

Министерство образования Республики Беларусь

Учреждение образования
«Гомельский государственный технический
университет имени П. О. Сухого»

Кафедра «Разработка и эксплуатация нефтяных
месторождений и транспорт нефти»

А. П. Пинчук

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

КУРС ЛЕКЦИЙ

по дисциплине «Общая геология»

**для студентов специальности 1-51 02 02 «Разработка
и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений»**

Электронный аналог печатного издания

Гомель 2009

УДК 553.98:622.276(075.8)

ББК 26.3я73

ПЗ2

*Рекомендовано к изданию научно-методическим советом
машиностроительного факультета ГГТУ им. П. О. Сухого
(протокол № 2 от 22.11.2007 г.)*

Рецензент: доц. каф. геологии и разведки полезных ископаемых ГГУ им. Ф. Скорины
канд. геолого-минерал. наук *Г. В. Пименов*

Пинчук, А. П.

ПЗ2

Основы геологии : курс лекций по дисциплине «Общая геология» для студентов специальности 1-51 02 02 «Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений» / А. П. Пинчук. – Гомель : ГГТУ им. П. О. Сухого, 2009. – 97 с. – Систем. требования: PC не ниже Intel Celeron 300 МГц; 32 Mb RAM; свободное место на HDD 16 Mb; Windows 98 и выше; Adobe Acrobat Reader. – Режим доступа: <http://lib.gstu.local>. – Загл. с титул. экрана.

ISBN 978-985-420-865-7.

Рассматривается материал по параметрам и строению Земли и ее оболочек, формам залегания горных пород в земной коре, геохронологии, глобальной тектонике литосферных плит, эволюции в геологическом времени земной коры, гидросфере и атмосфере.

Для студентов специальности 1-51 02 02 «Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений»

УДК 553.98:622.276(075.8)

ББК 26.3я73

ISBN 978-985-420-865-7

© Пинчук А. П., 2009

© Учреждение образования «Гомельский
государственный технический университет
имени П. О. Сухого», 2009

ВВЕДЕНИЕ

Геология (гео – земля, логос – учение) – одна из важнейших наук о Земле. Она занимается изучением состава, строения, истории развития Земли и процессов, протекающих в ее недрах и на поверхности, используя новейшие методы естественных наук – физики, химии, биологии, географии, планетологии, космофизики, геофизики.

Дисциплина «Общая геология» подразделяется на две части: Региональная геология и Динамическая геология. Каждая из них имеет самостоятельное значение и может использоваться студентами отдельно на разных курсах изучения других геологических дисциплин. В этой части дисциплины «Региональная геология» рассматривается материал по параметрам и строению Земли и ее оболочек, формам залегания горных пород в земной коре, геохронологии, глобальной тектонике литосферных плит, эволюции в геологическом времени земной коры, гидросфере и атмосфере.

Земля, имея форму геоида – эквипотенциальной поверхности, сила тяжести к которой повсеместно направлена перпендикулярно, обладает неоднородностью физических свойств и дифференцированностью состава сферических оболочек: земной коры, мантии, внешнего и внутреннего ядра. Земная кора и верхняя часть верхней мантии, образующие твердую литосферу, подстилаются пластичной астеносферой, играющей важную роль в глубинных геологических процессах. Химический состав Земли близок к среднему химическому составу метеоритов, а состав сферических оболочек резко неоднороден и изменяется с глубиной.

Структура текста лекций и излагаемый материал прошли опробование при чтении лекций и проведении практических занятий в Гомельском государственном техническом университете имени П. О. Сухого. Лекции дают общее представление о месте геологии в науках о разработке нефтяных и газовых месторождений. Курс лекций разработан по плану учебной программы для специальности «Разработка полезных ископаемых». При подготовке курса лекций по общей геологии автор провел компоновку необходимого материала согласно принятой учебной программе и необходимой доступности и краткости изложения. Глубоко признателен всем авторам, материалы которых были использованы без изменения и специальной ссылки на авторство.

ТЕМА 1. ФОРМА, РАЗМЕРЫ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

1.1. Характеристика планет Солнечной системы

Земля – одна из планет Солнечной системы, входящей в свою очередь в Галактику (Млечный Путь). Рождение Земли и ее последующая история тесно связаны с развитием Солнечной системы. Наша Галактика представляет собой плоское дискообразное скопление звезд, космической пыли и разреженного газа. Эта гигантская линза имеет высокую плотность вещества в центральной части – там больше звезд, а к краям плотность материи уменьшается, появляются спиральные ветви (рис. 1.1). Диаметр Галактики равен 100 тыс., а толщина – 10 тыс. световых лет.

Солнечная система располагается на расстоянии $2/3$ радиуса от центра Галактики в одной из ветвей спирали. Она движется по галактической орбите со скоростью около 200 км/с, совершая полный оборот за 270 млн лет. Солнечная система состоит из Солнца, девяти планет, их спутников, а также пояса астероидов, движущихся в плоскости вращения Солнца как общая взаимосвязанная система. Солнце – это шар раскаленных газов с температурой наружной части около 6 000 °С и внутренней – 20–30 млн градусов. В центральных частях Солнца водород превращается в гелий с выделением нейтрино и большого количества энергии. В Солнце сосредоточена основная масса (99,86 %) Солнечной системы, радиус которой около 6 млрд км.

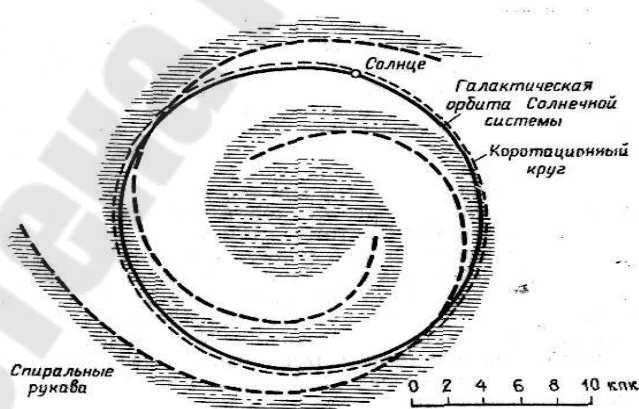


Рис. 1.1. Спиральные рукава Галактики и положение Солнечной системы

Планеты Солнечной системы разделяются на две группы, разграниченные поясом астероидов, расположенным между Марсом и Юпитером. Ближе к Солнцу – планеты земной группы: Меркурий,

Венера, Земля с Луной и Марс; за поясом астероидов – группа Юпитера: Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон (рис. 1.2). Характерной особенностью Солнечной системы является сосредоточение 0,99 момента количества движения в планетах, масса которых всего 0,001 общей массы Солнечной системы (табл. 1.1).

Ниже приводится характеристика планет земной группы, как наиболее изученных и обладающих параметрами, близкими к параметрам Земли.

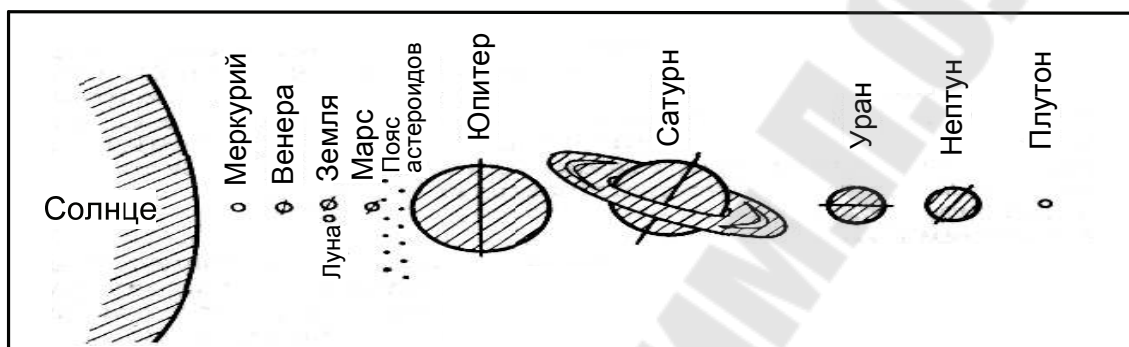


Рис. 1.2. Относительные размеры Солнца и планет

Таблица 1.1

Физические параметры тел Солнечной системы

Объект	$M/M_{Зем}$	$R/R_{Зем}$	σ , г/см ³	g , м/с ²	Магнит- ное поле, Эрстед	Коли- чество спутни- ков	Период враще- ния	Момент количе- ства движения
Солнце	99,9 %	–	–	–	–	–	–	0,01
Меркурий	0,055	0,38	5,44	3,7	0,03	–	59 сут	0,99
Венера	0,82	0,95	5,25	8,87	0,25	–	243 сут обратн.	
Земля	1,0	1,0	5,52	9,8	0,5	1,0	1,0 сут	
Марс	0,107	0,53	3,94	3,73	0,07	2	1,03 сут	
Юпитер	318	11,2	1,33	23	660	16	10 час	
Сатурн	95	9,4	0,7	9,1	370	17	9,1 час	
Уран	15	4,1	1,26	7,8	32	5	15 час	
Нептун	17	3,9	1,67	11	30	2	18 час	
Плутон	0,1?	0,2	4,9?	–	–	1	–	

Рельеф и поверхностные образования планет земной группы – результат взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов.

Значение экзогенных факторов определяется атмосферой, гидросферой и биосферой. Наличие на Венере и Марсе атмосферы является причиной образования осадочных пород и формирования особенности рельефа этих планет. Наличие у Земли атмосферы и гидросферы, а также биосферы ставят ее в особое положение среди планет и обуславливают широкое развитие осадочных пород.

Роль экзогенных факторов на Луне и Меркурии минимальна. Огромные площади здесь заняты магматическими породами. Особенности поверхности этих тел определяются эндогенными факторами и воздействием метеоритов. Поверхность тел покрыта *реголитом*. Реголит – результат мощной метеоритной бомбардировки. Сильные удары о поверхность планет сопровождались частичным плавлением пород. Ультрафиолетовое облучение и солнечный ветер (поток электронов и протонов) обусловили разрушение структуры минералов. В результате грунт планет представляет обломки пород от пылеватых частиц до глыб в несколько метров в поперечнике.

Главным признаком тектонической активности планет являются *вулканические процессы*, наиболее ярко проявившиеся на ранних этапах их развития. Вулканические процессы начались с излияния лав трещинного типа на континентах, а затем мощные проявления вулканизма захватили океанические и морские депрессии. Следы вулканической деятельности говорят о длительности и чрезвычайном многообразии вулканических процессов на Луне, Марсе, Меркурии и Венере. Высота гиганта Олимпа, крупного вулкана Марса, достигает 28 км при поперечнике 600 км. Кальдера его имеет диаметр 65 км. Вулканические процессы Земли проявлялись на протяжении всей истории развития и в настоящее время.

Тектоника планет земной группы характеризуется тектонической асимметрией, связанной с особенностями строения и мощностью коры и мантии, разрывными нарушениями, сейсмичностью.

Фактов асимметрии в строении Земли много – это распределении площади континентов и океанов; впадина Тихого океана, занимающая 1/3 площади планеты; смещение центра тяжести Земли от геометрического центра на 400 км; несовпадение географических и магнитных полюсов и др.

Луна также представлена двумя различными сегментами: полушарие, обращенное к Земле, сложено преимущественно лунными морями,

а противоположное – областями с многочисленными кратерами. Области лунных впадин занимают около 1/3 поверхности планетного тела, опущены они до глубины порядка 4 км и обрамлены кордильерами. Возраст молодых базальтов, слагающих моря, – 3–4 млрд лет, что свидетельствует о раннем заложении тектонической асимметрии на Луне.

Северное полушарие Марса занято Великой океанической равниной, южное сложено более древней поверхностью с кратерами.

Тектоническая асимметрия Меркурия обусловлена депрессией, достигающей в поперечнике 1300 км и занимающей примерно 1/3 всей площади планеты. Она (как на Луне и Земле) обрамлена концентрическими поднятиями – кордильерами.

Планеты земной группы характеризуются рядом *сходных особенностей строения*, их тектоническое развитие протекало по близким схемам. Использование сравнительного планетологического метода позволяет реконструировать события становления первичной коры планет. Для Земли это задача трудная, так как поздние геологические процессы изменили изначальный облик планеты и не удалось восстановить события в первый миллиард лет ее жизни.

На Луне, Марсе, Меркурии, Земле и Венере обнаружены метеоритные кратеры диаметром от десятков до сотен километров. Кинетическая энергия удара очень велика. При резком торможении метеоритного тела происходят испарение и плавление вещества, как метеорита, так и поверхности планетного тела. Планеты малого размера не способны удержать продукты взрыва на своей поверхности и поэтому не могли продолжать свой рост. Так, Луна и Меркурий теряют газообразные компоненты, но сохраняют на своей поверхности конденсаты тугоплавких соединений. Земля и Венера удерживают летучие соединения и формируют из них оболочки, окружающие планету. Догеологический этап планет характеризуется мощным притоком вещества и энергии из всепланетного пространства.

Геологический этап планет начался с формирования материков и океанических впадин, окруженных кордильерами и ступенчатыми блоковыми деформациями (как на Марсе). Формирование океанических впадин сопровождается заполнением их лавами и возникновением крупных разрывных нарушений.

На изученных планетах обнаружены разрывные нарушения. Среди них выделяются трещины растяжения, развитие которых привело к формированию рифтовых зон на Марсе, Венере и Земле. Проявление складчатости на Земле связано с наличием мощной осадоч-

ной оболочки. Линейные системы складок на Венере сравнимы с подвижными складчатыми поясами Земли. На Венере выявлены структуры «паркета» подобно докембрийским структурам нашей планеты.

Длительность и активность геологических процессов во многом определяются размером планетного тела. Меркурий и Луна прекратили свою тектоническую деятельность около 3 млрд лет назад. На Марсе еще остались признаки тектонической активности. Земля и Венера продолжают быть активными и сегодня.

Все планеты земной группы имеют концентрически-сферическое внутреннее строение и состоят из коры (континентальной и океанической), мантии и ядра. Степень развития этих оболочек различная. Во внутреннем строении всех планет земной группы обнаружены неравномерности распределения плотности внутри мантии. Более плотные массы получили название масконов. Масконы влияют на смещение центра тяжести планет и несовпадение его с геометрическим центром, что приводит к колебаниям оси вращения планет. Для Земли центр тяжести смещен в сторону Тихого океана от геометрического центра на 400 км.

1.2. Форма, размеры и внутреннее строение Земли

Первые представления о формах и размерах Земли появились в глубокой древности. Античные мыслители (Пифагор – V в. до н. э., Аристотель – III в. до н. э. и др.) высказывали мысль, что наша планета имеет шарообразную форму.

Геодезические и астрономические исследования последующих столетий дали возможность судить о действительной форме Земли и ее размерах. Формирование Земли происходило под действием двух сил – силы взаимного притяжения частиц ее массы и центробежной силы, обусловленной вращением планеты вокруг своей оси. Равнодействующей обеих названных сил является сила тяжести, выражаемая в ускорении, которое приобретает каждое тело, находящееся у поверхности Земли. Под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и, следовательно, ее форма представляет *эллипсоид вращения*, или *сфероид*. Степень сжатия зависит от угловой скорости вращения и прочности земного вещества. Разница полярного и экваториального радиусов Земли составляет 21 км. Отношение длин полуосей эллипсоида определяет сжатие Земли. Земля несимметрична по отношению к экватору: южный полюс

расположен ближе к экватору, чем северный. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом. В связи с расчленением рельефа (наличием гор и впадин) действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Наиболее высокая точка на Земле – гора Джомолунгма в Гималаях – достигает высоты 8 848 м. Наибольшая глубина океана 11 034 м обнаружена в Марианской впадине. Таким образом, максимальная амплитуда рельефа земной поверхности составляет около 20 км.

Фигуру Земли назвали геоидом, что дословно обозначает «землеподобный». *Геоид* – воображаемая уровненная поверхность, которая определяется тем, что направление силы тяжести к ней всюду перпендикулярно. Эта поверхность совпадает с уровнем воды в Мировом океане, который мысленно проводится под континентами. Это та поверхность, от которой производится отсчет высот рельефа. Поверхность геоида приближается к поверхности трехосного эллипсоида, отклоняясь от него местами на величину 100–150 м (повышаясь на материках и понижаясь на океанах) (рис. 1.3).

В настоящее время за фигуру Земли при расчетах принимается *эллипсоид Красовского*. По этим данным экваториальный радиус Земли равен 6 378,245 км, полярный радиус – 6 356,863 км, полярное сжатие – $1/298,25$. Объем Земли составляет $1,083 \cdot 10^{12}$ км³, а масса – $6 \cdot 10^{27}$ г. Ускорение силы тяжести на полюсе 983, на экваторе 978 см/с². Площадь поверхности Земли около 510 млн км², из которых 70,8 % – Мировой океан и 29,2 % – суша. В распределении океанов и материков наблюдается асимметрия. В Северном полушарии это соотношение составляет 61 и 39 %, в Южном – 81 и 19 %.

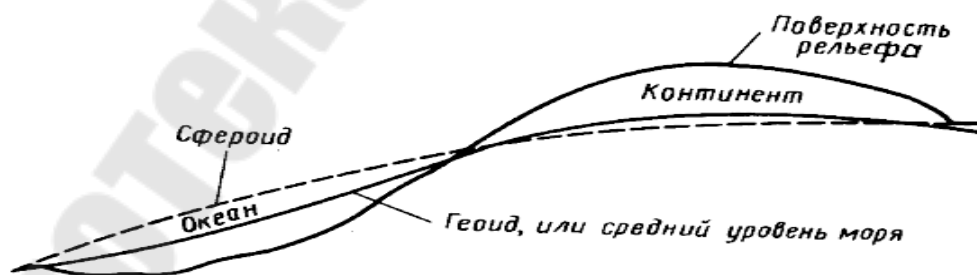


Рис. 1.3. Поверхности рельефа, сфероида и геоида Земли

Изучение внутреннего строения Земли производится различными геологическими и геофизическими методами. Геологические методы основаны на изучении естественных обнажений горных пород, разрезов шахт и рудников, кернов глубоких буровых скважин. Глуби-

на скважин достигает 7,5–9,5 км, и только одна скважина на Кольском полуострове достигла глубины 12,5 км. В вулканических областях по продуктам извержения вулканов можно судить о составе вещества на глубинах 50–100 км. В целом же глубинное внутреннее строение Земли изучается главным образом геофизическими методами: сейсмическими, гравиметрическими, магнитометрическими и др. Наиболее информативными оказались данные использования сейсмических волн землетрясений. Гипоцентры землетрясений располагаются на глубинах от 10 до 720 км. Наиболее глубокие гипоцентры прослежены в разломных зонах по окраинам Тихого океана. Возникающие в очаге *сейсмические волны* просвечивают Землю и дают представление о той среде, через которую они проходят (рис. 1.4).

