые и глинистые частицы.

10.7.4.2. Внутренние морены представлены обломочным материалом, движущимся в теле ледника. Состоят они обычно из остроугольных обломков – продуктов выветривания, накопившихся в области питания, а также попавших в тело ледника при обходе им возвышенностей и за счет поверхностных морен, обломки которых падают по трещинам в теле ледника. Внутренняя морена может образоваться и в том случае, если в верхней части горных долин наблюдается слияние отдельных ледниковых языков. Причем один из них – главный настолько велик и настолько врезан в свою долину, что впадающие в него боковые ледники накладываются своими концами на его поверхность.

10.7.4.3. В том случае, когда сливающиеся ледники имеют приблизительно одинаковую величину и текут по одинаково врезанным долинам, они соединяются своими краями. Так как краевые части каждого ледника несут боковые морены, то в месте слияния двух ледников эти морены также сливаются в одну широкую полосу, называемую уже **срединной мореной**. По количеству последних можно судить о количестве слившихся ледников. Число их будет равно числу срединных морен плюс один.

10.7.4.4. Боковые морены расположены по бокам ледника. Материал их накапливается из обломков осыпей и обвалов, а также материала, полученного в процессе воздействия ледника на борта долины, по которой он движется.

10.7.4.5. При стационарном положении ледника несомый им обломочный материал накапливается у его края, образуя **конечную морену**. Чем длительнее срок стационарного положения, тем выше вал конечной морены. Иногда высота его у материковых льдов достигает нескольких десятков метров. Если ледник при отступании останавливался на длительное время несколько раз, то на пути его отступления формируется несколько валов конечных морен. Форма валов зависит от формы краевой части ледника. При быстром отступании ледника валов конечных морен не образуется, а срединные, боковые, донные и внутренние морены образуют основную морену, причем срединные и боковые морены в рельефе бывшего ложа образуют продольные валы. В период наступания ледник нередко сдвигает свою конечную морену вниз по долине или, если она достигла больших размеров, он передвигается по ней.

10.7.4.6. Аккумуляция осадков. Морены резко отличаются от других континентальных отложений. Они представляют несортированную смесь обломков самого разнообразного по крупности материала: глин, суглинков, щебня, различных размеров оглаженных и исштрихованных валунов, иногда больших обломков скал. Преобладание тех или иных размеров обломков зависит от многих причин и, в частности, от исходного материала, от длины пути перемещения обломочного материала, от мощности ледника. Среди ледниковых отложений наиболее часто встречаются глины (моренная глина) и суглинки (валунные суглинки) с включением крупных обломков. Цвет моренных отложений разнообразный. Чаще они окрашены в бурые тона. Морены лишены слоистости, залегают нередко в виде карманов, валов, холмов и других неправильных форм. Мощность моренных отложений современных горных ледников невелика. Мощность морен древних оледенений, в частности последнего, четвертичного от 2 – 5 до 35 м. Мощность морен более ранних оледенений (например, протерозойской и палеозойской эр) составляет от нескольких десятков до 160 – 180 м. Эти морены метаморфизованы и называются **тиллитами**.

Среди отложений ледника большое место занимают валуны, слабо оглаженные ледником и нередко несущие следы ледниковой штриховки. Размеры валунов до 10 м и более в поперечнике. Состоят они в основном из магматических и метаморфических горных пород. Особый интерес имеют **руководящие (эратические) валуны**, позволяющие определить области сноса и места расположения центров оледенений.

Аккумулятивной ледниковой формой, отличающейся некоторой закономерностью, являются **друмлины** – овалы холмы, длинная ось которых совпадает с направлением движения ледника. Сложены они моренной глиной, обволакивающей ядро из коренных горных пород, чаще в коренном своем залегании. Высота друмлинов достигает 20 – 25 м, ширина их в основании 100 – 200 м, а длина 1 – 2 км.

10.7.5. Водно-ледниковые отложения

В результате таяния льда под телом ледника возникает целая система водотоков и струй. В местах вытекания этих потоков из-под ледника нередко образуются гроты, иногда довольно значительных размеров. Водно-ледниковые или **флювиогляциальные** потоки размывают моренный материал и попутно сортируют и окатывают обломки. В верхней части, где размывающее действие наиболее интенсивно, они несут довольно большое количество материала. Вниз по течению, при выходе ручьев из-под ледника, скорость течения воды замедляется, начинает откладываться несомый ими материал – сначала крупнозернистый (галька, гравий), затем пески, и там, где они постепенно

теряются, суглинки и глины. Водно-ледниковые отложения впереди края ледника образуют обширные поля. У материковых льдов они сложены на большой площади песчано-глинистыми и песчаными отложениями, почему и названы **зандровыми** (лат. – песчаные) **полями**. Иногда флювиогляциальные отложения располагаются между моренными отложениями ледников предшествующего и последующего оледенений, тогда их называют **межморенными**. От морен они отличаются своей хорошей сортированностью и кривой слоистостью.

С водно-ледниковыми потоками связывают образование холмообразных гряд **оз**, располагающихся рядами. Высота холмов, составляющих гряды, достигает 45 – 50 м, ширина у основания 50 – 200 м. Длина гряд до 1 км, гребни их очень узки. Сложены они чаще сортированным косослоистым галечником, гравием, песком, с поверхности перекрытыми суглинками. Образование гряд одни исследователи связывают с отложением потоков в крупных трещинах, пронизывающих краевую часть ледника, другие считают их дельтовыми отложениями ручьев, вытекающих из-под ледника. **Озы** широко развиты в Финляндии и Швеции. Здесь они располагаются грядами параллельно направлению ледниковых борозд. Часто к главному озу примыкают боковые, образуя систему, напоминающую реку с ее притоками.

Холмы, сложенные косослоистым материалом, обработанным водой, хаотически разбросанные и в основном приуроченные к краевым частям ледника (располагаются с внешней стороны валов конечных морен), называются **камами**.

К числу широко распространенных водно-ледниковых отложений относятся **ленточные глины**, образовавшиеся в замкнутых приледниковых озерах. Отложения эти характеризуются чередованием тонкопесчаных и илистых слоев, составляющих ленту. Такая текстура отложений обусловлена сезонностью их накопления: песчаные слои ленты образуются в весеннее и летнее время, а илистые – в зимнее (когда вода ручьев в озеро не поступает). Толщина лент от 0,5 до 1,5 мм.

10.8. Геологическая деятельность ветра

Геологическая деятельность ветра проявляется во всех климатических зонах, но особенно большую работу ветер производит там, где для этого имеются благоприятные условия: 1) аридный климат (испаряемость превышает количество осадков в 6 – 10 раз); 2) бедность растительного покрова, скрепляющего своими корнями почву; 3) интенсивное проявление физического выветривания, дающего богатый материал для выдувания; 4) наличие постоянных ветров и условий для развития их колоссальных скоростей. Перечисленные особенности характерны для пустынь и отчасти для

полупустынь, занимающих до 20% поверхности материков. Пустыни развиты в пределах всех материков независимо от высоты местности.

В гумидных климатических зонах поверхность земли одета растительным покровом, предохраняющим почву от интенсивного-физического выветривания и от развевающего действия ветра. Поэтому работа ветра здесь проявляется избирательно (на песчаных побережьях морей, озер и рек при отсутствии или разреженности растительного покрова).

10.8.1. Ветер как агент денудации эоловая эрозия

Геологическая деятельность ветра на континентах выражается в разрушении горных пород, переносе (денудации) и отложении (аккумуляции) продуктов разрушения. Все стороны деятельности ветра в природных условиях представляют собой единый процесс, но в одних местах преобладают одни виды деятельности, в других – иные. Разрушительная деятельность ветра преобладает в тех районах пустынь, откуда дуют господствующие ветры, а аккумуляция – по окраинам пустынь, где ветер утихает.

Отложения, формы рельефа, образованные ветром, и вообще всю деятельность ветра называют **эоловой** (эол – бог ветров в древнегреческой мифологии).

Разрушительная деятельность ветра проявляется в выдувании частиц пород (**дефляция**) и в механической обработке поверхностей пород (**корразия**). Корразия и дефляция сопутствуют друг другу. Наиболее интенсивна разрушительная работа ветров там, где они движутся с большой скоростью. Поступательная скорость ветра определяет и его живую силу. Ветер, имеющий скорость всего в несколько десятков сантиметров в секунду, способен поднимать и уносить тонкую пыль. При скорости ветра 10 м/сек им переносятся частицы диаметром до 1 мм, при скорости 20 м/сек – диаметром 4 – 5 мм, а перебрасываются обломки пород до 2 – 3 см. Ураганы обладают огромной переносящей силой. Воздушные потоки, движущиеся с Тихого океана на восток, устремляются в понижения Анд и в коридорах (шириной 50 – 100 км), увеличивая скорость до 40 – 45 м/сек, несутся к Атлантическому океану, сметая все на своем пути. В отдельные периоды скорость ветра здесь достигает 70 м/сек.