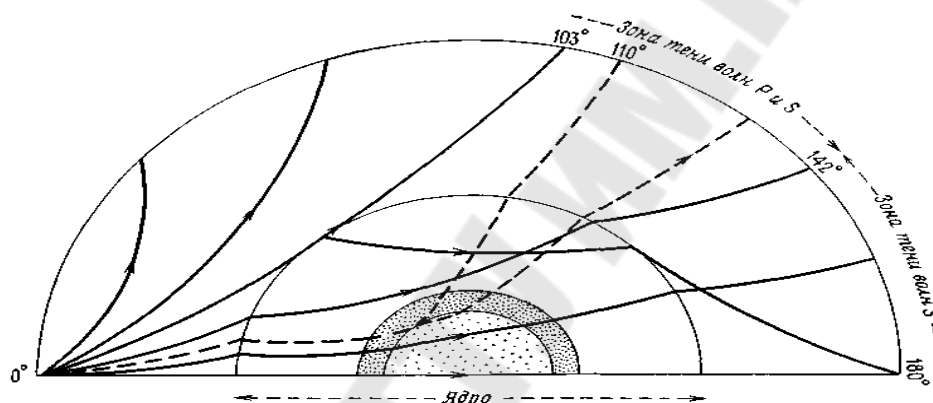


Рис. 1.4. Пути продольных *P*-волн, проходящих через Землю. Показана зона тени волн *P* и *S*. Пунктиром изображены слабые волны *P* в зоне тени, свидетельство наличия внутреннего ядра с большой скоростью волн

В очаге землетрясения возникают два главных типа волн:

- 1) самые быстрые *продольные P-волны*;
- 2) более медленные *поперечные S-волны*.

Соотношение скоростей продольных и поперечных волн равно корню квадратному из трех. При распространении *P*-волн горные породы испытывают сжатие и растяжение (смещение частиц среды вдоль направления волны). *P*-волны проходят в твердых и жидких телах земных недр. Поперечные *S*-волны (колебания частиц перпендикулярны направлению распространения волны) распространяются только в твердых телах. Регистрация прихода сейсмических волн производится на сейсмических станциях, расположенных по всему земному шару. Изучение времени прихода волн к сейсмостанциям позволяет судить о скорости распространения колебаний на разных глу-

бинах, поскольку к более отдаленным станциям приходят волны, прошедшие через более глубокие слои Земли. Время прихода волн зависит от расстояния до источника и скорости сейсмических волн.

Выделено несколько границ первого порядка, в которых скорость сейсмических волн резко изменяется. Земная кора отделяется от верхней мантии резкой граничной скоростью для продольных волн от 7,0 до 13,6 км/с. Мохоровичич при изучении балканских землетрясений впервые установил наличие этого раздела, носящего теперь его имя и принятого за нижнюю границу земной коры. Эту границу сокращенно называют границей Мохо или М.

Второй резкий раздел совпадает с переходом от нижней мантии к внешнему ядру, где наблюдается скачкообразное падение скорости продольных волн с 13,6 до 8,1 км/с, а поперечные волны гасятся. Внезапное резкое уменьшение скорости продольных волн и исчезновение поперечных волн во внешнем ядре свидетельствуют о необычном состоянии вещества, отличающемся от твердой мантии. Эта граница названа именем Гутенберга.

Третий раздел совпадает с границей внешнего и внутреннего ядра Земли, где скорость продольных волн увеличивается, и появляются поперечные волны. Такая сейсмическая характеристика внутреннего ядра обусловлена его твердым состоянием.

Изменения скорости сейсмических волн с глубиной показывают на неоднородность и расслоенность Земли (рис. 1.5). Выделяют три главные зоны Земли: земная кора, мантия и ядро.



Рис. 1.5. Внутренние оболочки Земли

Земная кора, слой **A** – верхняя оболочка Земли, мощность которой изменяется от 6–7 км под глубокими частями океанов до 35–40 км под равнинными платформенными территориями континентов, до 50–75 км под горными сооружениями (Гималаями, Памиром).

Мантия Земли до глубин 2 900 км. Мантия составляет 83 % объема и 68 % массы Земли. По распределению сейсмических скоростей мантию подразделяют на три зоны: верхнюю – на глубинах до 420 км, переходный слой – 420–1 050 км и нижнюю – 1 050–2 900 км. В верхней и нижней мантии низкие плотностные градиенты, в переходной зоне – более высокие. Предположение о составе мантии дают метеориты, вулканические базальты, кимберлитовые трубки, офиолиты, выведенные на поверхность Земли в результате надвиговых движений. Мантия Земли состоит из ультрабазитов. То есть с глубиной уменьшается кислотность пород. Важнейшими минералами в этих породах являются оливин, пироксен, амфибол.

Верхняя мантия (слой **B**, до 420 км). Верхняя мантия состоит из железисто-магнезиальных силикатов, представленных минералами оливином и пироксеном. С ней связаны процессы вулканизма, землетрясений, тектонических подвижек. Перидотитовый состав верхней мантии лучше удовлетворяет имеющимся физическим условиям. Частичное плавление перидотита превращает вещество мантии в базальт. Температура плавления перидотита понижается присутствием воды. Вода в породах мантии может появиться из водосодержащих минералов роговой обманки и флогопита, присутствующих в мантии. На глубине 200 км происходит превращение пироксена в гранат, что дает увеличение плотности вещества на 3–4 % и отмечается увеличением скорости продольных волн и плотности от 3,3 до 3,4 г/см³ (рис. 1.6).

Непосредственно ниже границы Мохо располагается высокоскоростной твердый 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, что свидетельствует о своеобразном состоянии вещества. Этот слой менее вязкий, более пластичный по отношению к выше и ниже расположенным слоям, называют *астеносферой* (астенос – слабый) или волноводом. Именно с этим слоем связывают горизонтальные движения литосферных плит. По-видимому, под влиянием нарастания температуры часть мантийного вещества (около 1 %) плавится, возможно, образуются жидкие пленки

вокруг твердых зерен породы или просто капли жидкости, в результате уменьшается вязкость.

Глубина залегания астеносферного слоя неодинакова под океанами и континентами. Обнаружено, что под рифтами срединно-океанических хребтов астеносферный слой местами находится на глубине 2–3 км от поверхности дна. На щитах, где древние кристаллические породы выходят непосредственно на поверхность астеносферный слой определяется на глубинах 200–250 км. Это свидетельствует о явлении *изостазии* – состоянии равновесия масс земной коры и мантии. Известно, что Канадский и Балтийский древние щиты платформы подвергались мощным четвертичным оледенениям. Под влиянием ледниковой нагрузки эти части континентов прогибались, как это наблюдается сейчас в Антарктиде и Гренландии. После таяния ледников и снятия нагрузки за относительно небольшой срок произошел быстрый подъем – выравнивание нарушенного равновесия.

Учитывая эндогенную активность литосферы и верхней мантии, введено обобщающее понятие *тектоносферы*. Это понятие объединяет земную кору и верхнюю мантию до глубин около 700 км (где зафиксированы наиболее глубокие очаги землетрясений).

Переходная зона мантии (слой **C**, 400–1050 км). Переходной слой мантии имеет плотность 4,68 г/см³, скорость упругих волн 9–11,4 км/с. На скоростном разрезе выделены три скачка скорости – 400, 650, 1050 км. Они соответствуют изменениям плотностного разреза. Зона представляет область образования фазы высокого давления силикатных минералов. Фазовые превращения включают изменения структуры и плотности без изменения химического состава. Глубина 400 км при давлении 110–130 кбар соответствует границе фазового перехода оливина в шпинель. Здесь же происходит и превращение пироксена в гранат. Процессы превращения сопровождаются изменением объема на 6–9 %. На глубине 650 км происходит перестройка структуры шпинели, граната, пироксена. Повышение плотности за счет этих процессов составляет 9–10 %. При фазовых переходах происходят изменения объема вещества: переход пироксен-гранат – уменьшение объема на 7,8 %, гранат-ильменит – 8 %, ильменит-пироксен – 6,9 %.

Нижняя мантия (слой **D**, 1050–2900 км) – имеет однородный состав с плотностью вещества от 4,6 до 9,4 г/см³ и скоростями продольных волн – 11,4–13,6 км/с, скорость поперечных волн падает.

Ядро Земли, подразделяется на внешнее ядро – слой **E** в пределах глубин 2 900–5 000 км; и внутреннее – слой **G** до 6 970 км. Ядро составляет 16,2 % объема и 32 % массы Земли.

Внешнее ядро имеет скорость сейсмических волн 8,1–10,4 км/с. Сквозь внешнее ядро не проходят поперечные волны, что говорит о его жидком состоянии. Плотность вещества изменяется от границы мантии 9,9 г/см³ до внутреннего ядра 12,2 г/см³. При давлении 1,4 Мбар (граница ядро-мантия) чистое железо имеет плотность 10,6 г/см³, значит, во внешнем ядре железо должно быть разбавлено более легкими элементами. Наиболее вероятными являются кремний и сера. Хорошее совпадение дает сплав железа – 90 %, кремния – 10 % или серы 10–15 %. Минимально возможная температура у границы ядро-мантия – 1 800 °С, максимальная – 3 900 °С.

Внутреннее ядро находится в твердом состоянии. Оно составляет 1,7 % массы Земли. Плотность внутреннего ядра принимают 12,6–18 г/см³. Эти значения при давлении 3,6 Мбар могут быть получены только при смеси железа с никелем. Одно железо не может приобрести такую плотность. Свойства внутреннего земного ядра соответствуют свойствам смеси 10 % никеля и 90 % железа. При этом оба элемента обладают при высоких температурах и давлениях полной эквивалентностью свойств в кристаллических решетках. Для внутреннего ядра максимальная температура внешней границы – 4 400 °С, минимальная – 2 340 °С. Потеря энергии в связи с конвекционными течениями привела к остыванию ядра и его росту. Предполагают, что рост ядра продолжается и будет идти до 10 % массы Земли.

1.3. Термодинамическое состояние Земли

Плотность. Средняя плотность Земли составляет 5,52 г/см³. Горные породы земной коры отличаются малой плотностью. В осадочных породах плотность около 2,4–2,5 г/см³, в гранитах и большинстве метаморфических пород – 2,7–2,8 г/см³, в основных магматических породах – 2,9–3,0 г/см³. Средняя плотность земной коры принимается около 2,8 г/см³. Сопоставление средней плотности земной коры с плотностью Земли указывает на то, что во внутренних оболочках – мантии и ядре плотность должна быть значительно выше. В кровле верхней мантии плотность пород составляет 3,3–3,4 г/см³, у нижней границы нижней мантии (глубина 2 900 км) – примерно 5,5–5,7 г/см³, ниже границы Гутенберга (верхняя граница внешнего ядра) – 9,7–10,0 г/см³, затем повышается до 11,0–11,5 г/см³, увеличиваясь во внутреннем ядре до 12,5–13,0 г/см³ (рис. 1.7).

Давление. Давление на различных глубинах Земли определяется в соответствии с указанными плотностями и непрерывно повышается, достигая в центре Земли $361 \cdot 10^3$ МПа (рис. 1.7).

Ускорение силы тяжести. Исследования силы тяжести на дневной поверхности выявили гравиметрические аномалии – области значительного увеличения или уменьшения силы тяжести. Увеличение силы тяжести связано с присутствием внутри Земли более плотного вещества, уменьшение указывает на меньшую плотность. На поверхности Земли ускорение силы тяжести в среднем составляет 982 см/с^2 (при 983 см/с^2 – на полюсе и 978 см/с^2 – на экваторе), что обусловлено влиянием центробежной силы (рис. 1.6).

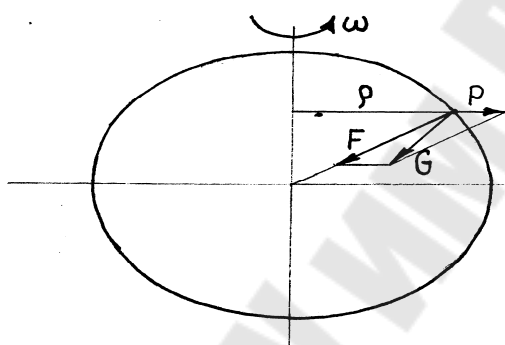


Рис. 1.6. Составляющие силы тяжести Земли:

ω – угловая скорость вращения; ρ – радиус вращения;
 P – центробежная сила; F – сила взаимного притяжения; G – сила тяжести

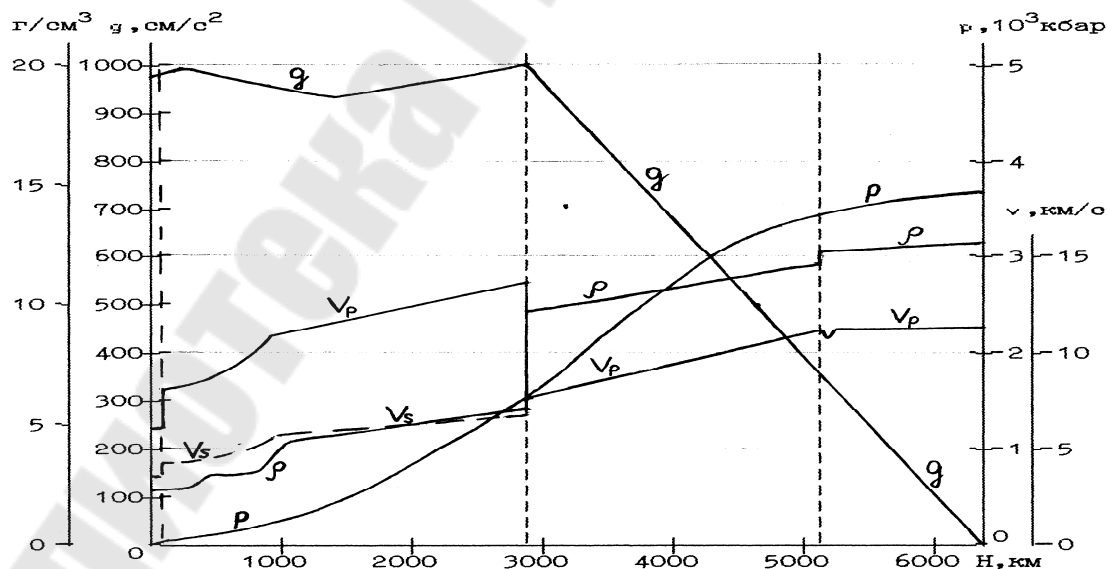


Рис. 1.7. Графики изменения физических параметров Земли с глубиной:

g – ускорение силы тяжести; V_p – скорость продольных волн;
 V_s – скорость поперечных волн; ρ – плотность; P – давление

Максимальное значение ускорения силы тяжести достигает в основании нижней мантии у границы с внешним ядром $1\ 037\ \text{см/с}^2$. В пределах ядра Земли ускорение силы тяжести начинает значительно уменьшаться, доходя в центре до нуля.

Тепловой режим Земли определяется излучением Солнца и теплом, выделяемым внутриземными источниками. Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но значительная часть ее отражается обратно в мировое пространство. Количество получаемого и отраженного Землей солнечного тепла неодинаково для различных широт. Среднегодовая температура отдельных пунктов в каждом полушарии уменьшается от экватора к полюсам. Ниже поверхности Земли влияние солнечного тепла резко снижается, в результате чего на небольшой глубине располагается *пояс постоянной температуры*, равной среднегодовой температуре данной местности. Глубина расположения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от первых метров до 20–30 м. Ниже пояса постоянных температур основное значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Установлено, что происходит постоянное увеличение температуры с глубиной, связанное с тепловым потоком из внутренних частей Земли. Средняя величина теплового потока принимается $1,4\text{--}1,5\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. Наблюдается значительная изменчивость теплового потока в различных структурных зонах.

Наименьшие значения теплового потока отмечены в районе древних кристаллических щитов (Балтийском, Украинском, Канадском) и равны в среднем $0,85\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с} \pm 10\ \%$. В равнинных платформенных областях тепловой поток находится в интервале $1,0\text{--}1,2\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ и только на отдельных поднятиях увеличивается до $1,3\text{--}1,4\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. В палеозойских орогенических областях, таких как Урал, Аппалачи, интенсивность потока поднимается до $1,5\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$.

В молодых горных сооружениях (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань) тепловые потоки отличаются большим разнообразием. Например, в Карпатах и прилегающих частях внутренних прогибов тепловой поток в среднем составляет $1,95\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$, а в Предкарпатском прогибе – $1,18\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. В складчатом сооружении Большого Кавказа единичные определения дали значения теплового потока – $3,0\text{--}4,0\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. Высокие тепловые потоки наблюдаются в областях современного вулканизма, около $3,6\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. В пределах значительных пространств ложа Мирового океана величина теплового потока находится в пределах $1,1\text{--}1,2\ \text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$, что сопоставимо

с данными по платформенным частям континентов. Высокие тепловые потоки связаны с *рифтовыми долинами* срединно-океанских хребтов – 1,8–2 мккал/см²·с, иногда увеличиваются до 6,7–8,0 мккал/см²·с. Разнообразие приведенных величин теплового потока связано с неоднородными тектономагматическими процессами в различных зонах Земли.

Кроме Солнечного тепла источником внутренней тепловой энергии является радиогенное тепло, связанное с распадом долгоживущих радиоактивных элементов ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th, ⁴⁰K, ⁸⁷Rb. Периоды полураспада этих изотопов соизмеримы с возрастом Земли. В начальные этапы развития Земли поставщиками тепла являлись и короткоживущие радиоактивные изотопы, такие как Al, Si и др.

На этапе формирования Земли источником тепловой энергии являлась *гравитационная дифференциация* вещества.

Значительным источником внутреннего тепла является *приливное трение*, возникающее при замедлении вращения Земли из-за взаимодействия с Луной и в меньшей степени с Солнцем.

Температура внутри Земли. Определение температуры в оболочках Земли основывается на косвенных данных. Наиболее достоверные температурные данные относятся к самой верхней части земной коры, вскрываемой шахтами и буровыми скважинами до максимальных глубин – 12,5 км (Кольская скважина). Прирост температуры на 100 м углубления от зоны постоянных температур называют *геотермическим градиентом*, а глубину в метрах, на протяжении которой температура увеличивается на 1 °С, называют *геотермической ступенью*. Геотермический градиент и ступень изменяются в зависимости от геологических условий, эндогенной активности в различных районах, неоднородной теплопроводности горных пород. Пределы колебаний отличаются более чем в 25 раз. Например: два резко различных градиента: 1) 150 °С на 1 км в штате Орегон (США); 2,6 °С на 1 км в Южной Африке. Соответственно этим геотермическим градиентам изменяется и геотермическая ступень от 6,67 м в первом случае до 167 м – во втором. Наиболее часто встречаемые колебания градиента в пределах 2–5 °С/100 м, а геотермической ступени – 15–45 м. Средний геотермический градиент принимается 30 °С на 1 км.

Средний геотермический градиент изменяется с глубиной, поэтому на глубине 100 км температура не 3 000 °С, а около 1 500 °С. Именно на этих глубинах периодически зарождаются магматические

очаги, из которых изливается на поверхность лава, имеющая максимальную температуру 1 500 °С. При более высоких температурах породы мантии были бы полностью расплавлены, что противоречит свободному прохождению поперечных сейсмических волн. Таким образом, постоянный геотермический градиент прослеживается лишь до некоторой относительно небольшой глубины от поверхности. Это можно видеть на примере изменения температуры с глубиной по Кольской скважине, расположенной в пределах устойчивого кристаллического щита платформы. При заложении скважины рассчитывали на геотермический градиент 10 °С на 1 км. Однако такой градиент был только до глубины 3 км, а далее он стал увеличиваться в 1,5–2,0 раза. На глубине 7 км температура была 120 °С, на 10 км – 180 °С, на 12 км – 220 °С. В Припятском прогибе температура на глубине 5 000 м в северо-восточной зоне равна 100 и более градусов.

Температура в глубоких зонах мантии и ядра Земли определена с учетом лабораторных данных о фазовых переходах вещества. Реперная температура на глубине 400 км соответствует первой зоне фазовых переходов оливина в шпинель. Расчетная температура здесь около 1 600±50 °С. Вопрос о распределении температур в мантии и ядре Земли окончательно не решен, поэтому высказываются различные представления. Предполагают, что температура в ядре Земли находится в пределах 4 000–5 000 °С.

1.4. Магнитные и электрические поля Земли

Магнитное поле Земли. Земля – это гигантский магнит, силовые линии которого выходят из северного магнитного полюса (расположен в Антарктиде, море Дюрвиля) и замыкаются на южном магнитном полюсе (Канадский архипелаг, о-ва Королевы Елизаветы). Геомагнитное поле с точностью до 25 % соответствует полю однородно намагниченного шара. Вектор напряженности магнитного поля на полюсах вертикален: нет горизонтальной составляющей ($H = 0$), а на экваторе – горизонтален, очень мала вертикальная составляющая ($Z = \min$). Она обусловлена намагниченностью пород земной коры. В других пунктах земного шара вектор напряженности наклонен к дневной поверхности (рис. 1.8). Геомагнитное поле дипольное, магнитные полюса Земли не совпадают с географическими. Между осью земного магнитного диполя и осью вращения Земли образуется угол около 11,5°, называемый *магнитным склонением*. Ось магнитного диполя не проходит через географический центр Земли, а смещена на 400 км в сторону Тихого океана.

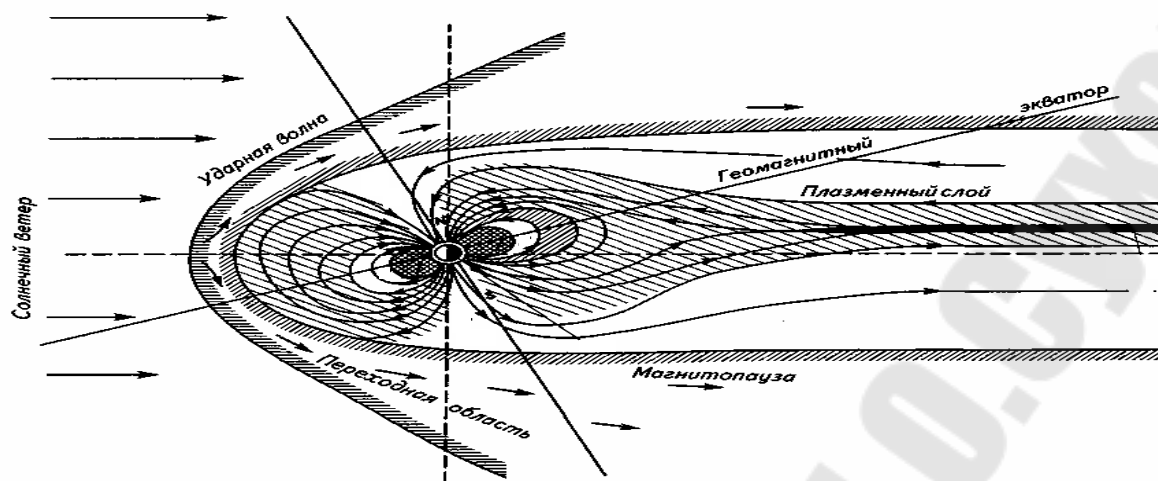


Рис. 1.8. Деформация магнитного поля Земли солнечным ветром

Источники магнитного поля Земли разделяются на внутренние и внешние. Внутренний источник магнитного поля находится в ядре Земли. На это поле накладывается фон от намагниченности горных пород земной коры и солнечного ветра. Картина изолиний магнитного поля смещается в западном направлении с угловой скоростью $0,2^\circ$ в год (30 км) и может совершать оборот вокруг земной оси за период около 1 800 лет. Это аномальное явление связано с различной угловой скоростью вращения ядра и мантии Земли. Величина земного магнитного поля со времени Гаусса непрерывно уменьшается на $0,05\%$ в год и при сохранении такой тенденции исчезновение поля может произойти через 2000 лет. Но такое заключение некорректно, так как скорость изменения поля и его знак могут с течением времени варьировать, что подтверждается палеомагнитными исследованиями. Периоды вековых изменений поля: 360, 600, 1 200, 1 800, 4 000, 8 000 лет. Установлено, что магнитное поле Земли в течение геологического времени неоднократно инверсировало.

На Земле определены районы с максимальными значениями напряженности магнитного поля $0,6-0,7$ Э: в Канаде, Антарктиде, между Енисеем и Леной. Имеются области низких значений напряженности поля $0,25$ Э на южной оконечности Южной Америки.

Полюса магнитного поля Земли подвижны (дрейфуют) и смещаются на большие расстояния (до 100 км) даже в течение суток, описывая спиралевидную кривую. На постоянное магнитное поле Земли накладываются переменные составляющие, обусловленные солнечно-лунными возмущениями (солнечным ветром). Солнечные вспышки, обуславливающие солнечный ветер, происходят с ярко вы-

раженной периодичностью в 11 лет. Отмечены следующие годы минимальной и максимальной солнечной активности:

min – 1843, 1855, 1867, 1878, 1888, 1901, 1912, 1923, 1934, 1945, 1956, 1967, 1978, 1989, 2000, 2011 гг.;

max – 1836, 1847, 1859, 1871, 1884, 1893, 1906, 1917, 1928, 1939, 1950, 1961, 1972, 1983, 1994, 2005, 2016 гг.

В периоды максимальной солнечной активности магнитное поле Земли осложняется значительными по напряженности вариациями поля, вызывающими полярные сияния. Такой характер магнитного поля носит название магнитных бурь.

Природа геомагнетизма. Первые представления о равномерно намагниченных породах земного шара, создающих дипольное магнитное поле, сменялись более обоснованными теориями. В настоящее время хорошо разработана теория гидромагнитного динамо. Основная идея теории – создание магнитного поля в ядре как в динамомашине с самовозбуждением. Важным фактором для такого механизма является разная угловая скорость вращения ядра и мантии, вследствие воздействия приливных сил.

В жидком ядре Земли происходят конвекционные движения. Возникновение конвекционных движений обусловлено дифференциацией вещества. Более тяжелые фракции двигаются к внутреннему ядру, легкие – к мантии.

Анализ магнитных полей планет. Космические тела характеризуются как наличием, так и отсутствием дипольного магнитного поля. Так, напряженность магнитного поля Солнца составляет 1–2 Э, хотя отдельные пятна имеют поле в 20 Э.

Максимальным магнитным полем обладает Юпитер, имеющий большую массу; минимальным полем – Луна, Марс, Меркурий. Образование Солнечной системы происходило в единый временной период, можно предположить наличие связи магнитного поля планет с термодинамическим состоянием их недр. Однако каждая из планет находится на своем временном этапе развития, поэтому у одних планет наблюдается максимальное дипольное поле, у других – его отсутствие, третьих – значительная остаточная намагниченность пород и отсутствие значительного дипольного поля.

Оси магнитного поля планет и Солнца не совпадают с их осями вращения. Солнце за 11 лет с 1976 по 1987 годы сменило ось магнитного поля на 90°. Вероятно, общее магнитное поле космических тел является результатом сложения двух и более внутренних источников.

Намагниченность лунных пород свидетельствует о том, что она обладала более сильным магнитным полем, чем наблюдаемое сейчас. Нет закономерной связи между массой планеты, наличием спутников и наличием у нее дипольного поля. Это не дает возможности гипотезу самовозбуждающегося динамо считать достаточно доказанной.

Намагниченность земной коры. Породы земной коры вносят свой вклад в магнитное поле Земли. Глубина залегания нижней границы земной коры превышает точку Кюри (450–775 °С), при которой исчезают магнитные свойства пород. Породы мантии и ядра не обладают магнитным полем. При образовании горных пород в процессе метаморфизации или при остывании и дифференциации расплавленного вещества, поступающего в земную кору и осадочный покров, происходит намагничивание минералов под действием существующего поля. В океанической коре магнитные аномалии обусловлены изменением намагниченности платобазальтового слоя.

Магнитное поле древних отложений, созданное в момент образования породы, несет информацию о величине напряженности магнитного поля и его полярности. Это дает возможность по палеомагнитным данным реконструировать магнитное поле Земли древних геологических эпох. Было установлено положение древних магнитных полюсов и их перемещение. Сопоставляя координаты полюса, определенные по породам каждого континента в единую геологическую эпоху, получили разное положение полюса для Американского, Евро-Азиатского, Австралийского континентов и Антарктиды. Можно расположить континенты на поверхности Земли таким образом, чтобы на данную геологическую эпоху их вектора магнитного поля показывали направление на единую точку полюса. Это позволяет реконструировать древнее взаимное положение континентов. Так был определен древний единый континент Пангея.

Палеомагнитные данные показали изменения напряженности поля во времени и его неоднократную инверсию. Анализ магнитного поля пород океанического дна выявил специфический характер поля (рис. 1.9). Рифтовые зоны океанов характеризуются полосовидными аномалиями магнитного поля, симметрично протягивающимися параллельно оси рифта по обе его стороны. Породы фундамента «записали» состояние земного магнитного поля на момент образования соответствующей полосы фундамента. Инверсия магнитного поля Земли породила полосовой характер аномалий.

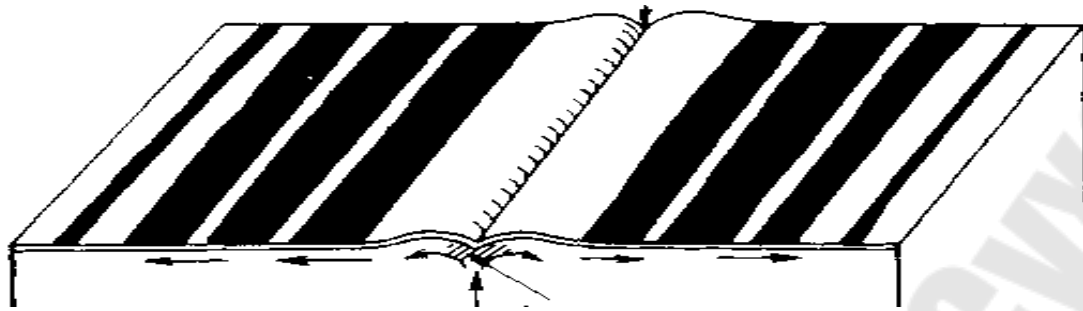


Рис. 1.9. Схема формирования магнитных аномалий океанического дна

Полосовой характер магнитного поля океанического дна вместе с данными возраста пород дает ценный материал реконструкции скорости раскрытия океанов, позволяет находить древние захороненные остатки палеоокеанов.

Магнитное поле континентальной коры не имеет полосового характера. В нем отражаются особенности континентального тектонического строения земной коры и образования месторождений. Обнаруживаются крупные аномалии поля над железорудными месторождениями. Курская магнитная аномалия представляет две полосы намагниченных пород шириной 25–30 км и протяженностью 400–600 км с напряженностью поля 1–2 Э, сильнее земного магнитного поля. Ориентация стрелки компаса в пределах аномалии может быть восточная, западная и даже южная.

Магнитные полюса Земли. Направление на магнитный полюс Земли достаточно устойчиво определяется в точках наблюдений на поверхности Земли, расположенных вдали от магнитных полюсов. Однако чем ближе приближаемся к магнитному полюсу, тем менее уверенно определяется его местонахождение. Место, где полный вектор магнитного поля T равен вертикальной составляющей Z , а горизонтальная составляющая H равна нулю, оказывается многозначно. Это не одна какая-то точка, а значительная область, растянутая на тысячи километров. Каждая из наблюдательных станций, находящихся близко от полюса, дает свои координаты полюса, не совпадающие с данными других станций. Помимо этого, каждая из станций показывает значительный дрейф магнитного полюса даже в течение суток.

В обычном понятии магнитного полюса смешивается несколько понятий: палеомагнитный полюс, виртуальный магнитный полюс (ВМП), истинный магнитный полюс, геомагнитный полюс.

Виртуальный магнитный полюс – это место пересечения оси дипольного земного магнитного поля с дневной поверхностью.

Истинный магнитный полюс – это место дневной поверхности, где магнитная стрелка располагается вертикально, нет горизонтальной составляющей.

Геомагнитный полюс – это среднее значение виртуального магнитного полюса на данную эпоху.

Палеомагнитный полюс – это среднее положение магнитного полюса за длительный интервал времени 10^4 – 10^9 лет. Направление на палеомагнитный полюс определяется по образцам горных пород соответствующего геологического времени. Пересечение направлений на палеомагнитный полюс, полученных в разных точках земной коры, дает местонахождение палеомагнитного полюса.

Магнитные полюса Земли не совпадают с географическими, они дрейфуют вблизи географических полюсов по сложным линиям. Считают, что путь дрейфа южного магнитного полюса проходит от Канадской к Восточносибирской магнитной аномалии (рис. 1.10). В настоящее время наблюдается скорость дрейфа 8 км/год, и за 150 лет наблюдений произошло смещение магнитного полюса на 10 градусов. Расстояние от южного магнитного полюса до географического составляет 16 000 км. Восточно-Сибирская магнитная аномалия совпадает с аномалией теплового потока и гравитационной.

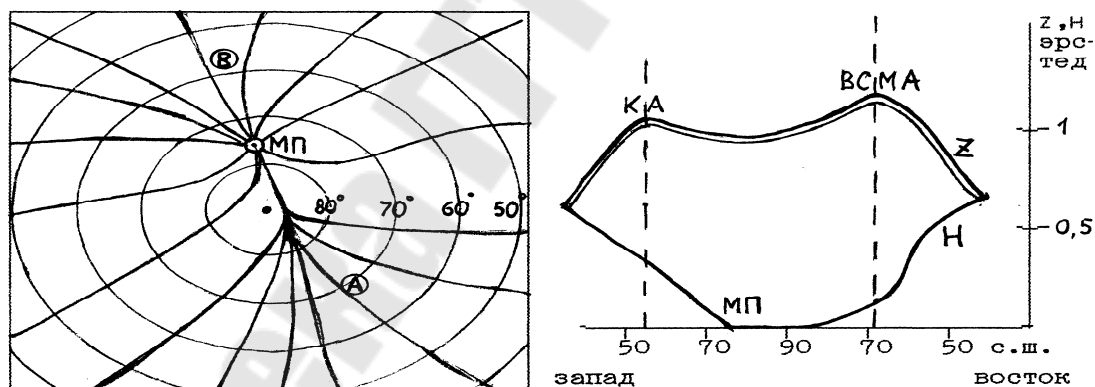


Рис. 1.10. Положение магнитного полюса Земли (МП), Восточно-Сибирской (А), Канадской (В) аномалий

Северный магнитный полюс находится вблизи берегов Антарктиды в море Дюрвиля в 2 550 км от южного географического полюса в сторону Австралии. Он так же дрейфует. Компоненты дрейфа северного и южного полюсов и скорости их дрейфа не синхронны. Это означает, что дрейф полюсов определяется не изменением оси дипольного поля, а влиянием местных аномалий, меняющих свои параметры во времени.

Электрическое поле Земли. Электрическое поле Земли имеет стационарную постоянную составляющую, на которую накладывается переменное электрическое поле, вызванное воздействием солнечного ветра на магнитосферу, создавая магнитно-теллурическое поле. То, что Земля обладает региональным электрическим полем подтверждается наблюдениями его в атмосфере. Среднее нормальное электрическое поле атмосферы составляет минус 100–130 В/м и с высотой резко убывает, а электрический заряд Земли равен $5,7 \times 10^{10}$ Кл. Землю и ионосферные проводящие слои можно считать гигантским конденсатором, между обкладками которого находится атмосфера. Между ионосферой и поверхностью Земли (80 км) развивается потенциал величиной до 200 кВ. Так как атмосфера проводит электрический ток, в направлении к поверхности Земли постоянно течет ток силой 10^{-12} А/м². Суммарный ток утечки для всей Земли составит $(1-1,5)10^3$ А. Такой ток в течение нескольких минут полностью смог бы разрядить Землю, однако этого не наблюдается, заряд Земли практически постоянен. Электрическое поле Земли является ее глобальной характеристикой, такой же, как гравитационное, тепловое, магнитное поля. Частицы солнечного ветра, захваченного магнитным полем Земли, движутся по магнитным силовым линиям к полюсам. Плотность потока непрерывно возрастает, создавая свечение атмосферы в высоких широтах (полярные сияния).

Помимо постоянного планетарного электрического поля Земли в ней возбуждаются другие электрические поля: электротеллурические, токи грозových разрядов, окислительно-восстановительные, фильтрационные, блуждающие.

Электротеллурические поля обусловлены лунно-солнечной активностью, солнечным ветром. Изменение магнитного поля Земли под его воздействием приводит к наведению в Земле электрического тока, изменяющего свою величину и направление, с периодами от долей секунд до часов.

Наличие промышленных объектов, линий электропередач, связи, радиоволн, электротранспорта приводит к утечке электрического тока через изоляцию, проникновение его в Землю и движение в сторону источника тока. Такие токи называют блуждающими. Они приводят к разрушению металлических конструкций, их быстрой коррозии (нефте- и газопроводы, теплотрассы, водоснабжение, канализация и т. д.). Срок службы металлических конструкций сокращается в десятки раз. Чтобы предотвратить это явление строят специальные ка-

тодные станции защиты, где вырабатывается постоянный электрический ток, катод установки соединяют с охраняемой конструкцией.