Ветер сметает все не только с горизонтальных поверхностей, но и проникает во все углубления, во все трещины, разбивающие горные породы, и выдувает из них все продукты выветривания. Вследствие этого трещины в пустынях зияющие, это облегчает дальнейшее течение процессов выветривания и процессов последующего выдувания новых порций образовавшегося обломочного материала. Совместное и взаимосвязанное действие корразии и дефляции приводит к образованию характерных для эоловой деятельности

причудливых форм скал, изолированных друг от друга. При выдувании горизонтальных трещин образуются **ниши**, а если выдувание идет из-под скал, разбитых на отдельные глыбы, то могут образоваться **глыбы на ножках** или даже качающиеся камни.

Подхваченные ветром частицы переносятся им в зависимости от его силы и размера частиц на различные расстояния. Так как токи воздуха движутся не только в горизонтальном направлении, но и в вертикальном направлениях, то и частицы поднимаются на большую или меньшую высоту. Пылеватые частицы поднимаются нередко на многие сотни метров, а иногда даже на несколько километров. Наибольшая концентрация гонимого ветром песка в приземной части воздушного потока (до 1,5 – 2,0 м), где сосредоточивается и наибольшая коррозийная работа ветра.

10.8.2. Аккумулятивная работа ветра (эоловые отложения)

Эоловые отложения возникают в результате накопления бломоного материала разного размера и происхождения, переносимого движущимися воздушными массами. По размерам переносимые ветром частицы могут быть песчаные, пылеватые и глинистые. Как правило, по составу в них преобладают кварцевые, полевашпатовые и глинистые частицы, однако может в заметных количествах наблюдаться известковистый и органического происхождения материал. Подавляющее количество пыли и песка, переносимого ветром, имеет земное происхождение, являясь продуктом разрушения горных пород. Правда, иногда в заметных количествах ветром могут переноситься частицы вулканического происхождения – вулканический пепел и песок а также метеоритная пыль.

Переносимая ветром масса пыли и песка рано или поздно падает на Землю, где смешивается с уже существующими осадками либо дает начало собственно эоловым отложениям.

10.8.2.1. Глинистые и пылеватые эоловые отложения образуются за счет осаждения мелких частиц, переносимых в воздухе во взвешенном состоянии иногда очень высоко над поверхностью Земли. Эти осадки могут формироваться на значительном удалении от областей развевания, так как пыль разносится ветром очень далеко. Примерам пылеватых эоловых отложений могут служить **лѣссовые отложения**, которые отмечаются в периферических частях крупных пустынь, где образуют толщи мощностью несколько десятков, а иногда и первые сотни метров. Лѣсс представляет собой неслоистую пористую породу бежево-желтого цвета, состоящую из частиц размером от 0,1 до 0,05 мм. В состав лѣсса входят кремнезем, глинозем, карбонат кальция и органические вещества, которые придают ему достаточное плодородие.

10.8.2.2. Песчаные эоловые отложения в отличие от глинистопылеватых образуются из более крупных обломочных частиц, перемещаемых воздухом у земной поверхности либо просто перекачиваемых по ней. Поэтому эоловые пески распространены обычно в непосредственной близости от областей развевания, где интенсивно протекают процессы физического выветривания. Сортировка у песчаных эоловых отложений значительно хуже, чем у песчаных речных или морских осадков. Наряду с песчаными фракциями, в них почти всегда присутствует примесь алевритистых и глинистых частиц. Равнозернистые пески среди эоловых отложений отсутствуют. Более того, в эоловых песках среди хорошо окатанных зерен наблюдаются и остроугольные песчинки, расколотые в результате столкновения частиц между собой либо в результате удара о какое-либо препятствие.

Эоловые отложения имеют весьма специфическое положение плоскостей напластования, именуемое «косой слоистостью». Причем по направлению наклона слоев можно определить направление ветра, формировавшего эти слои.

10.8.2.3. Эоловые формы рельефа. Перевеваемые массы эоловых песков, содержащих пылевато-глинистые частицы, при определенных условиях могут формировать на земной поверхности эоловые формы рельефа – **барханы, барханные гряды, дюны, песчаные бугры** и т.п. Размеры этих форм могут варьировать в широких пределах. Высота барханов может достигать 30 м и более, в то время как барханные гряды могут простираться на расстояние до 15 – 20 км, достигая высоты 100 м.

Все эоловые формы рельефа под влиянием ветра способны перемещаться за счет сдувания частиц с наветренного склона и накопления их с подветренной стороны. Скорость движения дюн и барханов может достигать первых десятков метров в год. Перемещаясь, эоловые отложения могут заносить дороги, постройки, сельскохозяйственные угодья, ирригационные системы и тем самым весьма отрицательно влиять на условия жизни человека. Предусмотрен комплекс специальных мероприятий, предотвращающих движение эоловых отложений. С одной стороны, это закрепление песков путем посадки кустарников и травянистой растительности (саксаул, тамариск и т.п.), с другой попытка управления ветровой энергией – создание преград, ослабляющих силу ветра или меняющих направление его движения, например посадка ветрозащитных лесополос.

10.9. Геологическая деятельность морей и океанов

Моря, занимающие около 71 % площади земного шара, являются могучим геологическим фактором, непрерывно работающим над изменением лика Земли. Они производят разнообразную работу по разрушению горных пород и переносу полученного материала. Однако, в отличие от суши, где

преобладающее значение имеют процессы денудации, в море процессы аккумуляции (накопления) преобладают над процессами разрушения и переноса. Тем не менее, их следует охарактеризовать.

10.9.1. Разрушительная работа моря

Разрушительная работа моря связана с движением воды, возникающим под воздействием ветра и приливно-отливных течений. Даже при слабом волнении у берегов плещутся волны, которые непрерывно разрушают прибрежные выходы коренных горных пород. Во время штормов на берег набегают гигантские массы воды. Причем высота набегающих волн достигает первых десятков метров, а их ударная сила – порядка нескольких тонн на 1 м^2 . Так, в результате многолетних наблюдений установлено, что в Черном море сила волн достигает $2,8 \text{ т/м}^2$, а на Тихоокеанском побережье Южной Америки установлена сила прибоя во время шторма в 30 т/м^2 . В результате такого воздействия происходят изменение очертаний берегов и перенос на значительные расстояния обломков горных пород массой десятки и сотни тонн.

Не меньшее воздействие оказывают ежедневное, подчас размеренное и не очень интенсивное заплескивание волн на берег, наблюдаемое даже при слабом волнении. В результате этого медленного, непрерывного действия волн в основании берегового склона образуется волноприбойная ниша, над которой возникает карниз. Со временем, по мере углубления ниши может происходить обвал пород карниза. Эти массы горных пород распадаются на отдельные глыбы, которые под воздействием волн испытывают дальнейшую дезинтеграцию, причем более мелкие обломки полируются, окатываются и превращаются в гальку. В результате у подножия берегового склона формируется площадка, сложенная галькой. Сам же берег как будто отодвигается в глубь суши.

Подобного рода разрушительная работа моря получила название **абразия** (от лат. «абрадо» – сбриваю). Скорости абразионных процессов различны и могут достигать значительных величин – от первых метров до первых десятков метров (15-55 м) в год. Понятно, что скорость абразии зависит от физико-механических свойств размываемых горных пород. Именно в связи с этими процессами формируются берега прихотливых очертаний, когда бухты (область развития малопрочных пород) чередуются с мысами – участками берега, сложенными более прочными породами. Большое влияние на ход абразии оказывают условия залегания горных пород, слагающих береговой уступ.

Следует отметить, что интенсивность абразии в большой степени зависит от геологического строения и морфологии берегов. Наиболее интенсивно абразия протекает у крутых берегов, сложенных относительно мягкими породами. Наоборот, в случае отлогих берегов набегающие волны теряют свою

силу и абразионные процессы сводятся к минимуму даже в тех регионах, где побережье сложено рыхлыми песчанистыми и глинистыми порода.

Разрушение берега прибоем происходит до некоторого предела, определяемого шириной **абразионной террасы**, т.е. пологонаклонной площадки, примыкающей к **абразионному уступу**. При достаточной ширине абразионной террасы набегающие на нее волны расходуют свою энергию на преодоление трения и оказываются не в состоянии производить абразионную работу, поэтому процессы разрушения берега затухают.