Таким образом, электрическое поле в Земле – это не случайность, а закономерное явление, которое необходимо изучать, использовать или уменьшать его негативные проявления.

Новая гипотеза магнитоэлектрического поля Земли. Основываясь на гипотезе «горячего» образования Земли, предполагают быстрое гравитационное сжатие Земли, коллапс, с дальнейшей пульсацией внутри ядра и перетоком вещества между внутренним и внешним ядром, наращивание его толщины и расширение Земли. Земля пульсирующе расширяется.

В области фазового перехода «жидкое – твердое ядро» происходит разделение зарядов. Внешнее ядро заряжается отрицательно, внутреннее – положительно. Процессы, происходящие в ядре, генерируют электрическое поле и поддерживают его постоянным, отрицательным для внешнего ядра, мантии, земной коры и атмосферы. Генерация электрического поля приводит к поддержанию магнитного поля Земли. Особенности рельефа границы двойного электрического слоя в области фазового перехода обуславливают региональные магнитные аномалии, регистрируемые на поверхности Земли: Восточно-Сибирскую, Северо-Канадскую, Южно-Американскую, Южно-Африканскую. В этих аномалиях магнитное поле постоянно изменяется примерно на 100 нТл/год. Кроме положительных магнитных аномалий отмечаются и отрицательные: Бразильская, Цейлонская. Эти аномалии имеют глубинный источник. Их также нельзя объяснить с позиций гипотезы гидромагнитного динамо. Обращает на себя внимание приуроченность северных и южных аномалий близко к расположению магнитных полюсов, достаточная симметричность аномалий и невозможность определения реальных магнитных полюсов как точек. Эти факты не укладываются в гипотезу единого дипольного магнитного поля. Более реально сложение в единое магнитное поле Земли нескольких источников поля.

Инверсия магнитного поля составляет период 10^3 – 10^4 лет и связана с режимом фазового перехода в ядре от сжатия к расширению. Инверсия магнитных полюсов происходит не за счет блуждания их по поверхности Земли, а в связи с их исчезновением и возникновением новой полярности. С позиций рассматриваемой гипотезы магнитного поля Земли объясняется отсутствие дипольного магнитного поля Луны и наличие значительной остаточной намагниченности ее пород. На

Луне существовало магнитное поле, но остывание планеты привело к исчезновению дифференциации вещества внутри планеты и прекращению разделения зарядов.

Земля – одна из девяти планет Солнечной системы. Планеты подразделяются на планеты Земной группы и группы Юпитера. Планеты Земной группы имеют значительно меньшие размеры, но большую плотность. Они обладают рядом общих форм строения. Все они имеют сферически-концентрические оболочки, асимметрию расположения коры континентального и океанического типа, вулканическую деятельность в прошлом и многие в настоящее время, поверхность планет испещрена кольцевыми структурами вулканического и метеоритного происхождения. Многие планеты имеют разрывные и блоково-ступенчатые структуры.

Фигуру Земли называют геоидом. В результате центробежной силы Земля сплюснута у полюсов, полярный радиус меньше экваториального на 21 км. В строении Земли выделяют три главные области: земная кора; мантия: верхняя до глубины 900 км, нижняя до глубины 2 900 км; ядро Земли: внешнее до глубины 5 120 км, внутреннее до глубины 6 371 км. Внешнее ядро – жидкое, внутреннее – твердое.

В пределах мантии происходит последовательная смена основных минеральных фаз и плотности упаковки в них на различных глубинах. Ядро состоит из никелистого железа с присутствием серы.

Земная кора и верхняя часть мантии до глубин 80–150 км находится в твердом состоянии и называется литосферой. До глубин около 400 км располагается астеносфера.

Внутреннее тепло Земли связано с распадом радиоактивных элементов – урана, тория, калия, рубидия и др. и с превращением приливной энергии Луны и Солнца в тепловую энергию. Средняя величина теплового потока составляет $1,4–1,5$ мккал/см² · с. Температура в ядре Земли – в пределах 3 600 °С.

Земля обладает дипольным магнитным полем, меняющим свои параметры и полюса (инвертирует). Магнитные полюса Земли не совпадают с географическими.

ТЕМА 2. ЗЕМНАЯ КОРА. ЕЕ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ

Средний химический состав Земли. Для суждения о химическом составе Земли привлекаются данные о метеоритах, представляющих собой наиболее вероятные образцы протопланетного материала, из

которого сформировались планеты земной группы и астероиды. К настоящему времени хорошо изучены выпавшие на Землю в разные времена и в разных местах метеориты. По составу выделяют три типа метеоритов: *железные*, состоящие главным образом из никелистого железа (90–91 % Fe); *железокаменные*, состоящие из железа и силикатных минералов; *каменные*, состоящие из железисто-магнезиальных силикатов и включений никелистого железа.

Наибольшее распространение имеют каменные метеориты – около 92,7 % всех находок, железокаменные 1,3 % и железные 5,6 %. Каменные метеориты подразделяют на две группы: хондриты, структура которых представлена мелкими округлыми зернами – хондрами (90 %); ахондриты, не содержащие хондр. Состав каменных метеоритов близок к ультраосновным магматическим породам. В них около 12 % железоникелевой фазы.

На основании анализа состава различных метеоритов, а также полученных экспериментальных геохимических и геофизических данных, дается современная оценка элементного состава Земли. Повышенное распространение относится к четырем важнейшим элементам – O, Fe, Si, Mg, составляющим свыше 91 %. В группу менее распространенных элементов входят Ni, S, Ca, Al. Остальные элементы периодической системы Менделеева по общему распространению имеют второстепенное значение.

В земной коре существенно увеличивается содержание O, Al, Si и значительно уменьшается содержание Fe, Mg.

2.1. Вещественный состав земной коры

Земную кору – верхнюю твердую оболочку Земли составляют различные генетические типы горных пород (магматические, осадочные и метаморфические), состоящие из определенного сочетания минералов, в состав которых входят различные химические элементы.

Элементный состав земной коры. В земной коре самым распространенным элементом является **кислород** – 46,6 % массы и 91,77 % объема. Элементы, %: O – 46,6; Si – 27,7; Al – 8,1; Fe – 5,5; Ca – 3,6. Эти элементы составляют 91 %. Na, K, Mg – от 2,1 до 3,8 % (рис. 2.1).

В кислородный каркас вкраплены порообразующие элементы: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K. Энергетические связи кислорода с металлами определяют ведущую геохимическую роль кислорода. Водород является вторым элементом, определяющим важнейшие геохимические процессы земной коры, хотя составляет 0,15 % веса земной ко-

ры. В земной коре присутствуют все химические элементы. Константа распространенности элемента в земной коре в весе, процентах в отношении всей суммы вещества, носит название **Кларка**.

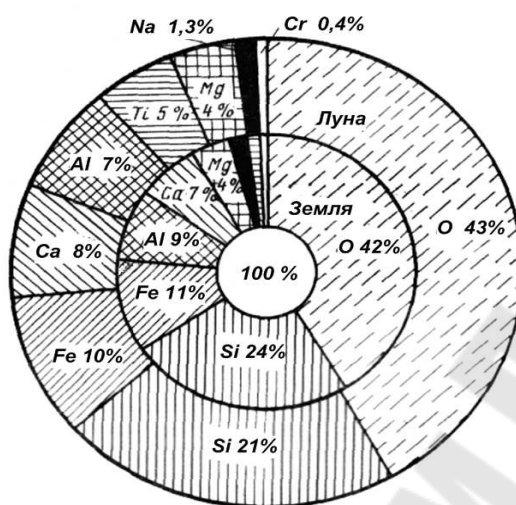


Рис. 2.1. Элементный состав земных и лунных пород

Минералы – природные химические соединения или самородные элементы, возникшие в результате физико-химических процессов, протекающих в земной коре. Процессы образования минералов подразделяются на экзогенные (приповерхностные) и эндогенные (магматические и метаморфические).

Магматическое минералообразование происходит при остывании магматического расплава. Горячие водные растворы и газы, выделяющиеся из магмы, взаимодействуют с окружающей средой и приводят к образованию минералов.

Метаморфическое минералообразование происходит в веществе под влиянием высоких температур и давления в связи с погружением осадочных пород или их контакта с магматическим высокотемпературным веществом.

Вблизи поверхности Земли образование минералов происходит при участии воды, кислорода, углекислоты и жизнедеятельности организмов. В связи с выветриванием пород, их механическим и химическим разрушением, переотложением протекают химические процессы, приводящие к образованию новых минералов.

Минералы по своей структуре подразделяются на минералы с **кристаллической решеткой** и **аморфные**. Различие заключается в том, что в кристаллическом теле частицы (ионы, атомы) располагаются в строгом порядке, который определяется его кристаллической решеткой (рис. 2.2).

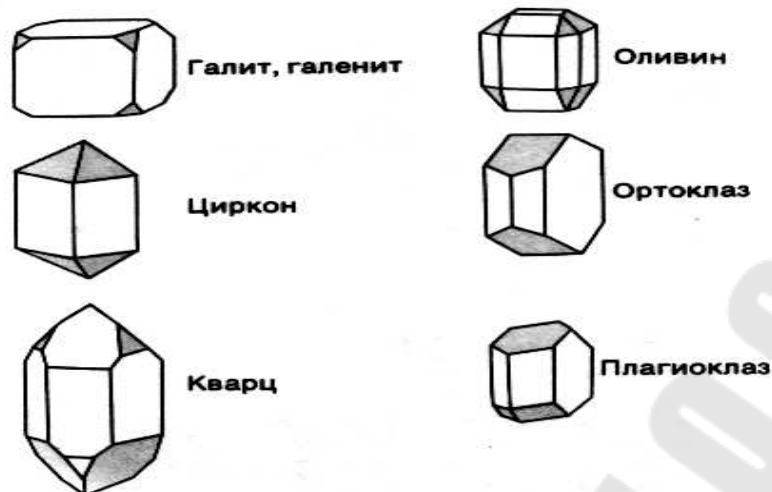


Рис. 2.2. Кристаллы некоторых простых форм сингоний

В аморфном веществе закономерное расположение частиц отсутствует. С внутренним строением минералов связано такое свойство, как *анизотропность* и *изотропность*. Свойства анизотропного минерала в разных направлениях различны, т. к. различны силы сцепления между молекулами (слюда, графит). Свойства изотропных минералов одинаковы во всех направлениях (алмаз).

Каждый минерал обладает определенным набором *физических свойств*, по которым его можно определить: плотность, цвет, прозрачность, блеск, характер поверхности излома, спайность, твердость. Некоторые минералы обладают характерными, присущими только им, *особыми свойствами*. Так, галит соленый на вкус, сильвин горький, магнетит обладает магнитными свойствами, исландский шпат дает двойное лучепреломление, ряд минералов обладают люминесценцией, переливом цвета, поляризацией и т. п.

Плотность. Плотность минералов меняется от $0,8 \text{ г/см}^3$ у кристаллических углеводородов до $22,7 \text{ г/см}^3$ у осмистого иридия. Плотность возрастает с ростом компактности кристаллической структуры минерала и увеличением атомного номера химического элемента.

Цвет минерала. Окраска минерала определяется его химическим составом, структурой, примесями. Один и тот же минерал может иметь разную окраску, которая обусловлена содержанием в нем различных примесей в небольшом количестве. Важным диагностическим признаком является *цвет минерала в порошке* или *цвет его черты*, оставленной на поверхности неглазированной фарфоровой пластинки. Он может отличаться от цвета самого минерала. Например, цвет пирита (FeS_2) золотисто-желтый, а цвет черты – черный.

Прозрачность. Способность минерала пропускать свет. Выделяют прозрачные, полупрозрачные, непрозрачные, просвечивающие в тонкой пластине минералы.

Блеск. Это результат отражения света от поверхности минерала. По блеску минералы подразделяются на две группы: с металлическим и неметаллическим блеском. Металлическим блеском обладают самородные металлы, окислы железа, сульфиды. Среди неметаллического блеска выделяют металлоидный, алмазный, стеклянный, жирный, перламутровый, шелковистый, восковый, матовый. Так, перламутровый блеск можно наблюдать у гипса, слюды, металлоидный – у графита, стеклянный – у горного хрусталя, галита.

Излом – характеризует поверхность, по которой раскалывается минерал: раковистый (напоминает поверхность раковины), неровный (неопределенная поверхность), зернистый, др.

Спайность – способность кристаллических минералов раскалываться по ровным поверхностям. Степени спайности: весьма совершенная (минерал легко расщепляется на пластины), совершенная (при ударе раскалывается по плоскостям спайности), средняя (при ударе с одинаковой частотой раскалывается по плоскостям спайности и с образованием неровных изломов), несовершенная (на фоне неровного излома образуются сколы по плоскостям), весьма несовершенная (всегда образуется раковистый или неровный излом). Например, слюды обладают весьма совершенной спайностью, т. к. расщепляются на пластины. Весьма несовершенную спайность имеет кварц.

В зависимости от изотропии или анизотропии минерала он может обладать спайностью только в одном или в двух, трех и более направлениях. При этом плоскости, по которым раскалывается минерал, могут располагаться под разным углом. Не следует путать плоскости спайности с гранями кристаллов.

Твердость – способность противостоять внешнему механическому воздействию. Определяют твердость одного минерала относительно другого. Существует шкала относительной твердости Мооса. Твердость самого мягкого минерала (талька) равна 1, а самого твердого (алмаза) – 10. Твердость других минералом определяется путем сравнения с твердостью эталонных минералов (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Шкала твердости Мооса

Название минерала	Химическая формула	Твердость
Тальк	$Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$	1
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2

Название минерала	Химическая формула	Твердость
Кальцит	CaCO_3	3
Флюорит	CaF_2	4
Апатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$	5
Ортоклаз	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	6
Кварц	SiO_2	7
Топаз	$\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2[\text{SiO}_4]$	8
Корунд	Al_2O_3	9
Алмаз	C	10

По химическому составу минералы подразделяют на классы:

- *Самородные элементы*: алмаз, графит, сера, золото, серебро, платина.
- *Сульфиды* (сернистые соединения металлов): галенит – PbS , халькопирит – CuFeS_2 , пирит – FeS_2 , киноварь – HgS .
- *Галоиды* (соли хлористо-, бромисто-, йодисто-, фтористоводородных кислот): галит – NaCl , сильвин – KCl , флюорит – CaF_2 .
- *Окислы и гидроокислы*: (соединения с кислородом и гидроксильной группой OH) кварц – SiO_2 , корунд – Al_2O_3 , гематит – Fe_2O_3 , магнетит – $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, лимонит – $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.
- *Карбонаты* (соли угольной кислоты): кальцит – CaCO_3 , доломит – $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, сидерит – FeCO_3 .
- *Сульфаты и фосфаты* (соли серной и фосфорной кислот): гипс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, апатит – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{Fe}, \text{Cl})$.
- *Силикаты* (в основе структуры этих минералов лежит кремнекислородный тетраэдр): оливин – $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$, каолинит – $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, тальк – $(\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}])$, асбест, слюды, полевые шпаты и др. Включает около трети всех известных минералов.
- *Органические соединения* (углеводородные соединения): нефть, газ, озокерит, асфальт, янтарь.

Самыми распространенными являются минералы класса силикатов и окислов, гидроокислов.

Из более чем 2500 минералов только около 25 широко распространены и играют основную роль в составе горных пород. Такие минералы называют *породообразующими*.

Горные породы – это естественные минеральные агрегаты, сформировавшиеся в результате геологических процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел.

Все горные породы земной коры по происхождению делятся на магматические, осадочные и метаморфические. Горные породы могут состоять из одного минерала – *мономинеральные* (мрамор, графит) и нескольких минералов – *полиминеральные* (гранит, базальт). Строение горных пород характеризуется *структурой* и *текстурой*.

Структура определяется состоянием минерального вещества, слагающего породу (кристаллическое, аморфное, обломочное), размером и формой кристаллических зерен или обломков, входящих в ее состав, их взаимоотношениями. Если порода целиком состоит из кристаллических зерен, выделяют *полнокристаллическую структуру*. При резком преобладании нераскристаллизовавшейся массы говорят о *стекловатой* или *аморфной структуре*. Если в стекловатую массу вкраплены кристаллические зерна, структуру называют *порфировой*. Если крупные кристаллические зерна вкраплены также в кристаллическую, но более мелкозернистую массу, структура называется *порфировидной*. Когда порода состоит из каких-либо обломков, говорят об *обломочной структуре*.

Кристаллическая и обломочная структуры подразделяются по величине зерен и обломков. Среди кристаллических структур выделяют *крупнозернистые* с диаметром зерен более 5 мм, *среднезернистые* – от 5 до 2 мм, *мелкозернистые* – менее 2 мм. Когда порода состоит из очень мелких, не различимых глазом кристаллических зерен, ее структура определяется как *скрытокристаллическая*. При одинаковых размерах зерен породы говорят о *равномерно зернистой структуре*, в противном случае – о *неравномерно зернистой*.

Под *текстурой* понимают сложение породы, т. е. расположение в пространстве слагающих ее частиц (кристаллических зерен, обломков и др.). Выделяют *плотную* и *пористую* текстуры, *однородную* или *массивную* и *ориентированную* (*слоистую*, *сланцеватую* и др.).

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют:

- 1) *магматические* или *изверженные* горные породы, связанные с застыванием силикатного расплава – *магмы* и *лавы*;
- 2) *осадочные* горные породы, образующиеся на поверхности в результате деятельности различных экзогенных факторов;
- 3) *метаморфические* горные породы, возникающие при переработке магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давления, а также различных флюидов.

Магматические горные породы – это продукты затвердения магм. Они слагают основную массу земной коры на глубине и около 25 % в приповерхностных условиях. Бывают интрузивными (глубинными) и эффузивными (излившимися). *Интрузивные* породы образуются при медленном остывании магмы на глубине, поэтому имеют полнокристаллическое строение (дуниты, перидотиты, серпентиниты, граниты). *Эффузивные* породы образуются при быстром остывании магмы, излившейся на поверхность, т. е. лавы (туфы, пемза, вулканическое стекло). Происходит неполная кристаллизация вещества или вообще без кристаллизации (базальты, андезиты). При извержении частицы не застывшей лавы могут выбрасываться на поверхность. При осаждении будут образовываться обломочные вулканические породы, которые называются пирокластитами (вулканические туфы).

Главным компонентом магматических горных пород является кремнезем. По содержанию окиси кремния породы делятся на *кислые* (более 65 %), *средние* (65–52 %), *основные* (52–40 %), *ультраосновные* (менее 40 %). По химическому составу магматические горные породы подразделяются на известково-щелочные и щелочные. Во-первых, содержание CaO, Na₂O, K₂O преобладает над Al₂O₃, во-вторых, больше содержание Al₂O₃ и меньше либо отсутствует CaO.

Среди минералов магматических горных пород выделяют первичные и вторичные. *Первичные* образовались непосредственно из магмы, *вторичные* – возникли за счет постмагматических процессов. Первичные минералы делятся на главные и акцессорные (основные и дополнительные). *Главные* минералы это силикаты и алюмосиликаты. *Акцессорные* минералы присутствуют в породах в незначительном количестве, около 5 % объема породы (апатит, магнетит, циркон).

Метаморфические горные породы образованы перекристаллизацией магматических, осадочных и более древних метаморфических пород. Эти изменения происходят под действием высоких температур и давления при взаимодействии пород с газами и растворами. Процессы метаморфизма могут развиваться на огромных площадях (региональный метаморфизм) и могут быть приурочены к контактам осадочных пород с магматическими телами (контактовый метаморфизм). В результате изменяется структура, текстура и минералогический состав. Для метаморфических пород характерна полнокристаллическая структура, сланцеватая, полосчатая или гнейсовая текстура.

Примеры метаморфических пород: гнейсы, сланцы, мрамор.

Осадочные горные породы покрывают около 75 % поверхности Земли. Возникли в результате разрушения магматических и метамор-

фических пород, накопления осадков и дальнейшего их преобразования. Осадочные породы по генезису подразделяют на:

- *обломочные* (результат механического разрушения горной породы и накопления образовавшегося обломочного материала),
- *глинистые* (результат механического и химического разрушения и накопления возникших при этом продуктов),
- *хемогенные (органогенные) и химические* (результат различных химических процессов, выпадения солей из водных растворов, а также результат жизнедеятельности организмов),
- *смешанного происхождения.*

В свою очередь *обломочные* горные породы подразделяются в зависимости от величины обломков на:

- *грубообломочные* (псефитовые), состоящие из обломков диаметром более 2 мм (глыбы, щебень, валуны, гравий, галька и др.);
- *среднеобломочные* или песчаные (псаммитовые), состоящие из обломков диаметром от 2 до 0,1 мм (пески и песчаники);
- *мелкообломочные* или пылеватые (алевритовые), состоящие из обломков диаметром преимущественно от 0,1 до 0,01 мм (лесс, алевриты – рыхлые, алевролиты – цементированные).

В пределах каждой группы выделяют рыхлые породы, в которых обломки ничем не скреплены, и цементированные, в которых обломки скреплены каким-нибудь цементом.

Глинистые породы. Большая часть слагающих зерен – меньше сотой доли миллиметра. На их долю приходится около 40 % осадочных пород. Глинистые минералы образуются в коре выветривания за счет химического выветривания. Среди глинистых минералов выделяют три главные группы: каолинита, монтмориллонита и гидрослюд. По степени уплотнения делятся на собственно глины (размокают в воде) и аргиллиты (не размокают в воде). Главные свойства глин: пластичные, огнеупорные, обладают высокой адсорбцией.

Хемогенные породы образуются в результате выпадения солей из водных растворов: известняки, доломиты, каменные соли, ангидриты, гипс, бокситы, фосфориты, марганцевые и железные руды и др.

Органогенные породы накапливаются в результате отмирания и захоронения животных и растений. Они представлены известняком, писчим мелом, углем, асфальтом, горючими сланцами, нефтью.

Породы смешанного происхождения: образуются за счет различного сочетания всех рассматриваемых выше факторов. Представлены мергелями, песчаными и глинистыми известняками.

Магматические горные породы составляют 95 % общей массы пород земной коры. Они залегают на больших глубинах и только в отдельных районах выходят на дневную поверхность.

2.2. Строение земной коры

В строении земной коры принимают участие все три типа горных пород – магматические, осадочные и метаморфические, залегающие выше границы Мохо. Как в пределах континентов, так и в пределах океанов выделяются подвижные пояса и относительно устойчивые площади земной коры. На континентах к устойчивым площадям относятся обширные равнинные пространства – платформы (Восточно-Европейская, Сибирская). К подвижным поясам относятся такие молодые горные сооружения, как Альпы, Кавказ, Гималаи и др.

Материковые структуры не ограничиваются только континентами, в ряде случаев они протягиваются в океан, образуя подводную окраину материков, состоящую из шельфа, глубиной до 200 м, континентального склона с подножьем до глубин 2 500–3 000 м. В пределах океанов также выделяются стабильные области – океанические платформы, – значительные площади ложа океана – обширные абиссальные (абиссос – бездна) равнины глубиной 4–6 км, и подвижные пояса, к которым относятся срединно-океанические хребты и активные окраины Тихого океана с развитыми окраинными морями (Охотское, Японское и др.), островными дугами (Курильские, Японские и др.) и глубоководными желобами (глубиной 8–10 км и более).

Выделяют два основных типа земной коры:

1) *континентальный* и 2) *океанический*, резко отличающиеся друг от друга строением и мощностью слагающих пород. Дополнительно выделяют два переходных типа: 1) субконтинентальный и 2) субокеанический.

Континентальный тип земной коры (рис. 2.3). Мощность континентальной земной коры изменяется от 35–40 км в пределах платформ до 55–75 км в молодых горных сооружениях. Континентальная кора продолжается и в подводные окраины материков. В области шельфа ее мощность уменьшается до 20–25 км, а на материковом склоне (на глубине около 2,0–2,5 км) выклинивается. Континентальная кора состоит из трех слоев.

Первый слой – самый верхний представлен осадочными горными породами, мощностью от нуля до 10 км в пределах платформ, до 15–20 км в тектонических прогибах горных сооружений. Скорость продольных сейсмических волн (V_p) меньше 5 км/с.

Второй слой – называемый «гранитный», на 50 % сложен гранитами, на 40 % – гнейсами и другими в разной степени метаморфизованными породами. Исходя из этих данных, его часто называют *гранито-гнейсовым* или гранито-метаморфическим. Его средняя мощность составляет 15–20 км (иногда в горных сооружениях до 20–25 км). В пределах платформ располагаются наиболее устойчивые участки – щиты (Балтийский, Украинский), представляющие собой выходы древних кристаллических горных пород.

Скорость сейсмических волн (V_p) – 5,5–6,4 км/с.

Третий слой называется «базальтовым». Однако в нем имеются интрузивные породы типа габбро, а также метаморфические породы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, не исключается наличие и ультраосновных пород. Его мощность изменяется от 15 до 35 км. Скорость распространения волн 6,5–7,4 км/с.

Граница между гранитно-метаморфическим и базальтовым слоями получила название сейсмического раздела *Конрада*. Поверхность Конрада фиксируется лишь в отдельных местах. На этих глубинах возникают ослабленные слои, по которым возможны горизонтальные подвижки вещества. Наблюдаются отдельные линзы в континентальной коре с относительно пониженными скоростями сейсмических волн на глубинах 10–20 км при мощности линз 5–10 км.

Все сказанное свидетельствует о большой сложности строения континентальной земной коры. Достаточно убедительным доказательством этого являются данные, полученные при бурении сверхглубокой Кольской скважины, достигшей глубины свыше 12 км. По предварительным сейсмическим данным в районе заложения скважины граница между «гранитным» и «базальтовым» слоями должна бы быть встречена на глубине около 7 км. В действительности никакого геофизического «базальтового» слоя не оказалось. На этой глубине под метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщей протерозойского возраста были вскрыты породы среднетемпературной стадии метаморфизма, процентное содержание которых увеличивается с глубиной. Причиной изменения скорости сейсмических волн на глубине около 7 км явилось изменение свойств пород, их состава, горизонтальной трещиноватости.

Океанический тип земной коры (рис. 2.3). Океаническая земная кора имеет трехслойное строение при мощности от 5 км в рифтовых зонах до 12–20 км на окраинах океанов. Некоторое увеличение мощности наблюдается под океаническими островами.

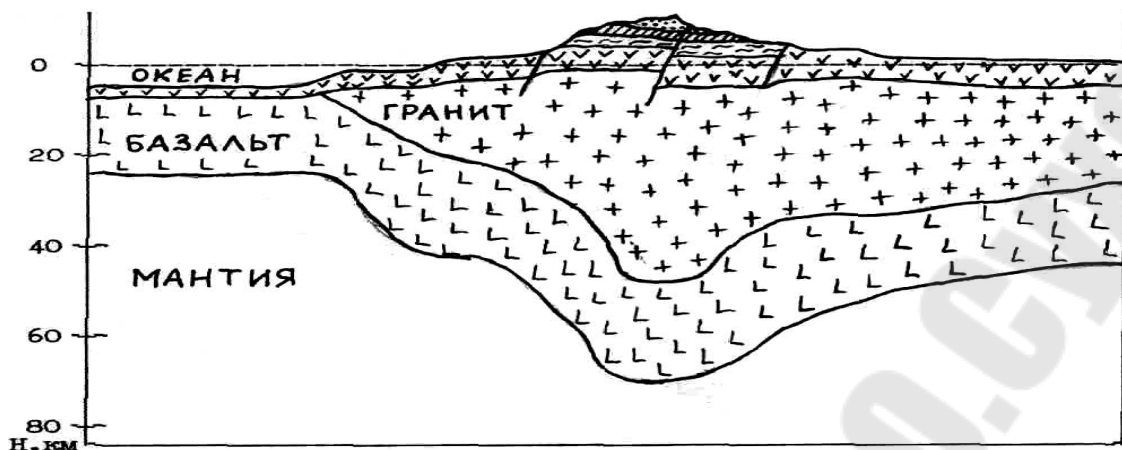


Рис. 2.3. Строение земной коры

1. *Верхний* слой океанской коры – осадочный, состоит из различных осадков, находящихся в рыхлом состоянии. Его мощность увеличивается от нуля в зонах рифтов до нескольких километров у континентов. Так же возраст осадков океана увеличивается от четвертичных отложений в рифтовых зонах до триас-юрских к континентам. Скорость распространения сейсмических волн (V_p) в нем 2,0–2,5 км/с.

2. *Второй* океанический слой (платобазальтовый), располагающийся ниже, сложен преимущественно базальтами с прослоями карбонатных и кремнистых пород. Мощность его от 1,0–1,5 до 2,5–3,0 км. Скорость распространения сейсмических волн (V_p) 3,5–5 км/с.

3. *Третий* «базальтовый» нижний высокоскоростной океанический слой бурением еще не вскрыт. Но по данным драгирования он сложен основными магматическими породами типа габбро с подчиненными ультраосновными породами (серпентинитами, пироксенидами). Его мощность от 3,5 до 5,0 км. Скорость сейсмических волн (V_p) 6,3–6,5 км/с, а местами увеличивается до 7,4 км/с.

Субконтинентальный тип земной коры по строению аналогичен континентальному, но с нечетко выраженной границей Конрада. Этот тип коры связывают с островными дугами и окраинами материков. Здесь выделяется верхний осадочно-вулканогенный слой, протягивающийся вдоль островных дуг. Ниже располагается второй – «гранитный» слой мощностью 5–10 км. Третий – «базальтовый» слой залегает на глубинах 8–15 км и характеризуется изменчивой мощностью – от 14–20 км в ее центральной части, 40 км под островом Итуруп. Эти регионы тектонически и магматически очень активны.

Субокеанский тип земной коры приурочен к котловинным частям окраинных и внутриконтинентальных морей (Охотское, Япон-

ское, Средиземное, Черное и др.). Этот тип близок к океаническому, но отличается повышенной мощностью (4–10 км и больше) осадочного слоя, располагающегося на третьем океаническом слое мощностью 5–10 км. Суммарная мощность земной коры 10–20, местами до 30 км.

Земную кору слагают горные породы, представляющие собой закономерные агрегаты минералов. Последние состоят из различных химических элементов. Химический состав и внутренняя структура минералов зависят от условий их образования и определяют свойства. Строение и минеральный состав горных пород указывают на их происхождение.

Континентальная кора состоит из трех слоев – осадочного, гранитно-гнейсового, базальтового (гранулитобазитового), мощностью от 30–40 до 70–75 км.

Океаническая кора мощностью до 6–15 км имеет трехслойное строение. Под маломощным слоем рыхлых осадков залегает слой, состоящий из переслаивания базальтов и осадков, третий слой (базальтовый) сложен габбро с подчиненными ультрабазитами.

Субконтинентальная кора приурочена к островным дугам, а субокеаническая – к окраинным и внутриконтинентальным морям.

В мантии происходит последовательная смена основных минеральных фаз и плотности упаковки в них на различных глубинах. Ядро состоит из никелистого железа с присутствием серы.

Земная кора и верхняя часть мантии до глубин 80–150 км находится в твердом состоянии и называется литосферой. До глубин около 400 км располагается астеносфера, ниже 400 км до глубины 2 900 км нарастание скорости сейсмических волн свидетельствует о твердом состоянии вещества.

ТЕМА 3. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ

3.1. Элементы залегания горных пород

Первичной формой образования и залегания осадочных пород является *горизонтально* или *почти горизонтально* лежащий слой, так как он формируется в озерах, морях, океанах. *Слой* – это тело горных пород, имеющее один и тот же состав, мощность от сантиметров до нескольких метров и значительную площадь распространения в горизонтальном направлении до сотен метров и километров. Первичное залегание слоев деформируется тектоническими процессами. В одних

случаях слои горных пород испытывают наклон, в других – сминаются в складки без разрыва сплошности, в третьих – разрываются.

В пределах распространения слоя он может изменять мощность, иметь различный угол наклона поверхности (кровли и подошвы). Иногда вместо термина «слой» употребляют термин «пласт», часто под этим термином подразумевают более сложное содержание – систему слоев, объединенных определенным признаком.

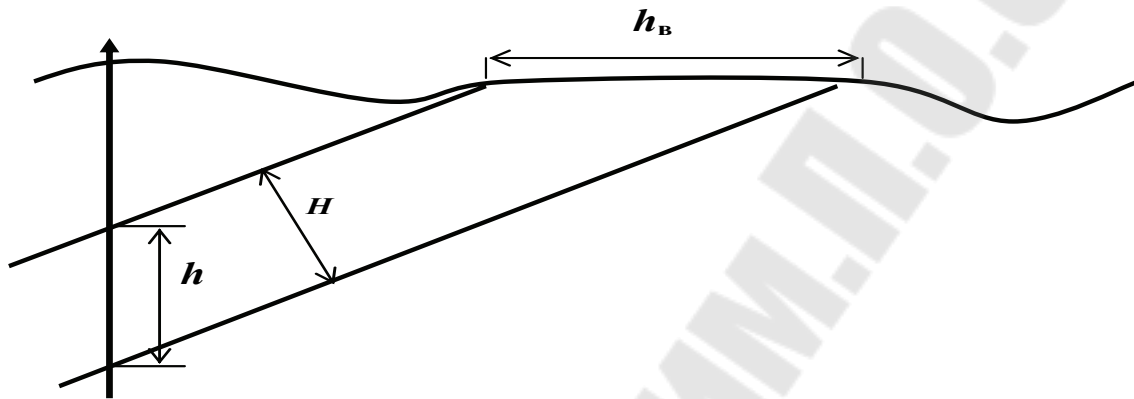


Рис. 3.1. Видимая (h_v), вертикальная (h) и истинная (H) мощности пласта

Нижняя поверхность пласта называется *подошвой*, верхняя – *кровлей*. Каждый пласт характеризуется *мощностью*: *истинной*, *вертикальной*, *горизонтальной* и *видимой* (рис. 3.1). *Истинная* мощность – кратчайшее расстояние между подошвой и кровлей пласта, *вертикальная* и *горизонтальная* – соответственно расстояние, измеренное по вертикали и горизонтали между подошвой и кровлей пласта. *Видимая* мощность – расстояние между плоскостями напластования по видимой плоскости обнажения. Пласт, уменьшающийся по мощности до нуля, выклинивается. Если выклинивание происходит на небольшом расстоянии, то пласт превращается в *линзу*.

3.2. Пликативные дислокации

В результате движения земной коры нарушается первичное залегание слоев. Пликативное залегание слоев говорит о том, что изменение их формы произошло без разрыва сплошности.

Пликативным нарушением является *моноклиналиное*, т. е. наклонное залегание, характеризующееся одинаковым углом и направлением наклона слоев на больших площадях. Данное залегание определяется: *линией простирания* (это линия пересечения поверхности

слоя с горизонтальной поверхностью), *линией падения* (линия, лежащая на поверхности слоя и перпендикулярная к линии простираения), *углом падения* (вертикальный угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость) и *азимутом простираения* (горизонтальный угол между меридианом и линией простираения). Для правильного отображения горизонтов и складок на геологических картах, разрезах, схемах производится измерение доступных элементов горизонтов и складок с использованием специального горного компаса, недоступные для измерения элементы высчитываются.

Складка имеет свои элементы (рис. 3.2). Место перегиба слоев называют *замком* складки или *сводом*, который образуют крылья складки. *Шарнир* – линия, проходящая через точки максимального перегиба слоя в замке складки. *Ядром* складки считается внутренняя ее часть, примыкающая к замку. Поверхность, проходящая через точки перегибов слоев складки, называют *осевой поверхностью*. *Высота* складки – это расстояние, измеренное по вертикали между смежными шарнирами антиклинали и синклинали. *Ширина* складки – расстояние между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей. Угол, образуемый плоскостями, продолжающими крылья складки, называется *углом складки*.

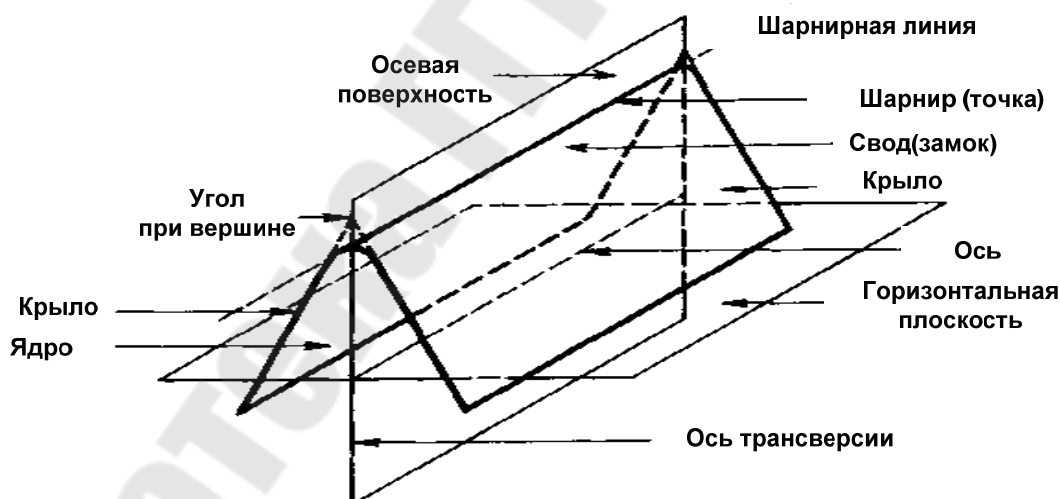


Рис. 3.2. Элементы складки

Если осевая поверхность складки вертикальна, то складка *прямая*, если наклонена или горизонтальная – складка *наклонная* или *лежащая*. Складки могут быть также *ныряющими* (*перевернутыми*) – у них осевая поверхность повернута относительно положения прямой складки на угол, больший 90° .