10.9.2. Денудационная работа моря

Денудационная работа моря связана, главным образом, с приливно-отливным движением морской воды, которое оказывает меньшее разрушающее действие, однако расширяет зону действия прибоя и способствует переносу обломочного материала. В регионах, где приливно-отливные течения достигают значительных скоростей, они уносят с абразионной террасы весь мелкообломочный материал, либо оставляя крупную гальку, либо обнажая коренные породы. Особенно значителен перенос обломочного материала вдоль берега при подходе волны к берегу под уклон.

При перпендикулярном направлении волн по отношению к берегу волны намыывают на пляж обломочный материал, поднятый со дна, образуя **береговой вал**. В строении валов участвуют не только галька и песок, но и различные предметы, приносимые к берегу волнами: стволы деревьев, обломки разбитых судов, водоросли, трупы морских животных и т.п. Высота береговых валов может достигать 1 – 2 местами 5 м и более. Иногда на берегу наблюдается несколько береговых валов, образовавшихся в результате намыва волнами разной силы. Положение наиболее удаленного от моря берегового вала соответствует максимальному заплескиванию волн на берег.

Нельзя не отметить и транспортирующего воздействия морских и океанических течений. В связи с тем, что означенные течения приводят в движение огромные массы воды, часто они препятствуют осаждению принесенного реками в моря и океаны обломочного материала и транспортируют его на многие сотни и даже тысячи километров. Подобные явления наблюдаются в Атлантическом океане, вблизи устьев рек Амазонки и Ориноко, где северное экваториальное течение, захватывающее всю толщу воды, уносит мелкопесчаный и илистый материал, выносимый этими реками в океаническую акваторию.

В заключение следует отметить, что **денудационная деятельность озер** во многом сходна с морской, но отличается меньшими масштабами проявления. Как и в морских акваториях, в озерах происходят разрушение береговых уступов и прибрежных частей дна, растворение части минералов, а также

перенос обломочного материала во взвешенном состоянии и путем качения и волочения по дну.

10.9.3. Осадкообразование в морях и океанах

Один из главных результатов разнообразных процессов, совершающихся в системе Мирового океана – накопление осадков, из которых затем образуются осадочные горные породы. Наука, изучающая образование осадков, превращение их в осадочные горные породы, строение, состав и свойства этих пород, называется **литологией**.

Осадкообразование, или **седиментогенез** происходит разными путями. Главным источником поступления осадочного материала являются горные породы и продукты их гипергенного преобразования, которые выносятся реками, ветром и ледниками. Основная масса осадочного материала поступает в виде твердых частиц разного размера (обломков горных пород и минералов) и лишь примерно 1/8 общей массы в растворенном состоянии. Небольшое количество твердых частиц поступает в осадки также в результате абразионных процессов, вулканических извержений и осаждения космической пыли.

Образование большей части осадков происходит в результате сложного взаимодействия биологических, физико-химических и механических процессов. Поэтому осадки следует группировать по составу и обстановкам их накопления. Осаждение поступивших в морской бассейн веществ происходит не равномерно по всей акватории, а определенным образом в разных обстановках. Эти обстановки в значительной мере определяются морфологией дна Океана и поэтому существуют зоны, закономерно циркумконтинентально сменяющие одна другую от берега к ложу Океана. Таким образом, каждому морфологическому элементу дна соответствуют определенные условия и им соответствующие осадки.

Выделяют следующие зоны осадконакопления.

10.9.3.1. Прибрежная зона, покрываемая водой во время приливов и осушаемая в отливы, называется **литоралью**. Для литоральной зоны характерна динамичность и разнообразие условий, что отражается на пестроте осадков. Участки, покрытые илистыми осадками, на небольшом расстоянии сменяются скоплениями песка, гальки и валунов. Помимо терригенного материала (обломков горных пород и минералов), могут образовываться обильные аккумуляции обломков раковин. Некоторые пляжи целиком состоят из ракушнякового детритуса. В значительном количестве здесь накапливаются отмершие водоросли.

Ширина литоральной зоны и состав осадков регулируются типом берегов. На отмельных берегах ширина литорали имеет значительные размеры (сотни метров). Здесь развиты песчаные пляжи; на защищенных от волн

участках откладываются илы, часто образуются валы из водорослей и разбитых раковин. На приглубых берегах ширина литорали ограничена несколькими метрами, осадки состоят из гальки, гравия, крупных валунов. На побережьях тропических морей для литоральной зоны характерны заросли мангров, которые произрастают как на илистых отложениях, так и на абразионных террасах, выработанных на рифовых известняках.

10.9.3.2. Неритовая, или мелководная зона (сублитораль). Эта обширная зона занимает область шельфа и простирается до глубины 150 – 200 м. В силу того, что ветровое волнение распространяется практически на всю указанную толщу воды, обломочный материал в этой области подвергается сортировке по своим размерам. Ближе к берегу располагаются относительно более крупные песчаные частицы, а по мере удаления от береговой линии размеры частиц уменьшаются и песчаные частицы сменяются илистыми. Для шельфа также типичны осадки из целых и раздробленных раковин моллюсков – **ракушняки**. Наиболее значительные аккумуляции ракушняка на шельфе находятся в аридных областях тропического пояса.

На участках перехода от шельфа к континентальному склону и в верхней части последнего откладываются тонкопесчаные осадки с примесью **глауконита** – слюдоподобного минерала зеленого цвета. Здесь же образуются скопления фосфатов кальция – **фосфоритов**. Процесс их образования происходит следующим образом. Фосфор входит в состав животных белков и при их разрушении и доступе кислорода образует фосфат-ион. Разложение органических остатков наиболее энергично происходит на глубине 350-1000 м, где морские воды обогащаются CO_2 и PO_4 . Поднимаясь с восходящими течениями, вода поступает в зону шельфа, где из-за уменьшения давления уменьшается содержание CO_2 , а ионы кальция соединяются с фосфат-ионами и происходит выпадение фосфата кальция. В дальнейшем в результате процессов диагенеза образуются конкреции скрытокристаллического апатита – так называемые фосфориты.

Специфические осадки образуются в заливах, отшнурованных косами или перемычками от моря, в которые морская вода поступает ограниченно. В этих условиях происходит **кристаллизация** и осаждение водорастворимых **солей**. Известным примером современного образования соленых осадков служит залив Каспийского моря Кара-Богаз-Гол, находящийся в крайне аридных климатических условиях закаспийских пустынь.

Совершенно особая обстановка, исключительно важная для осадкообразования во всей системе Мирового океана, сложилась в **эстуариях** и **приустьевых** участках морей, где происходит встреча пресных речных вод, несущих растворенные вещества и взвеси мелкообломочного материала, с соленой морской водой. *Во-первых*, резкое изменение скорости речного потока

при его впадении в море влечет за собой выпадение относительно крупных обломочных частиц. Во-вторых, изменение щелочно-кислотных свойств речных вод при смешивании их с морскими вызывает **коагуляцию** тонких взвесей твердых терригенных частиц и **коллоидных растворов** органических соединений и оксидов железа, которые в большом количестве содержатся в речных водах. Скоагулированные сгустки этих веществ не только сами осаждаются, но одновременно увлекают в осадок тяжелые металлы и другие химические элементы, которые содержатся в речной воде в рассеянном состоянии.

В целом процессы, происходящие в приустьевых участках морей, принципиально изменяют состав воды. Морская вода не только меньше содержит всяких примесей, которые были выведены в осадок на контакте река-море, но изменяет соотношение растворимых веществ и твердых взвесей в пользу растворимых веществ. Эстуарии и приустьевые участки моря, а также в какой-то мере весь шельф в целом играют роль «геохимических ловушек» для выносимых с суши тяжелых металлов и растворимых органических веществ. Высокая концентрация различных веществ, в том числе необходимых для живых организмов, в эстуариях и авандельтах обуславливают обильный и разнообразный органический мир.

Особое положение среди биогенных образований Океана занимают **коралловые рифы**, сложенные карбонатными скелетами кораллов, мшанок, раковинами моллюсков, которые прочно сцементированы скоплениями остатков микроскопических известковых водорослей.

Колонии коралловых полипов образуются на глубине от 1 – 2 м до 50 – 70 м. Условием их существования является теплая (23 – 26°C) прозрачная морская вода нормальной солености, без замутняющих взвесей. Даже небольшое замутнение стекающей с берега дождевой водой, равно как опреснение, приводит к гибели коралловых полипов.