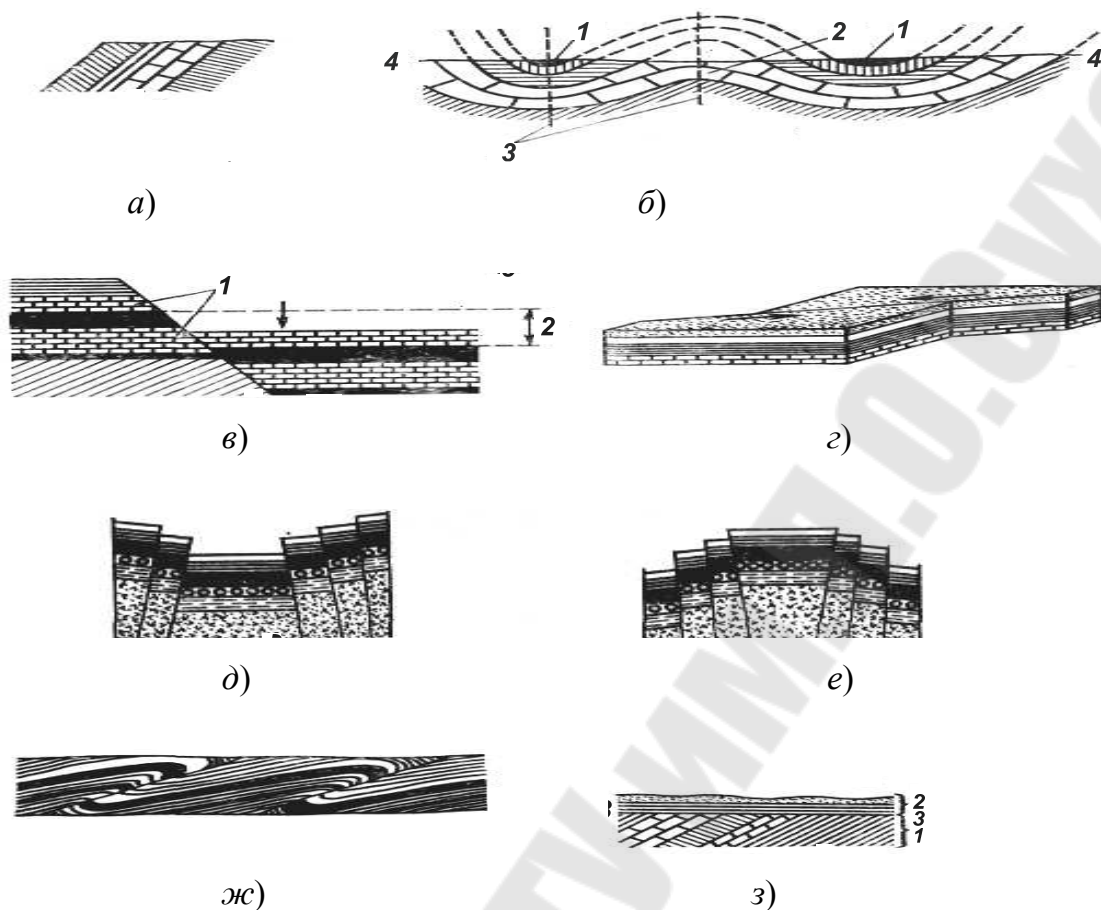


Рис. 3.3. Формы тектонических дислокаций горных пород:
 а – наклонное залегание пластов; б – складка (1 – синклиналь; 2 – антиклиналь); 3 – осевая поверхность складок; 4–4 – поверхность Земли; в – сброс (1 – плоскость сброса; 2 – амплитуда сброса); г – сдвиг; д – грабен; е – горст; ж – надвиг; з – несогласное залегание пластов (3–3 – граница несогласия)

Пликативные дислокации представлены разнообразными складками. Размеры складок варьируют от нескольких сантиметров до тысяч километров. Все складки делятся на *антиклинальные* и *синклинальные* (рис. 3.3). Первые характеризуются изгибом слоев вверх. У них в ядре находятся более древние слои. У *синклинальных* складок изгиб слоев обращен выпуклостью вниз, а в ядре складки находятся более молодые породы. Крупные складки, достигающие в ширину несколько километров и более, имеющие в целом антиклинальное или синклинальное строение и осложненные более мелкими складками, называют *антеклизами*, *антиклинориями* или *синеклизами*, *синклинориями* (рис. 3.4). Складки имеют различные формы, основные из которых антиклиналь, синклиналь, купол, мульда, брахискладка, линейная складка и др.

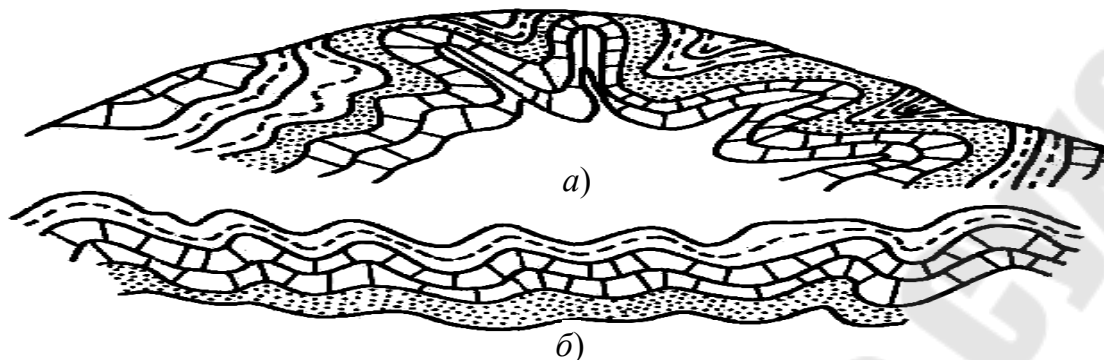


Рис. 3.4. Складчатые формы:
a – антиклинорий; *б* – синклинорий

Куполом называется антиклинальная складка округлой или овальной формы в плане. *Мульда* – такая же по форме, но синклинальная складка.

Брахискладки – антиклинальная или синклинальная складка значительно вытянутой в плане эллипсоидальной формы.

Линейная складка – складка, имеющая значительное простирание по сравнению с ее шириной.

3.3. Дизъюнктивные дислокации

При разрывных нарушениях происходит разрыв сплошности пород с различной величиной смещения одного блока по отношению к другому по горизонтали, вертикали или любому промежуточному направлению. Такие дислокации называются *дизъюнктивными*.

Поверхность, по которой происходит смещение блоков пород, называется *сместителем разрыва*. Различают горизонтальную и вертикальную амплитуды смещения, поднятое и опущенное, лежащее и висячее крылья. Крыло, расположенное над сместителем, называют висячим, под сместителем – лежащим, поверхность разрыва наклонена в сторону опущенных пород.

Горизонтальная и *вертикальная амплитуды нарушения* определяются как проекции истинных амплитуд смещения на соответствующие плоскости.

Истинная амплитуда смещения – это расстояние вдоль сместителя между кровлей или подошвой любого слоя в одном крыле и соответственно в другом смещенном крыле.

Среди множества различных тектонических разрывов выделяют сброс, надвиг, сдвиг, а также их системы горсты и грабены. *Сброс* – тектонический разрыв, при котором лежащее крыло поднято, а вися-

чье опущено (рис. 3.5). Это деформация скалывания в условиях растяжения горизонтов, при этом может образоваться целая система сбросов, которая с ограничением опущенного участка носит название **грабена** (Байкал, Красное море, Припятский прогиб).

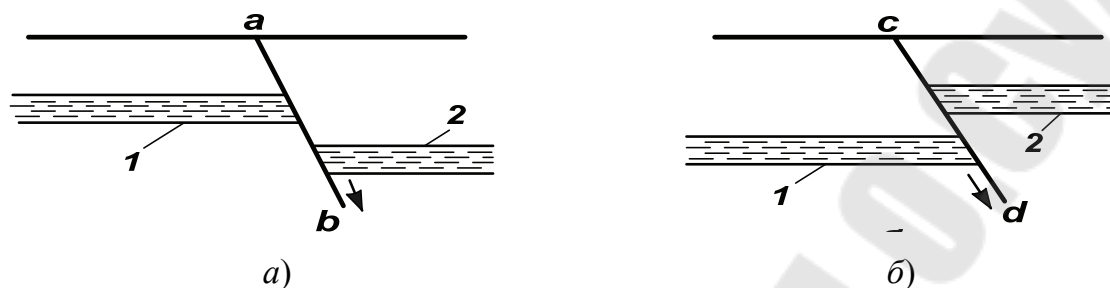


Рис. 3.5. Схемы сброса (а) и взброса (б):
1, 2 – лежачее и висячее крылья; *ab, cd* – сместитель

Взброс – разрыв, при котором лежачее крыло опущено, а висячее поднято. Это деформация сжатия. Если взброс ограничен с двух сторон, то эта система называется *горстом* (рис. 3.3). Горст может образоваться и при системе сбросов, если центральная зона поднята. Взброс, у которого угол наклона сместителя меньше 60° , называется *надвигом* (рис. 3.6).

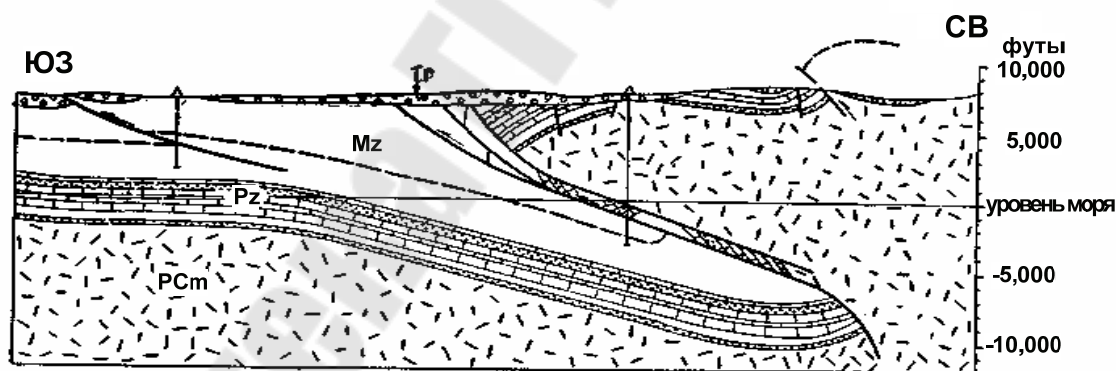


Рис. 3.6. Надвиг во впадине Уинд-Ривер

Сдвиг – тектонический разрыв с перемещением крыльев в горизонтальном направлении вдоль простирания сбрасывателя. Сдвиг происходит без вертикального смещения блоков.

Шарьяж (покров) – разрыв слоя с надвигом и перемещением на значительные расстояния, исчисляемые десятками, сотнями метров и километров. Так Скандинавские каледонские складчатые сооружения надвинуты на метаморфические докембрийские породы Балтий-

ского щита на 150–200 км. Кристаллические породы Аппалачских гор надвинуты на метаморфизованные нижнепалеозойские породы на 200 км.

Обширные тектонические горизонтальные перемещения на многие десятки и сотни километров, чужеродных для данных территорий комплексов горных пород, образующих системы опрокинутых и лежащих складок, были выявлены при проходке туннелей под Альпами. Значительная часть современных Альп сложена тектоническими покровами, осадочные толщи которых не имеют ничего общего с европейскими осадочными толщами соответствующего возраста, но чрезвычайно близки к одновозрастным им толщам Северной Африки.

Многопокровное шарьяжное строение имеют горные системы – Апеннины, Карпаты, Кавказ, Гималаи, Гиндукуш, Кордильеры, Анды.

Глубинные разломы. Глубинные разломы характеризуются большим протяжением, мощностью и длительным развитием, что свидетельствует об их глубоком заложении. Сейсмическими исследованиями было подтверждено, что эти разломы смещают даже поверхность Мохоро, т. е. раздел кора–мантия. Подобные разломы установлены во многих складчатых областях. На поверхности глубинный разлом может иметь ширину в десятки километров и состоять из серии более мелких кулисообразных разломов, между которыми зажаты блоки пород, в нем могут быть конседиментационные впадины, поднятия, мощные зоны брекчирования и т. д.

Разломы глубинного заложения с выполаживающейся с глубиной поверхностью разлома до горизонтальной у границы с мантией носят названия *листрических*. Такие разломы ограничивают рифтовые структуры и осложнены серией более мелких разломов, создавая специфическую рифтовую структуру. Листрическими разломами ограничен Припятский прогиб. Эти разломы протягиваются далее в Днепровско-Донецкую и Прикаспийскую впадины.

3.4. Формы залегания пластов

Залегание пластов осадочной толщи. Геологический разрез представляет собой ритмичное повторение слоев различных пород, сменяющих друг друга. Однако процесс осадконакопления не может являться бесконечно непрерывным. Возникают перерывы в осадконакоплении и поверхность ранее сформировавшихся слоев может быть разрушена, может измениться наклон слоев. Перерывы в осадконакоплении дают *несогласное залегание* пластов. Перерывы осадконакоп-

ления во времени, но с соблюдением субпараллельности углов залегания пластов называют *стратиграфическим параллельным несогласием* (рис. 3.7). При различии углов залегания горизонтов несогласие называют *угловым*. Несогласованное залегание пластов может носить локальный характер в результате изменения местных условий. Общая трансгрессия (наступление) или регрессия (отступление) моря приводит к изменению условий осадконакопления на обширной территории, существенно изменяя обстановку осадконакопления. Например, терригенные осадки (песок, глина, галька и т. д.) сменяются хемогенными осадками (солями, доломитами, известняками).

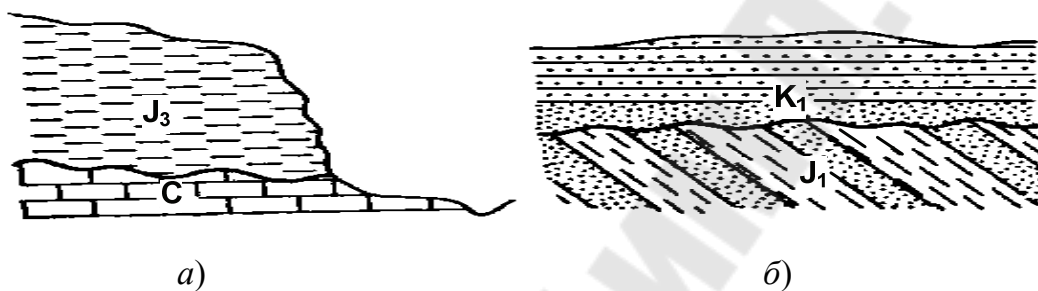


Рис. 3.7. Несогласия различного типа:
a – параллельное; *б* – угловое;
 волнистая линия – поверхность несогласия

В разрезах также наблюдается *выклинивание* пластов, т. е. изменение их мощности до нуля. Например, накопление осадочной толщи в морских бассейнах происходит с постоянным уменьшением мощности терригенного материала с удалением от берега. Помимо этого, скорость подъема или опускания различных участков земной коры приводит к различной скорости зон накопления осадков и соответственно к различию их мощности.

Осадочные горные породы в основном залегают *слоисто*. Однако рифовым известнякам присуще *массивное* залегание в виде куполов, линз, грибовидных тел. Пластичные осадочные породы глины и каменные соли под действием тектонических сил и при разном удельном весе пород могут образовывать *валы, купола, диапиры*.

Соляная тектоника. Там, где присутствуют залежи каменной соли, например в Днепровско-Донецкой впадине, Припятском прогибе, Прикаспийской впадине, Предуральском передовом прогибе развиты соляные купола. Они представляют собой столбообразные, грибообразные и другие формы, «протыкающие» вмещающие породы, приподнимающие их и образующие на поверхности, куполовидные

антиклинальные складки, нарушенные кольцевыми и радиальными сбросами, создающими характерный рисунок типа «битой тарелки».

Соляной купол обладает сложной складчатой структурой, сформировавшейся при движении пластичной соли вверх (рис. 3.8). По краям купола нередко встречается оторочка брекчий, вмещающие породы «задираются» вверх, в них появляются сбросы. Купола, как правило, соединяются «ножкой» с соляным пластом на глубине, однако такая связь может и прерываться. Купола растут со скоростью нескольких сантиметров в год. Решающим условием их возникновения является инверсия плотностей, так как плотность пород в среднем 2,3–2,5 г/см, а соли 2,0–2,2 г/см.

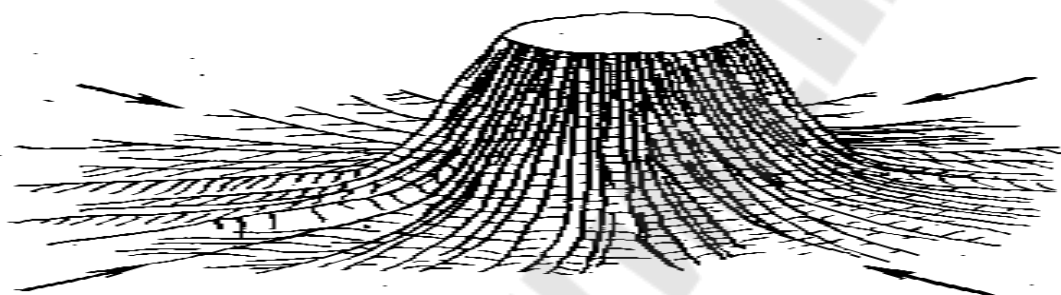


Рис. 3.8. Идеализированный соляной диапир.
Соль радиально вдавливаются в диапировое ядро

В условиях достаточной мощности соляного пласта (превышающей 100 м) и перекрывающих пород (не менее 300–400 м) при малейших тектонических движениях начинается перетекание соли и она всплывает в виде «капли» или «гриба». Соединения системы куполов часто образуют соляные валы длиной 10–15 км и более. Валы располагаются субпараллельно региональным тектоническим нарушениям. Очень характерны диапиры в областях распространения мощных глинистых толщ, например, майкопской серии в Керченско-Таманском и Апшеронском прогибах Большого Кавказа. С глиняными диапирами связан активный грязевый вулканизм, проявления нефти и газа и аномально высокое пластовое давление (АВПД), которое и провоцирует образование диапиров, так как инверсия плотностей здесь уже не работает.

Магматические горные породы. По условиям образования среди магматических горных пород различают интрузивные, или глубинные, и эффузивные, или излившиеся. *Интрузивные* горные породы образовались в результате медленного остывания магмы в недрах

земной коры, а *эффузивные* – в результате остывания вылившейся на поверхность Земли магмы-лавы в условиях низкого давления и быстрой отдачи тепла и газовых компонентов в атмосферу. Для большинства интрузивных горных пород характерно полнокристаллическое строение, а для эффузивных – аморфное или порфировое.

В связи с условиями образования интрузивные и эффузивные породы имеют различные формы залегания. Интрузивные массивы пород могут залегать согласно, параллельно напластованию вмещающих пород, и несогласно, когда форма интрузива не параллельна слоистости окружающих толщ. К согласно залегающим формам относятся лакколиты, лополиты и пластовые залежи, а к несогласно залегающим – батолиты, штоки, дайки, жилы, силлы, диапиры (рис. 3.9).

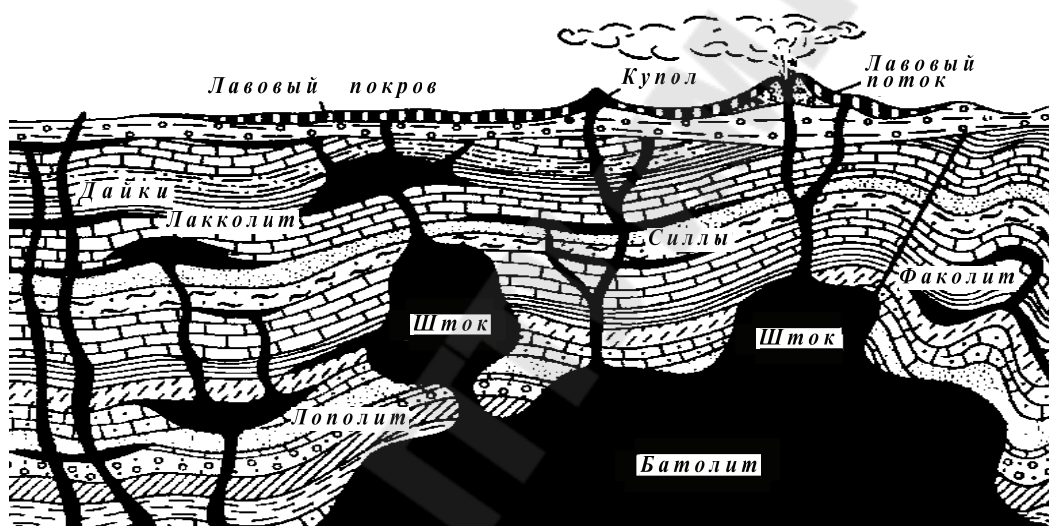


Рис. 3.9. Основные формы залегания магматических пород

Наиболее типичные формы залегания эффузивных горных пород – потоки, покровы и купола. *Потоки* образуются при излиянии расплавленной лавы из жерл вулканов и трещин в земной коре. Форма их определяется рельефом местности. *Покровы* возникают при крупных излияниях базальтовых лав и занимают значительные площади. Купола образуются при излиянии очень вязких гранитных магм, которые не успевают растекаться до затвердения.

Метаморфические горные породы – это продукты преобразования осадочных отложений под действием давления, температуры и флюидов. Поэтому формы залегания метаморфических пород тождественны осадочным, т. е. преимущественно слоистое залегание при региональном метаморфизме. При контактном метаморфизме происходит обтекание метаморфическими породами интрузивных тел.

3.5. Геологическая документация

Основными документами, отражающими геологическое строение территории являются: сводный геологический разрез, геологическая и структурная карты, геологический разрез по профилю, литолого-геологические разрез, геолого-геофизические разрез и др.

Геологическая карта – графическое изображение на ассиметрической карте в определенном масштабе геологического строения участка земной коры (рис. 3.10). Четвертичные отложения на геологической карте не показывают, но их могут сохранять по долинам рек. Условными знаками показывают распространение и гипсометрию различных горных пород, разрывные тектонические нарушения. Каждая геологическая система обозначается своим индексом и цветом. Более мелкие подразделения выделяются добавкой к индексам справа внизу более мелким шрифтом чисел или букв и различной густотой окраски. Более древние отделы закрашиваются более густым тоном.

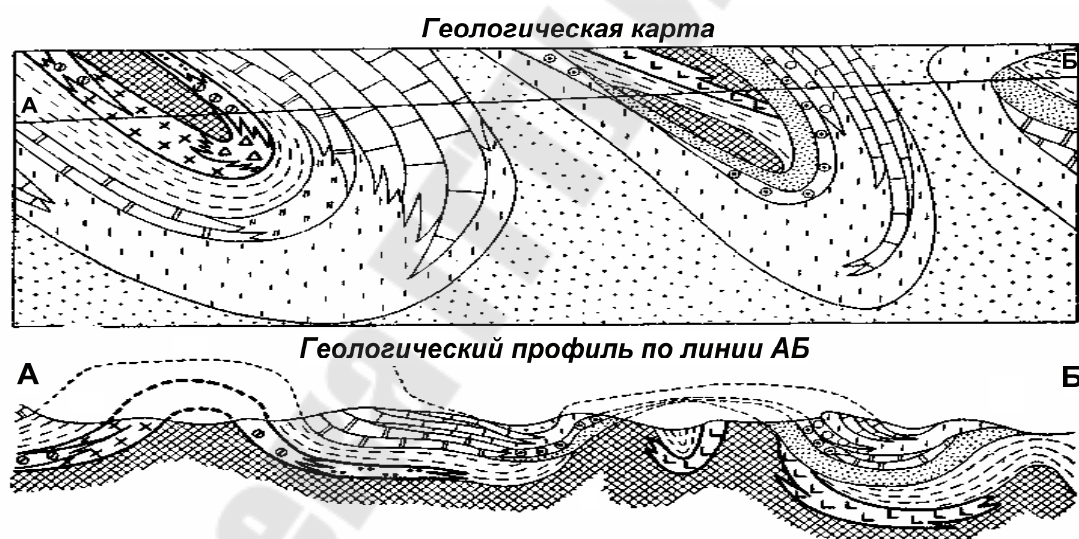


Рис. 3.10. Геологическая карта и геологический профиль

При горизонтально залегающем пласте на карте будет представлен один горизонт одним цветом по всей площади. Обнажения горизонтов (речные долины, овраги) будут обозначены на карте соответствующими полосами раскраски и индексами. При наклонно залегающих пластах по геологическим картам, используя данные гипсометрии горизонта и контуров выхода его на поверхность, определяют углы простирания и падения.

Геологические карты должны иметь название, масштаб в цифровой форме, геологическую колонку, условные обозначения, указание составителя (автора или организацию). Название, масштаб и авторство располагают (как правило) вверху по центру или слева, геологическая колонка располагается справа, условные обозначения – внизу. Нарушение требований возможно в связи с контурами карты и другими объективными причинами. На карте показывается стрелкой линия направления на север, при отсутствии такой линии направление на север соответствует боковым линиям рамки карты.

Карты могут быть мелкомасштабные (мельче 1:500.000), среднемасштабные (1:200.000; 1:100.000) и крупномасштабные (крупнее 1:50.000). Масштабы карт стандартизированы.

Для изучения условий залегания пород строят геологические разрезы по данным геологической карты. *Геологический разрез* – это проекция на вертикальную плоскость граничных линий пород и тектонических нарушений в определенном масштабе.

Геологический разрез строят вкрест простирания горизонтов, структур. У разреза есть вертикальный и горизонтальный масштабы. Разрез располагается так, чтобы конец линии, имеющей западные румбы (З, С-З, Ю-З), находился слева, а конец с восточными румбами (В, С-В, Ю-В) – справа. Если разрез идет меридионально, север располагается справа, юг – слева. При построении геологических карт и разрезов придерживаются стандартов в условном изображении типов горных пород (рис. 3.11) и раскраски цветовой гаммы соответствующей определенному геологическому периоду.

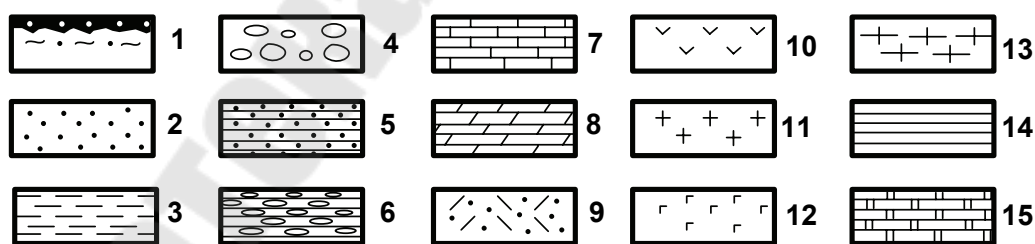


Рис. 3.11. Некоторые стандартизированные условные знаки:

- 1 – почвенно-растительный слой; 2 – пески; 3 – глины; 4 – галечники и гравий; 5 – песчаники; 6 – конгломераты; 7 – известняки; 8 – доломиты; 9 и 10 – лавы кислого и основного составов; 11 – граниты; 12 – габбро; 13 – гнейсы; 14 – сланцы; 15 – мраморы

Геологическая карта и разрез сопровождается *стратиграфической колонкой*, графическим изображением последовательности зале-

гания пород различного возраста. Колонка представляет собой специальную таблицу, по центру которой дается в условных обозначениях последовательно литология пород и их мощность в выбранном масштабе, справа – краткое описание пород, слева – стратиграфические подразделения и их индексы. Согласно границе между слоями проводят в колонке прямыми линиями, несогласные – волнистыми.

Для отображения гипсометрии горизонта строят *структурную карту*, на которой изолиниями показана глубина залегания его поверхности (рис. 3.12, а).

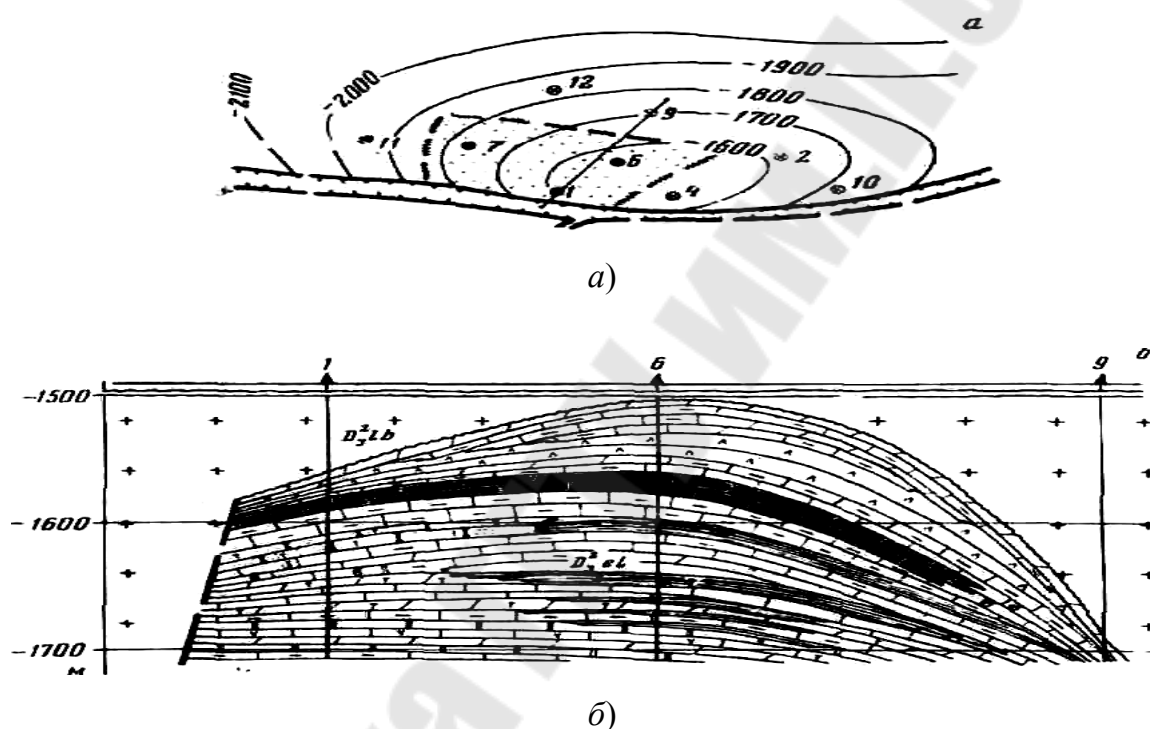


Рис. 3.12. Структурная карта кровли задонского горизонта и геологический разрез Южно-Александровского месторождения

Тектоническая карта – графическое изображение структуры земной коры или ее участков.

Строят и другие карты, отражающие распространение любого геологического признака: карты четвертичных отложений, карты перспектив нефтегазоносности, карты мощности горизонта и т. д.

Первичное горизонтальное залегание горных пород нарушается тектоническими движениями, приводя к образованию складок и разрывов. Изменение формы и объема тела называется деформацией, которая подразделяется на пликативную (пластическую) и дизъюнктивную (разрывную). Пластическая деформация приводит к об-

разованию складок, хрупкая – разрывов. Закономерное сочетание складок и разрывов образует складчатые пояса. Складчатые структуры образуются в результате продольного и поперечного изгибов, а также нагнетания. Для отображения геологического строения изучаемой территории используют гипсометрическое отображение расположения поверхностей и границ горизонтов в определенном масштабе: геологические карты и разрезы.

ТЕМА 4. ГЕОХРОНОЛОГИЯ

4.1. Определение возраста горных пород

Геохронология является частью самостоятельной науки – Исторической геологии. Геолог имеет дело с природными документами – горными породами, остатками фауны и флоры, которые, образовавшись сотни миллионов лет назад, сохраняют свои особенности, позволяющие восстановить условия накопления вещества в далекие времена. Важным обстоятельством является последовательность формирования толщ пород с заключенными в них органическими остатками, что дает возможность проследить эволюцию органического мира и осадконакопление с древнейших времен до наших дней.

В процессе образования горные породы подвергались мощным деформациям. В них внедрялись разнообразные интрузивные тела. Погружаясь на большую глубину и прогреваясь, горные породы испытывали метаморфизм; материка, литосферные плиты не оставались на одном месте, а перемещались на большие расстояния, как по широте, так и по долготе, океанические пространства то расширялись, то сужались, континенты смыкались.

При анализе толщ горных пород особое внимание обращается на взаимоотношения пластов и их пачек внутри толщ. Характер залегания молодых пластов на более древних и в обратном порядке может многое рассказать о тектонических движениях, их типе, знаке и других факторах.

Определение возраста горных пород и пластов производится как относительно друг друга (относительная геохронология), так и по абсолютному возрасту. Для прослеживания геологического развития всей Земли, земной коры и отдельных структур разработана геохронологическая шкала (табл. 4.1).

Геохронологическая таблица

Группа (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	Возраст, млн лет	Цвет
Кайнозой- ская KZ	Четвертичная Q (антропогеновая)	Современный Q ₄	0–2	желтовато- светло-серый, зеленоватый
		Верхний Q ₃		
		Средний Q ₂		
		Нижний Q ₁		
	Неогеновая N	Плиоцен N ₂	2–10	светло- желтый
		Миоцен N ₁	10–35	
Палеогеновая (Pg)	Олигоцен Pg ₃	35–40	темно- желтый оранжево- желтый	
	Эоцен Pg ₂	40–70		
	Палеоцен Pg ₁	40–70		
Мезозой- ская MZ	Меловая K(Cr)	Верхний K ₂	70–100	зеленый
		Нижний K ₁	100–140	
	Юрская J	Верхний J ₃	140–185	синий
		Средний J ₂		
		Нижний J ₁		
	Триасовая T	Верхний T ₃	185–225	фиолетовый
Средний T ₂				
Нижний T ₁				
Палеозой- ская PZ	Пермская P	Верхний P ₂	225–270	оранжевый
		Нижний P ₁		
	Каменноугольная C	Верхний C ₃	270–320	серый
		Средний C ₂		
		Нижний C ₁		
	Девонская D	Верхний D ₃	320–400	коричневый
		Средний D ₂		
Нижний D ₁				
Силурийская S	Верхний S ₂	400–424	светло-серо- зеленый	
	Нижний S ₁			
Ордовикская O	Верхний O ₃	424–468	темный серо- зеленый, оливковый	
	Средний O ₂			
	Нижний O ₁			
Кембрийская (Cm)	Верхний Cm ₃	468–600	лиловый, голубовато- зеленый	
	Средний Cm ₂			
	Нижний Cm ₁			

Группа (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	Возраст, млн лет	Цвет
Докембрий	Рифейская RF	–	600 до 1200	розовый
	Протерозойская PR	–	1200 до 1900	
	Архейская AR	–	1900 до 2700	темно- или сиренево-розовый
	Катархейская	–	2700 до 3500	
Возраст Земли			Около 4600	

Относительная геохронология. Под относительным возрастом горных пород понимают соотношение возраста пород по времени их образования. Имеется несколько методов определения относительного возраста пород, основные из которых – стратиграфический и палеонтологический. Стратиграфический метод заключается в условии, что ненарушенные осадочные породы, чем ниже залегают, тем они более древние. В палеонтологическом методе для определения возраста горных пород изучаются остатки вымерших животных и растений, окаменелости. Органический мир в течение времени его развития непрерывно изменялся. Одни виды животных и растений вымирали и на смену им приходили другие, более приспособленные к новым условиям. Для определения возраста пород наибольшее значение принадлежит организмам, обитавшим на Земле сравнительно небольшой промежуток времени и имевшим большое географическое распространение. Такие ископаемые организмы называют руководящими. Для решения проблем определения возраста используются и остатки простейших организмов, споры и пыльцу древних растений, палеомагнитные свойства пород. Пласты пород с одинаковыми руководящими окаменелостями образовались одновременно.

Абсолютная геохронология. Абсолютный возраст горных пород выражается в годах, прошедших со времени образования этой породы. Для определения абсолютного возраста пород применяют радиометрические методы. В их основе лежит закон распада радиоактивных элементов: распад радиоактивных элементов идет с постоянной скоростью, не зависящей от внешних условий. В результате распада возникают устойчивые нерадиоактивные элементы, количество атомов которых зависит от количества атомов исходного вещества, периода его полураспада и прошедшего времени распада. В основе радиометрического метода определения абсолютного возраста горных

пород лежит физическое явление радиоактивного распада изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{32}Th , ^{40}K , ^{87}Sr , ^{14}C , ^3H и других. Все эти изотопы нестабильны и обладают вполне определенной, выявленной экспериментально скоростью распада, обычно характеризуемой периодом полураспада, т. е. временем, в течение которого распадается половина атомов данного нестабильного изотопа. Период полураспада сильно варьирует у различных изотопов. Определение возраста заключается в том, чтобы найти отношение массы вновь образованного химического элемента к массе материнского изотопа.