Выделяют три типа рифов. *Береговые, или окаймляющие рифы* образуются на дне в непосредственной близости от берега. *Барьерные рифы* – мощные сооружения, простирающиеся параллельно берегу и отделенные от него мелководным заливом – вытянутой лагуной. Наиболее оригинальны кольцевые рифы, или *атоллы*, распространенные в центральных частях Тихого и Индийского океанов. Внутри кольца рифов находится лагуна, сообщающаяся с морем. Атолл имеет форму массивной башни с отвесными стенами, уходящими на большую глубину. Образование атоллов связано с постепенным погружением выступов океанического дна, возможно, вулканов. Мощность рифовых известняков на атоллах весьма значительна и по данным бурения может превышать 1 км. Поверхность атоллов выступает на 1,5 – 2 м над уровнем Океана и представляет собой абразионную платформу, покрытую

коралловым песком. В кавернах рифовых известняков содержится соленая морская вода, на которой «плавает» более легкая пресная дождевая вода, находящаяся в песке. Атоллы являются настоящим оазисом в безжизненной пустыне Океана.

10.9.3.3. За пределами континентального склона отлагаются **глубоководные**, или **батиальные**, **осадки**. На большей части ложа Океана залегают специфические **глубоководные океанические илы**. Они представлены либо известковыми илами светло-серого цвета, либо синевато-серыми глинистыми илами, в основном состоящими из высокодисперсных глинистых терригенных частиц с незначительной примесью мелких обломочных зерен кварца, явно занесенных в пределы акватории ветром. Цвет этих илов обусловлен недостатком свободного кислорода на дне Океана, вследствие чего железо в них находится в двухвалентной форме. Терригенное происхождение глинистых частиц не вызывает сомнения, но ранее предполагалось, что все они поступили с речным стоком. После обнаружения процесса тотального осаждения взвешенных твердых частиц на контакте река-море ученые склоняются к мнению о том, что не менее половины этого материала также принесено ветром.

Ранее также предполагали, что океанические илы сформировались путем непосредственного осаждения высокодисперсных частиц. Но оказалось, что столь мелкие частицы не могут достигнуть дна за то время, на протяжении которого накапливались илистые осадки. Следовательно, что-то должно способствовать их более быстрому осаждению. Исследованиями ученых многих стран было обнаружено, что планктонные организмы-фильтраторы отфильтровывают ненужные вещества и выделяют их в виде пеллетов комочков размером от 0,01 до 1 мм. По причине того, что величина комочков в сотни и тысячи раз превышает размеры высокодисперсных глинистых частиц, они соответственно быстрее осаждаются на дно. Таким образом, хотя глинистые глубоководные илы и состоят преимущественно из терригенных частиц, но имеют биогенное происхождение.

Биогенное образование известковых илов и ранее не вызывало сомнения, так как в их составе присутствуют панцири и скорлупки планктонных организмов. Среди известковых органических илов выделяют по составу слагающих их отмерших организмов фораминиферовые, птероподовые и т.п. Для батиальных осадков особенно типичны **глобигериновые илы**, состоящие из микроскопических раковин глобигерин и их обломков, также агрегированных в пеллеты.

Среди глубоководных осадков выделяются **гляциально-морские** отложения айсбергов, распространенные в районах, окружающих Антарктиду. Они отличаются наличием крупных обломков и плохой сортированностью.

На составе океанических илов сказывается климатическая зональность: в холодных областях преобладают кремнистые илы, в тропических — известковые.

10.9.3.4. Наиболее глубоководные – **абиссальные осадки** залегают на глубинах более 4500 – 5000 м. Как уже упоминалось, ниже указанной глубины вода усиливает свою растворяющую способность, вследствие чего карбонатные пеллеты растворяются и известковые илы среди наиболее глубоководных осадков отсутствуют. Здесь распространены осадками являются **радиоляриевые илы** и так называемая **красная глубоководная глина**.

Радиоляриевые илы состоят из опаловых скелетов радиоляй – микроскопических планктонных животных – с примесью скорлупок диатомей и высокодисперсных частиц. Красная глубоководная глина имеет разнообразный полигенный состав и сложена высокодисперсными частицами вулканических выбросов, глинистых минералов и гидроксидов железа. Характерной примесью более глубоководных осадков являются «космические шарики», состоящие либо из силикатного стекла ультраосновного состава, либо из никелистого железа. Размер шариков — от нескольких тысячных долей миллиметра до 0,5 мм. По-видимому, шарики представляют собой застывшие брызги мелких метеоритов, разбившихся и расплавившихся при вхождении в атмосферу Земли.

Огромные пространства океанического ложа, особенно в Тихом и Индийском океанах, покрыты **железомарганцевыми конкрециями**. Они имеют округлую, уплощенную, иногда очень неправильную форму. Их размеры сильно колеблются; наиболее часто встречаются конкреции размером 3 – 7 см в поперечнике. Конкреции образуются быстрее, чем происходит накопление красных глубоководных глин. Помимо железа и марганца в конкрециях концентрируются никель, кобальт, медь и другие металлы. Таким образом, океанические железомарганцевые конкреции – ценная комплексная руда. В некоторых местах конкреции покрывают 50 % поверхности дна и их содержание достигает 40 кг на 1 м².

Важной частью осадков ложа Океана являются осадки эндогенного происхождения, вынесенные подводными вулканическими извержениями и гидротермами.

10.10. Генетические типы отложений, образовавшиеся в результате проявления различных экзогенных геологических процессов

Накапливающиеся на поверхности Земли горные породы объединяются в генетические типы отложений, которые, в свою очередь, подразделяются на фации.

Генетический тип отложений – это совокупность горных пород, накопленных определенным геологическим агентом.

Фация – это комплекс отложений какого-либо генетического типа, накопленный в определенных физико-географических условиях. Фации характеризуются закономерными условиями залегания, строением и составом горных пород. Отличия между фациями объясняются, прежде всего, разной динамикой условий осадконакопления.

По условиям осадконакопления всю земную поверхность можно разделить на две главные области: континентальную и морскую.

В континентальной, гипсометрически поднятой области, господствуют разрушение горных пород и слагаемых ими форм рельефа, а также снос продуктов разрушения. Поэтому процессы аккумуляции на суше представлены на небольших площадях, и ведут к накоплению маломощных осадочных толщ.

Наоборот, в пределах гипсометрически низко расположенных океанов, процессы аккумуляции господствуют, в силу чего морским отложениям характерны огромные площади и мощности. Соответственно, более 95% объема осадочных пород, распространенных на поверхности суши, накапливалось в океанических условиях, т.е., во время морских трансгрессий (этапов наступления моря).

Очевидно, что важнейшим фактором, определяющим протекание на земной поверхности процессов либо денудации, либо аккумуляции, является тектоника – восходящие тектонические движения ведут к установлению континентальных условий денудации, а нисходящие – океанических условий аккумуляции. При смене тектонического режима, т.е. при переходе от морских условий к континентальным (или наоборот), на какое-то время на поверхности устанавливаются переходные условия (например, мелководных морских заливов). Таким образом, можно выделить три главных обстановки осадконакопления: **морскую** (океаническую); **континентальную**; **переходную**.

В составе каждой из них представлены различные генетические типы отложений:

- морские отложения: шельфовые, батинальные, абиссальные;
- континентальные отложения: элювиальные и склоновые, коллювиальные (обвально-осыпные), аллювиальные, озерно-болотные, эоловые и др.;
- переходные отложения: осадки устьевые и лагунные.

В таблице 10.1 приведено краткое описание и геологические обозначения всех генетических типов отложений.

10.11. Виды осадочных горных пород

Если глубокие недра литосферы почти нацело состоят из магматических и метаморфических пород, то поверхностная толща литосферы на 75 % сложена из осадочных пород (от общего объема пород, слагающих земную кору, на долю осадочных приходится не более 3 %). Мощность толщи осадочных горных пород в ряде мест всего несколько десятков или несколько сотен метров. В отдельных участках земной коры толща осадочных пород достигает 15 – 20 км.

Осадочные горные породы образовались на поверхности Земли в результате накопления минеральных масс, полученных в процессе разрушения горных пород (магматических, осадочных, метаморфических). Процессы разрушения и накопления новых горных пород на поверхности Земли идут повсеместно: в пустынях, где энергичную работу ведет ветер, вдоль морских и океанических берегов, где волнами перемещаются громады обломочного материала, на дне морей и океанов, в речных долинах, горных областях, где ледники, дождевые струи, влага и газы воздуха ведут непрерывную работу по разрушению старых и образованию новых горных пород. Условия образования накладывают существенный отпечаток на облик (**фацию**, с лат. – лицо) осадочных пород. В одних случаях образующиеся на поверхности Земли осадочные горные породы состоят из обломков ранее разрушенных горных пород, в других – из скопления органических остатков, в третьих – из кристаллических зерен, выпавших из раствора. Для подавляющего большинства осадочных пород свойственна слоистая текстура – результат длительного накопления осадков. Отдельные слои отличаются друг от друга составом и величиной минеральных зерен, окраской, плотностью сложения.

Таблица 10.1 – Генетические типы и фациальные условия отложения горных пород

Генетический тип	Индекс	Краткое описание
1	2	3
<i>Элювиальный</i>	e	Продукты выветривания, оставшиеся на месте формирования. В зависимости от характера материнских пород и типа выветривания обладают различным механическим составом – от глыб до глин, слоистость и сортировка материала отсутствует.
<i>Хемогенный</i>	ch	Отложения химического происхождения.
<i>Биогенный</i>	b	Продукты отмирания, главным образом растительности, накапливаются или непосредственно на поверхности земли или в болотах, представлены преимущественно торфом.
<i>Коллювиальный</i>	c	Смещенные вниз по склону исключительно под влиянием силы тяжести продукты главным образом физического выветривания. Накапливаются у основания склона и в нижней его части в виде конусов осыпей, обвальных нагромождений. Состав и цвет отложений соответствует породам, от которых обломки отделились.
<i>Солифлюкционный</i>	s	Образуется при медленном вязкопластичном течении рыхлых сильно переувлажненных отложений. Формируются в результате медленного или быстрого «течения» вниз по склону переувлажненного грунта. Образуют оплывины, натечные террасы и другие формы рельефа. Состав соответствует составу пород, слагающих склон; наблюдается неправильная, часто «смятая в складки», мелкая слоистость.
<i>Делювиальный</i>	d	Отложения, накопившиеся в нижней части склонов при плоскостном стоке дождевых и талых вод. Отлагается мелкими струйками и тонкими (безрусловыми) потоками, образующимися при выпадении дождей и таянии снега. Накапливается на поверхности склонов в виде тонкого чехла, увеличивающегося по мощности к основанию склона, где делювий нередко слагает мощные шлейфы. Наблюдается тонкая, параллельная склону слоистость. Гранулометрический состав уменьшается вниз по склону.
<i>Аллювиальный</i>	a	Формируется постоянными водными потоками в речных долинах и отлагается в русле реки, на пойме, в старицах. Русловым аллювием сложены отмели и косы. Это хорошо промытый ритмично сортированный песчаный или более грубый материал с крупной косой слоистостью. Встречаются прослой более тонкого алеврито-глинистого состава. Пойменные отложения формируются в половодье, для них характерна меньшая сортировка песчано-алевритовых осадков, обладающих волнистой слоистостью, обычны растительные остатки. Старичный аллювий формируется в отмерших руслах рек и по своим особенностям весьма близок к озерным отложениям.

1	2	3
<i>Пролувияльный</i>	p	Отложения временных потоков, главным образом, в виде устьевых конусов выноса. Обломки обычно плохо окатаны и сортированы. От вершины конусов к их подножью механический состав отложений может меняться от гальки и щебня с песчано-глинистым заполнителем до более тонких и отсортированных осадков — нередко лессовидных супесей и суглинков.
<i>Гляциальный</i>	g	Образованы непосредственно глетчерным льдом и отложены под движущимся ледником (основная морена), у его края (конечная морена) или при вытаявании из неподвижного льда (абляционная морена). Механический состав очень разнообразен — от валунов до суглинков, сортировка, как правило, плохая, слоистость обычно отсутствует, иногда имитируется полосчатостью, связанной с попеременным поступлением продуктов разрушения пород разного состава. Глинистые разности характеризуются большой уплотненностью.
<i>Флювиогляциальные</i>	f	Водноледниковые. Откладываются потоками талых вод ледника. Представлены галькой, гравием и песками с косо́й слоистостью, сортировка обломочного материала различна. Слагают характерные формы рельефа — озы, камы, зандры.
<i>Эоловый</i>	v	Песчаные и пылеватые частицы, перенесенные ветром и отложенные на поверхности земли. Песчаные частицы часто округлые, хорошо сортированные, нередко с матовой поверхностью. Слоистость обычно отсутствует, иногда ясная косая. Кроме песков отложения могут быть представлены лессами и вулканическим пеплом.
<i>Техногенный</i>	t	Образуются в результате строительных работ, переработки полезных ископаемых и других видов деятельности человека (отвалы горных выработок, плотины, дамбы, насыпи, ирригационные наносы и др.). По способу накопления отдельные разновидности близки к различным природным генетическим типам отложений.

В зависимости от условий накопления слоев различают слоистость горизонтальную или близкую к горизонтальной, характерную для морских отложений; косую, характерную для речных отложений; диагональную, свойственную отложениям ветра, и т.д. В некоторых осадочных породах слоистость не наблюдается (например, в коралловых известняках, в ледниковых отложениях).

Осадочные горные породы известны как в рыхлом состоянии, так и в уплотненном. Некоторые породы в сухом состоянии плотны, но легко размокают под действием воды. Рыхлые горные породы сыпучи, а при соответствующих условиях могут быть превращены в сцементированные.

Осадочные горные породы по происхождению **делятся на группы:**

– обломочные (кластические), образовавшиеся благодаря механическому разрушению каких-либо ранее существовавших пород, переносу обломков и накоплению их;

– глинистые, сформировавшиеся в результате совместного механического и химического разрушения каких-либо ранее существовавших пород, переноса продуктов разрушения и их накопления;

– химические, образовавшиеся благодаря выпадению осадков из растворов;

– органогенные – результат жизнедеятельности организмов или скопления отмерших организмов.

Многие породы могут быть смешанного происхождения – и химического и органогенного. В таком случае их называют породами биохимического происхождения.

При определении осадочных пород прежде всего необходимо на основании их структуры и текстуры отнести рассматриваемую породу к одной из вышеуказанных подгрупп.

Изучая породы органического и химического происхождения, следует определить минералогический состав. Он даст возможность установить наименование пород химического и большинства пород органического происхождения. Для уточнения наименования пород органического происхождения важно определить, в каком виде представлены органические остатки. Породы, состоящие из хорошо сохранившихся окаменелых раковин, коралловых сооружений, имеют биоморфную структуру; породы, состоящие из обломков скелетов организмов, имеют детритусовую структуру. Структура пород химического происхождения, как правило, зернистая.

Минералогический состав обломков, входящих в состав обломочных пород, весьма различен и не является определяющим в наименовании породы. Для них важно установить структуру, определяющуюся главным образом величиной и формой обломков, и наличием цемента. По составу цемент может

быть кремнистый, известковый, мергелистый, глинистый, глауконитовый, битуминозный, железистый и др. Помимо простого цемента, встречается сложный (сочетание двух или более цементирующих веществ). Цементы, как правило, определяются легко. Так, известковый – по реакции его с соляной кислотой, кремнистый – по высокой твердости и слабожирному блеску, железистый – по бурой окраске, глинистый – по сравнительно легкой размокаемости, битуминозный – по запаху и т.п.

Цемент может образоваться одновременно с накоплением обломочной породы (сингенетический цемент) и позже (эпигенетический цемент) нее. К сингенетическим цементам прежде всего относится кремнекислота, к эпигенетическим – карбонаты, окислы железа, сульфаты и др. Образование эпигенетического цемента происходит путем химического разложения железистых минералов или за счет выпадения солей из вод, передвигающихся между обломками. Соли, постепенно заполняя пустоты породы, цементируют обломки.

10.11.1. Обломочные (кластические) породы

Обломочные (кластические) породы состоят из обломков разнообразных пород и минералов. В соответствии с величиной обломков выделяются следующие виды пород:

- крупнообломочные, диаметр преобладающих обломков более 2 мм;
- среднеобломочные, диаметр обломков от 2 до 0,05 мм;
- мелкообломочные, или пылеватые, диаметр обломков от 0,05 до 0,01

мм.

10.11.1.1. Крупнообломочные породы (псефиты). К псефитам относятся породы, состоящие из обломков различного состава размером от 2 мм до нескольких метров в диаметре. В зависимости от структуры и текстуры выделяются следующие породы.

Глыбы – скопление угловатых обломков размером свыше 100 мм в поперечнике.

Щебень – скопление угловатых обломков размером от 100 до 10 мм в поперечнике.

Дресва – скопление угловатых обломков размером от 10 до 2 мм в поперечнике.

Образование этих пород связано с выветриванием любых горных пород и прежде всего с физическим выветриванием. Залегают глыбы, щебень, дресва обычно вблизи коренных пород, из которых они образовались.

Валунник – скопление валунов, окатанных обломков диаметром более 100 мм. Валунны образуются при окатывании глыб водами горных рек, волнами морей, при сглаживании глыб движущимися ледниками. Валунны ледникового

происхождения широко распространены на севере европейской части России и ряда других европейских стран. Валунник развит в горных долинах и вдоль скалистых берегов морей и океанов.

Галечник – скопление галек, окатанных обломков диаметром от 100 до 10 мм.

Гравий – скопление окатанных обломков диаметром от 10 до 2 мм. Галечник и гравий образуются в результате истирания и окатывания глыб, валунов, щебня движущейся водой рек, озер, морей. Несомые рекой обломки окатываются, приобретая яйцевидную форму, а передвигающиеся волнами озер и морей истираются, приобретая чаще лепешкообразную (плоскую) форму. Галька, гравий, щебень, валуны, глыбы используются в качестве строительного материала. К их отложениям нередко приурочены россыпи алмазов, золота и платины.

Брекчия – крупнообломочная порода, состоящая из сцементированных остроугольных обломков (глыб, щебня, дресвы). Обломки как по минералогическому составу, так и по размеру могут быть как однородными, так и разнородными.

Конгломерат – крупнообломочная порода, состоящая из сцементированных окатанных обломков (галек, гравия, валунов). Состав обломков, их размер, цемент могут быть различными. Конгломераты широко развиты в древних отложениях, мощность их местами достигает нескольких сотен метров. Они используются в качестве строительного материала, распространены на Урале, Кавказе, Забайкалье. В некоторых толщах конгломерата имеются промышленные запасы урана, золота, меди и других полезных ископаемых.

Изучение распространения обломочных пород, состава обломков, степени их окатанности, ориентировки валунов и галек имеет большой научный интерес, так как позволяет установить историю геологического развития данной местности, а при изучении ледниковых валунов решить вопрос о местонахождении бывших центров оледенения.

10.11.1.2. Среднеобломочные (псаммитовые) породы. К среднеобломочным породам относятся пески и песчаники. Первые – рыхлые с размером зерен от 2 до 0,05 мм, вторые – той же величины обломки, сцементированные между собой. В зависимости от величины обломков пески и песчаники разделяют на грубозернистые (1 – 2 мм), крупнозернистые (0,5 – 1 мм), среднезернистые (0,25 – 0,5 мм), мелкозернистые (0,1 – 0,25 мм) и тонкозернистые (0,05 – 0,1 мм). По составу пески чаще кварцевые (кварц – наиболее устойчивый минерал). К кварцевым зернам могут примешиваться зерна полевых шпатов, слюды, глауконита, кальцита, магнетита, окиси железа и др. В случае преобладания в породе одного из вышеуказанных минералов

название песка дается по этому минералу. Например, песок глауконитовый, полевошпатовый. Пески и песчаники по числу минералов, входящих в них, разделяются на:

– мономинеральные (состоящие из одного минерала — глауконитовые, кварцевые);

– олигомиктовые (состоящие из двух минералов, например слюдисто-глауконитовые глауконито-кварцевые);

– полимиктовые, состоящие из нескольких минералов (например, аркозовые пески – из полевых шпатов, кварца и слюды).

Песчаники в зависимости от состава цемента могут называться железистыми, известковистыми, кремнистыми, глинистыми и др. Кремнистые песчаники, состоящие из кварцевых, зерен, являются самыми крепкими. Глинистые песчаники (содержащие в цементе преимущественно глинистые вещества) мягкие легко размокают, распадаются при морозе. У глауконитовых песчаников цемент или нацело состоит из минерала глауконита, или с примесями известковистых и глинистых частиц. Известковистые песчаники в качестве цементирующего вещества имеют карбонаты кальция, нередко с примесью доломита. Разнородные грубозернистые песчаники сложного состава, содержащие обломки некоторых основных, чаще эффузивных, пород, называются **граувакками**. Удельный вес песков 2,62 – 2,80. Пористость песков в рыхлом состоянии от 27 % до 62 %. Цвет песков и песчаников, зависит от цвета преобладающих обломков и от цвета цементирующего вещества (окислы железа окрашивают их в охристо-желтые цвета). Определяются пески и песчаники таким же путем, как и крупнообломочные породы. Пески по происхождению могут быть озерными, морскими, речными, ветровыми и водно-ледниковыми. К пескам и песчаникам бывают приурочены богатые россыпные месторождения золота, платины, магнетита, алмаза. Кварцевые пески и песчаники широко применяются в стекольной, абразивной, керамической и металлургической промышленности. Пески и песчаники широко используются также для строительных целей. Месторождения чистых кварцевых песков имеются под Ленинградом, в Донбассе, под Москвой и других местах.

10.11.1.3. Мелкообломочные, или пылеватые (алевритовые), породы. Представителями пылевых пород (алевритов) являются лёссы, суглинки, супеси. Образование их связано с деятельностью ветра, временных и постоянно действующих потоков, плоскостного смыва на склонах и др.

Лёсс – светло-палевая или желто-серая однородная порода, состоящая главным образом из частиц кварца и извести размером 0,05 – 0,01мм, с примесью глинистых частиц. Известь присутствует в породе как в виде мелких разнообразных по форме скоплений (известковых журавчиков – конкреций),

так и в виде тонко рассеянной по всей породе массы, что легко обнаруживается по бурной реакции лёсса с соляной кислотой. На долю карбонатов приходится до 6 – 7% всей массы породы, на долю кварца – до 50 – 90% и на долю глинозема – 4 – 20%. Лёсс обладает высокой пористостью (на долю пустот приходится до 59 % и более объема породы), причем поры в лёссовых массивах располагаются в основном вертикально. Лёсс легко растирается пальцами, образуя мучнистую массу. В воде лёсс быстро размокает, превращаясь в липкую грязь. Лёсс не слоист. Лёсс распространен на территории Украины, в республиках Средней Азии, в Северном Китае и др. Лёсс образуется эоловым и другими путями. Так, лёсс может сформироваться и из осадков, отложенных водой (под действием последующих почвообразовательных процессов). Лёссовые почвы, благодаря присутствию карбонатных солей очень плодородны. Лёсс служит сырьем для кирпичной и цементной промышленности.

Лёссовидные суглинки отличаются от лёссов тем, что в них, помимо пылеватых частиц (0,05 – 0,01 мм), содержится значительное количество более мелких частиц. Состав их близок к лёссу. Они слоисты (в них могут быть и прослойки песков), иногда обладают большой пористостью. Встречаются разновидности, подобные лёссу – их мощность уменьшается при намокании. Лёссовидные суглинки самого различного происхождения широко развиты во многих районах и главным образом в республиках Средней Азии и на Украине.

Суглинки – пылеватые породы, содержащие до 20 – 30% глинистых и до 10 – 20% мелкопесчаных частиц. Они образуются в результате деятельности дождевых струй, рек, ледников. Суглинки ледникового происхождения не отсортированы, в них наряду с пылеватыми и глинистыми частицами содержатся более крупные обломки и даже валуны, поэтому они имеют особое название – **валунные суглинки**. Окаменевший валунный суглинок называют **тиллитом**.

Пылеватые породы, содержащие 10 – 20 % глинистых частиц и до 25 – 20 % песчаных, именуют **супесями**.

Сцементированные известковым, кремнистым или другим цементом алевритовые породы называются **алевролитами**. Они тонкослоисты, в воде не размокают.

10.11.2. Глинистые породы

Глинистые, или тонкодисперсные (**пелитовые**), породы состоят из обломков диаметром менее 0,01 мм, при этом до 30 % обломков имеют диаметр менее 0,001 мм. К этой группе относится глина – весьма широко распространенная порода на поверхности Земли. Состоит она главным образом из частиц, являющихся продуктами химического разложения коренных пород,

и в меньшей мере из частиц, образовавшихся при механическом разрушении других пород. Типичные минералы глин – каолинит и монтмориллонит. Кроме того, в глине имеются обломки гидрослюды, кварца, полевого шпата, слюды, иногда примеси гидроокислов железа, карбонатов, сульфатов и др. Цвет глины чаще серый, красно-бурый и желто-бурый, черный. В сухом состоянии глина землиста и растирается в порошок, во влажном – пластична и принимает придаваемую ей форму. При высыхании сделанный во влажном состоянии слепок не разрушается. На поверхности глины ноготь оставляет блестящую полосу. Пластичные глины, состоящие из каолинита, гидратов окиси алюминия и слюды, носят название огнеупорных глин (не плавятся до температуры 1700°С). Используются они для изготовления огнеупорных кирпичей. Глина, состоящая из каолинита, носит название **каолина**. В случае отсутствия посторонних примесей она обладает белым цветом. Глины из монтмориллонита называют **бентонитовыми**. Они высокодисперсны, благодаря чему используются для отбеливания тканей и очистки различных нефтепродуктов, вин, масел, шерсти. Плотные, сцементированные кремнеземом глинистые породы называются **аргиллитами**. Они раскалываются на слои и почти не размокают. Глины имеют широкое применение: тощие глины (содержащие примесь зерен кварца, халцедона, опала и окислов железа) применяются для изготовления кирпичей, черепицы, красок, портландцемента; жирные глины, содержащие большое количество каолинита, или нацело состоящие из него – каолиновые глины, являются ценным сырьем для фарфоровой промышленности. Крупные месторождения каолиновой глины имеются на Украине, в Западной Сибири, Восточном Казахстане и на Урале. Месторождения отбеливающих и омыляющих глин известны в Крыму (кил) и на Кавказе.

10.11.3. Химические и органогенные породы

Химические и органогенные породы в подавляющем большинстве своем образуются в водной среде. Первые – путем выпадения солей из растворов, вторые – в результате жизнедеятельности или скопления организмов. В процессе диагенеза они превращаются в горные породы биохимического и органогенного происхождения. Подавляющее большинство пород этой группы имеет смешанное биохимическое происхождение, поэтому мы и характеризуем их вместе.

Группы химических и органогенных пород обычно делятся **на подгруппы по составу:**

- карбонатные;
- кремнистые;
- железистые;

- галоидные;
- сернокислые;
- алюминиевые;
- фосфатные породы.

Особо выделяются **горючие породы**, или **каустобиолиты**.

Карбонатные породы – самые распространенные из пород рассматриваемых подгрупп. Представлены они известняками, доломитами, мергелями, сидеритами, магнезитами и т.п.

Кремнистые породы могут быть и химического и органогенного происхождения. К характерным породам относятся диатомит, трепел, опока.

Железистые породы образуются в результате выветривания основных магматических и метаморфических пород, содержащих иногда до 2 – 3% железа. Иногда железо накапливается на месте, при соответствующих условиях переносится в растворенном виде в моря и озера, где и осаждается благодаря соприкосновению с морскими солеными водами или в результате деятельности бактерий. Наиболее распространенной железистой породой является **лимонит** – механическая смесь гидрооксида железа с песчаным или глинистым материалом. По внешнему виду это чаще всего бобовые (оолитовые) или натечные массы. Цвет его желтый, бурый.

Из **галоидных пород** наиболее распространена каменная соль, состоящая из минерала галита. Месторождения ее являются важной основой химической промышленности. Нередко слои каменной соли чередуются со слоями **ангидрита**.

Из группы **сернокислых пород** наиболее широко распространены гипс и ангидрит. Они образуются при выпадении из водных растворов. Выпадение происходит в замкнутых бассейнах (мелководных озерах, лагунах), где благодаря интенсивному испарению возникают перенасыщенные растворы. Установлено, что в осадок вначале выпадают труднорастворимые сульфаты – гипс, ангидрит, затем каменная соль и только при большей концентрации – сильвин и другие легкорастворимые галоидные и сернокислые соли калия и магния.

Галоидные и сернокислые соли залегают обычно в виде пластов среди глинистых пород, последние их предохраняют от растворения подземными водами.

Алюминиевые породы. Наиболее ценными из них являются бокситы – порода, состоящая преимущественно из гидратов окиси алюминия $Al_2O_3 \cdot 2H_2O$ с примесью гидратов окиси железа, каолинита и SiO_2 . Чаще всего порода землистого, плотного или оолитового строения, светло-желтого, красно-бурого, красного, но иногда и белого цвета. Образуются бокситы при выветривании алюмосиликатных магматических пород в странах с жарким климатом при

чередовании засушливых и дождливых сезонов (так называемом латеритном выветривании), а также при осаждении в прибрежных зонах морей и в озерно-болотных водоемах. Из бокситов добывают алюминий. Месторождения их разрабатываются на Северном Урале, в Ленинградской области, в Восточном Саяне, Казахстане и т. п.

Фосфоритовые породы. К ним относятся многие осадочные породы (песчаники, глины, ракушечники), обогащенные кальциевыми солями фосфорной кислоты с содержанием P_2O_5 до 12 – 40% и более. Фосфоритовые породы встречаются в виде конкреций и пластов. Образуются они как хемогенным, так и биогенным путем в морях и на континентах (в озерах, болотах, пещерах). В морях, согласно исследованиям А. В. Казакова, фосфориты возникают при выпадении химического осадка на глубинах от 50 до 150 м. Здесь фосфориты образуют конкреции или пласты, достигающие мощности 10 – 15 м. Цвет фосфоритов серый, темно-серый, черный. Применяются как сырье для удобрения и получения фосфора. Месторождения их имеются в Южном Казахстане, в Московской, Курской, Брянской и других областях.

Каустобиолиты. Под именем каустобиолитов объединяется большая группа органогенных горных пород и минералов. Они бывают твердыми (торф, бурый, уголь, каменный уголь, антрацит, горючие сланцы, асфальт, озокерит, янтарь), жидкими (нефть) и газообразными (горючие газы). Наиболее распространены ископаемые угли, нефть и продукты ее изменения.

Ископаемые угли представляют собой в той или иной степени разложенные растительные остатки. Растительные массы могут накапливаться на месте произрастания (автохтонное накопление) или они переносятся и отлагаются в устьях рек (аллохтонное). При разложении органических остатков без доступа кислорода образуются твердые органические вещества, богатые углеродом (гумусовые). Они являются основной составной частью торфов. При перекрытии торфа глинистым или песчаным пластом торф уплотняется, теряя часть воды. Под действием бактерий гумусовое вещество обогащается углеродом. Если биохимические процессы протекали под небольшим давлением и при температуре не выше 60 – 70°, то образуются бурые угли. Для образования каменного угля из бурого требуются большие давления и температура не ниже 300°C. Поэтому каменные угли образуются там, где в кровле залегают толщи мощностью в несколько сот метров. Количество углерода от бурого угля к каменному и далее к антрациту повышается от 69 до 95%, а количество кислорода понижается от 25 до 2,5 %, азота от 0,8 % до следов, водорода – от 5,5 до 2,8 %.

II ПРАКТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ

2.1. Тематика контрольных работ (рефератов) по дисциплине «Геология» для студентов заочной формы обучения (1-й семестр)

1. Общие сведения о Земле. Земля как планета Солнечной системы.
2. Форма и основные параметры планеты Земля. Планетарные структуры: океанические впадины, материки и их строение.
3. Внешние оболочки Земли (атмосфера, гидросфера, биосфера, ноосфера).
4. Внутренние геосферы Методы определения границ между геосферами.
5. Сейсмическая модель строения Земли.
6. Физические поля Земли.
7. Земная кора – основной объект изучения геологии. Основные типы её строения.
8. Химический состав земной коры. Основные химические элементы земной коры.
9. Минералогический состав земной коры. Процессы образования минералов.
10. Горные породы, основные процессы их образования. Вещественный и фазовый состав горных пород.
11. Возраст горных пород. Методы определения относительного и абсолютного возраста горных пород.
12. Геохронологическая и стратиграфическая шкалы.
13. Тектоносфера, краткая характеристика тектонических движений земной коры (колебательные, дислокационные). Виды тектонических нарушений.
14. Эндогенные геологические процессы.
15. Магматические горные породы.
16. Метаморфические горные породы.
17. Экзогенные геологические процессы.
18. Кора выветривания.
19. Вещественный и фазовый состав горных пород.
20. Осадочные горные породы, их классификация.
21. Основные этапы геологического изучения территории Беларуси. Геологические научные школы (литологическая, геохимическая, тектоническая, гидрогеологическая, палеонтологическая, четвертичной геологии, геоморфологии и др.).
22. Особенности геологического строения территории Беларуси.
23. Техногенез и техногенные изменения геологической среды.
24. Тектоническое строение материков.
25. Тектоническое строение океанических впадин.

III РАЗДЕЛ КОНТРОЛЯ ЗНАНИЙ

3.1. Примерный перечень контрольных вопросов для самостоятельной работы студентов

1. Физические параметры Земли.
2. Характеристика внешних геосфер Земли.
3. Параметры и физико-химические особенности внутренних геосфер Земли.
4. Земная кора и литосфера.
5. Вертикальная и горизонтальная неоднородность земной коры.
6. Особенности геосинклиналей.
7. Стадии развития геосинклиналей.
8. Платформы и их особенности.
9. Эпициплатформенный орогенез.
10. Структурные элементы земной коры.
11. Геотектонические гипотезы.
12. Закономерности распространения химических элементов в земной коре.
13. Понятие о петрогенных и металлогенных элементах.
14. Основные причины изменения химического состава земной коры.
15. Минералы и процессы их образования.
16. Формы природных выделений минералов.
17. Диагностические свойства минералов.
18. Парагенезис и парагенетические ассоциации минералов.
19. Вещественный и фазовый состав горных пород.
20. Структура, текстура горных пород.
21. Формы залегания горных пород. Понятие о формациях горных пород.
22. Относительный возраст горных пород и методы его определения.
23. Абсолютный возраст горных пород и методы его определения.
24. Стратиграфическая и геохронологическая шкала.
25. Основные группы эндогенных геологических процессов.
26. Колебательные тектонические движения земной коры, их особенности.
27. Дислокационные тектонические движения и их особенности.
28. Основные виды тектонических нарушений.
29. Геометрические элементы складок.
30. Основные формы складок.
31. Две группы разрывных тектонических нарушений.
32. Элементы залегания пластов горных пород.

33. Магматизм, причины зарождения и миграции магматических расплавов.

34. Эффузивный магматизм. Продукты вулканической деятельности.

35. Интрузивный магматизм. Формы интрузивных тел.

36. Дифференциация магмы.

37. Виды магматических горных пород.

38. Метаморфизм и его основные причины, и условия.

39. Виды метаморфизма.

40. Виды метаморфических горных пород.

41. Формы залегания метаморфических пород.

42. Экзогенные геологические процессы.

43. Выветривание (гипергенез), его основные типы и их характеристики.

44. Химическое выветривание (гипергенез), его факторы и процессы.

45. Литогенез и его стадии.

46. Геологическая деятельность ветра.

47. Геологическая деятельность вод поверхностного стока.

48. Геологическая деятельность подземных вод.

49. Геологическая работа снега и льда.

50. Геологическая деятельность озер и болот.

51. Геологическая деятельность морей и океанов.

52. Осадочная дифференциация вещества.

53. Генетические типы отложений осадочных пород.

54. Хемогенные осадки. Основные экзогенные агенты химических осадков.

55. Химические осадки подземных вод.

56. Химические осадки озер и болот, морей и океанов.

57. Биогенные (органогенные) и биохимические осадки.

58. Органогенные осадки озер и болот, морей и океанов.

59. Диагенез, катагенез, метагенез осадков.

60. Формы залегания осадочных пород.

61. История геологического изучения территории Беларуси, основные научные школы.

62. Общие сведения о строении литосферы на территории Беларуси

63. Кристаллический фундамент территории Беларуси, глубина залегания и мощность.

64. Строение платформенного чехла Беларуси.

65. Полезные ископаемые кристаллического фундамента Беларуси.

66. Полезные ископаемые платформенного чехла Беларуси.

67. Геологическая съемка, как основной метод исследования земной коры.

68. Последствия техногенного воздействия на геологическую среду.
69. Техногенные изменения земной коры.
70. Техногенные изменения геологических процессов.
71. Охрана и рациональное использование геологической среды.
72. Геологические карты и другие виды геологической графики.

IV ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЙ РАЗДЕЛ

4.1. Список рекомендуемой литературы

1. Ермолов, В.А., Геология. Часть I (Основы геологии) / В.А. Ермолов, Л.Н. Ларичев, В.В. Мосейкин. – М. : МГГУ, 2004. – 598 с.
2. Короновский, Н.В. Геология для горного дела : учебное пособие для студентов вузов / Н.В. Короновский, В.И. Старостин, В.В. Авдонин. – М. : Издательский центр «Академия», 2007. – 576 с.
3. Короновский, Н.В. Общая геология : учебник / Н.В. Короновский. – М. : КДУ, 2012. – 552 с.
4. Практическое руководство по общей геологии : учебное пособие для студентов вузов / А.И. Гущин, М.А. Романовская, А.Н. Стафеев, В.Г. Талицкий; под ред. Н.В. Короновского. – 2-е изд., стер. – М. : Издательский центр «Академия», 2007. – 160 с.
5. Махнач, А.А. Краткий очерк геологии Беларуси и смежных территорий / А.А. Махнач. – Минск : Беларуская навука, 2014. – 190 с.
6. Плакс, Д.П. Геология : учебное пособие / Д.П. Плакс, М.А. Богдасаров. – Минск : Вышэйшая школа, 2016. – 431 с.
7. Полезные ископаемые Беларуси : к 75-летию БелНИГРИ / П.З. Хомич [и др.]; ред. кол.: П.З. Хомич, С.П. Гудак, А.М. Синичка (отв. ред.) [и др.]. – Минск : Адукацыя і выхаванне, 2002. – 528 с.
8. Хайн, В.Е. Планета Земля. От ядра до ионосферы : учебное пособие / В.Е. Хайн, Н.В. Короновский. – М. : КДУ, 2015. – 244 с.
9. Добрецов, Н.Л. Основы тектоники и геодинамики : учебное пособие / Н.Л. Добрецов. – Новосибирск : НГУ, 2011. – 488 с.
10. Короновский, Н.В. Взаимодействие геосфер Земли : учебное пособие / Н.В. Короновский. – М. : КДУ, 2020. – 212 с.
11. Короновский, Н.В. Земля : таинственная и незнакомая. Просто о сложном / Н.В. Короновский, Г.В. Брянцева; под ред. В.С. Яценкова. – М. : ДМК Пресс, 2022. – 152 с.
12. Кухарчик, Ю.В. Геология четвертичных отложений : пособие / Ю.В. Кухарчик. – Минск : БГУ, 2011. – 160 с.
13. Основы геологии Беларуси / А.С. Махнач [и др.]; под общ. ред. А.С. Махнача, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева, Я.И. Аношко – Минск : Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2004. – 392 с.
14. Палеогеография : учебное пособие / А.Н. Галкин [и др.]. – Минск : Вышэйшая школа, 2019. – 319 с.
15. Рогов, М.А. Основы работы с научной информацией в сети Интернет для геологов и биологов / М.А. Рогов; отв. ред. Н.Б. Кузнецов. – М. : ГИН РАН. – 2022. – 215 с.

16. Хайн, В.Е. История и методология геологических наук / В.Е. Хайн, А.Г. Рябухин, А.А. Наймарк. – М. : Издательский центр «Академия», 2008. – 416 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Геохронологическая (стратиграфическая) шкала

Эон (эонотема)	Эра (группа)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Цвет на карте
Фанерозой	Кайнозойская Kz	Четвертичный Q	Голоценовая (соврем.) Q _{IV} Поздчетвертичная (в) Q _{III} Среднечетвертичная (с) Q _{II} Раннечетвертичная (н) Q _I	Серовато-желтый
		Неогеновый N	Плиоценовая (в) N ₂ Миоценовая (н) N ₁	Лимонно-желтый
		Палеогеновый P	Олигоценвая (в) P ₃ Эоценовая (с) P ₂ Палеоценовая (н) P ₁	Ярко-желтый
	Мезозойская Mz	Меловой K	Позднемеловая (в) K ₂ Раннемеловая (н) K ₁	Салатно-зеленый
		Юрский J	Позднеюрская (в) J ₃ Среднеюрская (с) J ₂ Раннеюрская (н) J ₁	Синевато-голубой
		Триасовый T	Позднетриасовая (в) T ₃ Среднетриасовая (с) T ₂ Раннетриасовая (н) T ₁	Сиреневый
	Палеозойская Pz	Пермский P	Позднепермский (в) P ₃ Раннепермский (н) P ₁	Оранжево-коричневый
		Каменно-угольный C	Позднекаменноугольная (в) C ₃ Среднекаменноугольная (с) C ₂ Раннекаменноугольная (н) C ₁	Серый
		Девонский D	Позднедевонская (в) D ₃ Среднедевонская (с) D ₂ Раннедевонская (н) D ₁	Коричневый
		Силурийский S	Позднесилурийская (в) S ₃ Раннесилурийская (н) S ₁	Коричневато-зеленый
		Ордовикский O	Позднеордовикский (в) O ₃ Среднеордовикский (с) O ₂ Раннеордовикский (н) O ₁	Темно-зеленый
		Кембрийский €	Позднекембрийский (в) € ₃ Среднекембрийский (с) € ₂ Раннекембрийский (н) € ₁	Голубовато-зеленый
	Протерозой PR	Вендский V Рифейский R		Розовый
	Архей AR			Малиново-розовый