Учитывая периоды полураспада, различные изотопы используются для определения возраста в разных временных диапазонах. Так, радиоактивный углерод ^{14}C , образующийся в верхних слоях атмосферы в результате действия космических лучей на атом азота ^{14}N , используется для определения возраста древесины, торфа и т. д. в пределах 50 000 лет, что позволяет успешно применять его в четвертичной геологии и археологии.

Изотопы с большим периодом полураспада с успехом применяются для определения возраста докембрийских пород, диапазон формирования которых превышает 3,5 млрд лет. Используются уран-свинцовый, торий-свинцовый, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый и другие методы, каждый из которых имеет свои достоинства и недостатки. Калий-аргоновый метод стал применяться одним из первых и именно ему мы обязаны в значительной мере шкалой геологического времени, хотя известны и многочисленные случаи ошибочных определений, нуждающихся в геологической корректировке.

Уран-свинцовый метод и рубидий-стронциевый применяется для определения возраста в диапазоне от 100 млн лет до 5 млрд лет.

Для правильного понимания абсолютной геохронологии кроме взаимного контроля разными методами необходимо проводить контроль геологическими данными, без которого, принимая результаты определения абсолютного возраста за кажущуюся истину, можно сделать ошибочные выводы. Радиометрические методы особенно важны для докембрийских образований, формировавшихся в течение очень длительного времени и лишенных палеонтологических остатков. Данные определения абсолютного возраста горных пород позволяют установить продолжительность подразделений международной геохронологической шкалы, разработанной на основе других принципов.

Уран ^{238}U превращается в свинец с атомным весом 206. Превращения половины количества урана, содержащегося в породе в момент

образования, продолжается 4,52 млрд лет. Уран с атомным весом 235 превращается в свинец 207. Период полураспада длится 891 млн лет. Торий 232 при распаде, с периодом полураспада 13,9 млрд лет, превращается в свинец с атомным весом 208.

По данным определения абсолютного возраста горных пород возраст Земли определен в 4,5–5,0 млрд лет; метеоритов – 4,5 млрд лет; возраст пород Воронежского кристаллического массива – 2,25; Балтийского щита 1,8–3,1; Гренландии – 3,9 млрд лет. С начала архейской эры прошло 4,0; протерозойской – 2,6 млрд лет; палеозойской – 570; мезозойской – 230; кайнозойской – 130 млн лет. Первые водоросли появились около 2 млрд лет назад, а расцвет органического мира 600 млн лет назад.

4.2. Периодизация истории Земли

В геологии как в никакой другой науке важна последовательность установления событий, их хронологии, основанной на естественной периодизации геологической истории. *Геологическая хронология* или *геохронология*, основана на выяснении геологической истории наиболее хорошо изученных регионов, например, в Центральной и Восточной Европе. На основе широких обобщений, сопоставления геологической истории различных регионов Земли, закономерностей эволюции органического мира в конце прошлого века на первых Международных геологических конгрессах была выработана и принята *Международная геохронологическая шкала*, отражающая последовательность подразделений времени, в течение которых формировались определенные комплексы отложений, и эволюцию органического мира. Таким образом, международная геохронологическая шкала – это естественная периодизация истории Земли.

Среди геохронологических подразделений выделяются: *эон, эра, период, эпоха, век, время*. Каждому геохронологическому подразделению отвечает комплекс отложений, выделенный в соответствии с изменением органического мира и называемый *стратиграфическим: эонотема, группа, система, отдел, ярус, зона*. Следовательно, группа является стратиграфическим подразделением, а соответствующее ей временное геохронологическое подразделение представляет эра. Поэтому существуют две шкалы: *геохронологическая* и *стратиграфическая*. Первую мы используем, когда говорим об относительном времени в истории Земли, а вторую, когда имеем дело с отложениями, так как в каждом месте земного шара в любой промежуток времени происходили какие то геологические события. Содержание геохроно-

логической шкалы с момента принятия менялось и уточнялось. В настоящее время выделяются три наиболее крупных стратиграфических подразделения: *архейская*, *протерозойская* и *фанерозойская*, которым в геохронологической шкале отвечают зоны различной длительности. Архейская и протерозойская эонотемы, охватывающие почти 80 % времени существования Земли, выделяются в криптозой, так как в докембрийских образованиях полностью отсутствует скелетная фауна и палеонтологический метод к их расчленению неприменим. Поэтому разделение докембрийских образований базируется в первую очередь на общегеологических и радиометрических данных. Фанерозойский эон охватывает всего 570 млн лет и расчленение соответствующей эонотемы отложений базируется на большом разнообразии многочисленной скелетной фауны. Фанерозойская эонотема подразделяется на три группы: палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую, отвечающие крупным этапам естественной геологической истории Земли, рубежи которых отмечены резкими изменениями органического мира.

Названия эонотем и групп происходят от греческих слов: археос – самый древний, древнейший; протерос – первичный; палеос – древний; мезос – средний; кайнос – новый. Слово криптос означает скрытый, а фанерозой – явный, прозрачный, так как появилась скелетная фауна. Слово «эой» происходит от зоикос – жизненный. Следовательно, кайнозойская эра означает эру новой жизни и т. д. Группы подразделяются на системы, отложения которых сформировались в течение одного периода и характеризуются только им свойственными семействами или родами организмов, а если это растения, то родами и видами. Системы были выделены в различных регионах и в разное время, начиная с 1822 г. В настоящее время выделяются 12 систем, названия большей части которых происходят от тех мест, где они впервые были описаны. Например, юрская система – от Юрских гор в Швейцарии, пермская – от Пермской губернии в России, меловая – по наиболее характерным породам – белому писчелу мелу и т. д. Четвертичную систему нередко именуют антропогеновой, так как именно в этом возрастном интервале появляется человек. Системы подразделяются на два или три отдела, которым соответствуют ранняя, средняя и поздняя эпохи. Отделы, в свою очередь, разделяются на ярусы, которые характеризуются присутствием определенных родов и видов ископаемой фауны. Ярусы являются наиболее дробной частью международной стратиграфической шкалы. Названия ярусов даются по географическим названиям районов, где этот ярус был выделен; например, алданский, башкирский, маастрихтский и т. д. В то

же время зона обозначается по наиболее характерному виду ископаемой фауны. Всем подразделениям стратиграфической шкалы соответствуют геологические разрезы, в которых эти подразделения были впервые выделены. Поэтому такие разрезы являются эталонными, типичными и называются *стратотипами*, в которых содержится только им свойственный комплекс органических остатков, определяющий стратиграфический объем данного стратотипа.

Определение относительного возраста каких-либо слоев и заключается в том, что мы сравниваем обнаруженный нами комплекс органических остатков в изучаемых слоях с комплексом ископаемых в стратотипе соответствующего подразделения международной геохронологической шкалы, т. е. мы определяем возраст отложений относительно стратотипа. Именно поэтому палеонтологический метод, несмотря на присущие ему недостатки, остается наиболее важным методом определения геологического возраста горных пород.

Время образования толщи земной коры подразделяется на пять групп (эр): кайнозойская 55–65 млн лет; мезозойская 110–130; палеозойская 300–350 млн лет; протерозойская – 2 млрд лет и архейская – более 2 млрд лет. Каждая эра (группа) подразделяется на период (систему), период – на эпоху (отдел). Каждая система подразделяется на верхний, средний и нижний отделы, соответственно период подразделяют на позднюю, среднюю и раннюю эпоху.

Цвета и индексы, обозначающие возраст, являются унифицированными, чтобы геологи разных стран могли получать идентичную информацию о строении и возрасте слоев земной коры в различных частях планеты.

При отображении интрузивов рекомендуется использовать следующую раскраску:

- кислые и средние интрузивы – красный цвет,
- основные интрузивы – густо-зеленый цвет,
- ультраосновные интрузивы – густо-фиолетовый цвет.

Выяснением закономерностей развития земной коры занимается историческая геология. Для стратиграфического расчленения геологических разрезов используются методы: литологический, палеонтологический, спорово-пыльцевой, палеомагнитный, сейсмостратиграфический. Для абсолютной датировки геологических пород используется радиометрический метод, основанный на постоянной скорости радиоактивного распада изотопов. Геохронологические и стратиграфические подразделения – основа периодизации истории Земли. На основе указанных выше методов разработана Международная геохронологическая шкала,

в которой учтены и систематизированы этапы геологического развития Земли и земной коры. Разработаны цвета и индексы обозначения возраста и типов пород, которые рекомендуется использовать геологам всех стран при создании геологической документации.

ТЕМА 5. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА ЗЕМНОЙ КОРЫ

5.1. Гипотеза глобальной тектоники литосферных плит

Гипотез развития тектоники земной коры существует много. Это гипотезы геосинклинального развития, дрейфа континентов, контракционная, пульсационная, непутизма, плутонизма, расширяющейся Земли, ротационная, глубинной дифференциации вещества, мобилизма. В общем виде все эти гипотезы сводятся к двум типам: постулируется преимущество вертикального или горизонтального движения земной коры. На нынешнем этапе развития науки наиболее обоснованной является гипотеза *глобальной тектоники литосферных плит*.

Самыми крупными геологическими структурами земной коры являются литосферные плиты, на которых расположены континенты и океаны. *Литосферные плиты* представляют собой обширные жесткие блоки, слагающие литосферу Земли. Литосферные плиты включают в себя всю толщу земной коры и верхнюю часть мантии. Мощность литосферных плит от единиц километров в рифтовых зонах до 250–300 км на континентах в областях развития горных систем. Плиты перемещаются по астеносферному слою от зон растяжения (спрединга) к зонам сжатия (субдукции) (рис. 5.1).

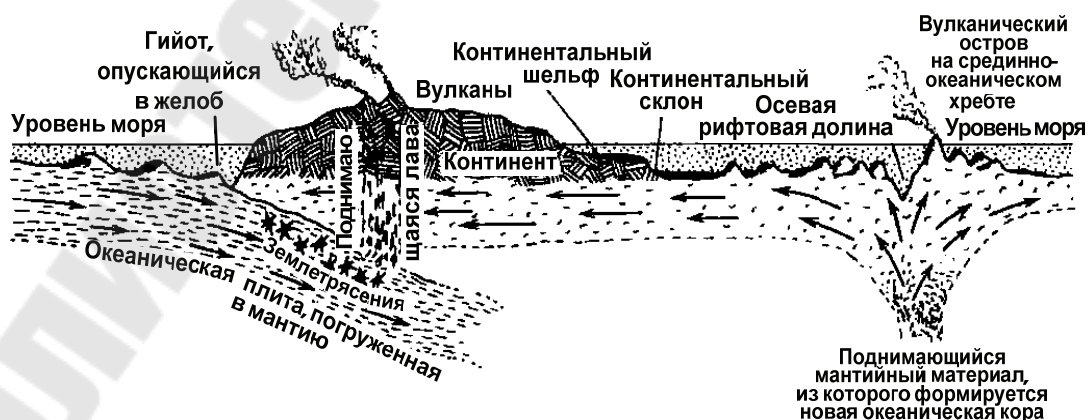


Рис. 5.1. Механизм процесса глобальной тектоники плит

Выделяют шесть крупных литосферных плит: Евразийская, Африканская, Индийская, Американская, Тихоокеанская, Индоавстралийская, Антарктическая и некоторое количество более мелких литосферных блоков (рис. 5.2).

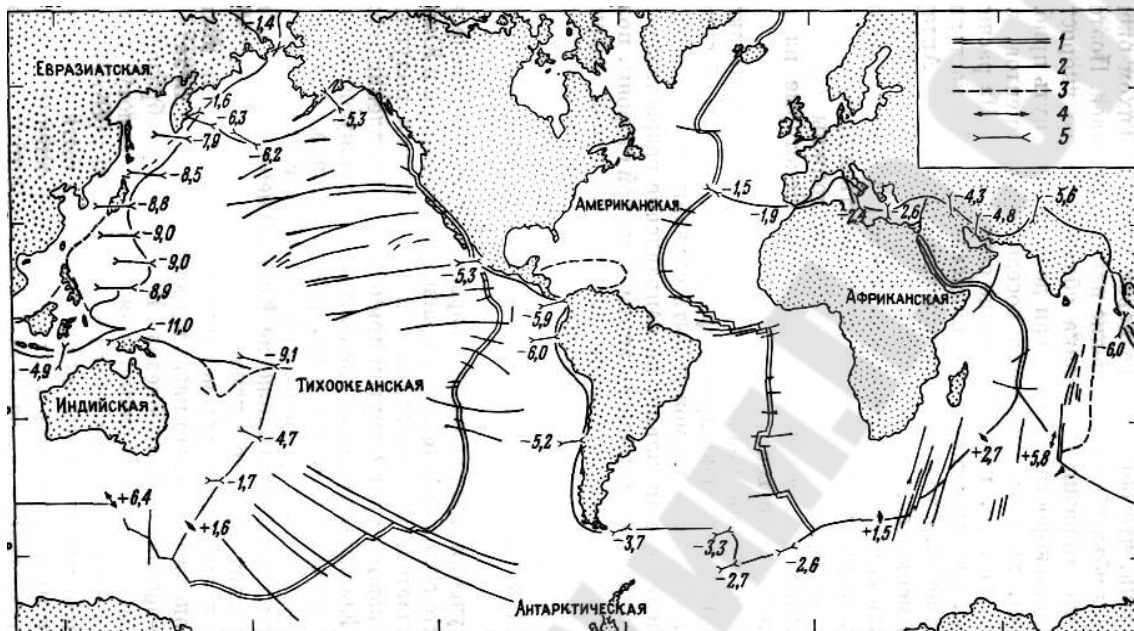


Рис. 5.2. Главные литосферные плиты. Указаны скорости перемещений плит (см/год, знак «+» – растяжение, «-» – сжатие).
1, 2, 3 – линии расширения; 4, 5 – результирующее движение:
4 – растяжение, 5 – сжатие

Внутри Земли существуют планетарные конвекционные течения в мантии. В зоне восходящего потока вещества (спрединга) литосферные плиты раздвигаются, поступающее из мантии вещество наращивает земную кору (срединно-океанические рифтовые хребты).

В зоне глубоководных океанических желобов (зона субдукции) происходит столкновение литосферных плит и подныривание океанической плиты, как более тяжелой, под континентальную. При столкновении двух равнозначных плит возникает зона горных систем (Средиземноморско-Тянь-Шанская, Уральская). Плиты могут сдвигаться относительно друг друга (Сан-Андреасский разлом).

Скорость спрединга варьирует от 1 до 8 см/год. Посчитано, что Исландия расширилась за кайнозой на 200, а возможно и на 400 км за счет внедрения даек и формирования рифтовых структур.

Гипотеза геосинклинального развития земной коры (фиксистская) основывалась на следующих положениях. В геосинклинальной зоне прогибание земной коры приводило к накоплению мощной оса-

дочной толщи. Затем начинался процесс подъема земной коры, возникали горные системы, которые впоследствии разрушались и весь цикл повторялся. Эта гипотеза признавала первичными вертикальные движения земной коры, а горизонтальные движения считались следствием вертикальных. Геосинклинальная гипотеза была разработана на рассмотрении геологического материала только в пределах континентов. Полученные новые факты геологического строения земной коры океанов координально противоречили этой гипотезе. На основе фактического материала геологического строения континентальной и океанической земной коры была разработана новая гипотеза глобальной тектоники литосферных плит. Новая модель дала возможность объяснить накопившиеся данные, основные из которых:

1. Осадки океанического дна имеют возраст не древнее юры (180 млн лет). Возраст и мощность осадков уменьшается к срединно-океаническим хребтам. Океаны – очень молодые структуры.

2. Магнитное поле дна океанов имеет ярко выраженный полосовой характер разной интенсивности и знака с протяженностью полос параллельно осям срединно-океанических хребтов (инверсия). Происходило намагничение поступающего из мантии вещества существующим магнитным полем, которое инверсировало.

3. Центральные зоны хребтов обладают повышенным тепловым полем, мелкофокусной сейсмичностью, вулканизмом, извержением высокотермальных флюидов (черные курильщики).

4. Мощность океанической коры в зоне срединных хребтов минимальна (5–10 км), осадочный слой практически отсутствует, мощность платобазальтового слоя возрастает, он залегает на породах мантии. Третий базальтовый слой выклинивается к осевым хребтам.

5. Срединно-океанические хребты составляют единую планетарную цепь протяженностью до 90 000 км с выходами в Калифорнийском и Аденском заливах, Момском хребте на континенты и в Исландии на дневную поверхность. Срединно-океанические хребты расчленены поперечными, трансформными разломами на сегменты, смещенные один от другого на значительные расстояния. Трансформные разломы имеют протяженность сотни, а отдельные – и тысячи километров, от континента до континента. Срединные хребты – грабенообразные структуры.

6. Тихоокеанские окраины и отдельные окраины Атлантического и Индийского океанов обрамлены глубоководными желобами, а за ними цепочками островов или горными цепями континентов. Мощность земной коры с внешней стороны желобов составляет около

100 км, с внутренней – 10–15 км. Эти зоны получили название «зоны Бенъофа» и прослеживаются отличием сейсмических скоростей в верхней мантии до глубины более 700 км. «Зоны Бенъофа» характеризуются мелкофокусными землетрясениями с внутренней стороны желобов и мелкофокусными и глубокофокусными (до 750 км) землетрясениями и развитием вулканизма с внешней стороны желобов.

7. Субпараллельные очертания материков, палеомагнитные данные, особое развитие флоры и фауны континентов, разорванные геологические структуры дают основание предполагать наличие в геологической истории единого суперматерика (Пангея, Гондвана).

8. Расстояния между континентами по данным космических спутниковых измерений изменяются до 5–7 см в год.

9. Раннепермская флора Антарктиды на 80 % сходна с флорой Индостана, Австралии, Африки, Южной Америки. Наблюдается значительное соответствие разрезов осадочной толщи этих материков.

10. Сходство строения древнейших кристаллических фундаментов антарктической, австралийской, африканской, бразильской и индийской платформ. Древние складчатые сооружения Антарктиды имеют аналоги их продолжения в Австралии, Южной Америке и Африке.

12. Распространение однотипных ледниковых отложений возраста 280–300 млн лет в Индии, Антарктиде, Австралии и Африке.

13. Под горной системой Индии обнаруживаются блоки океанической коры Тетиса мощностью 15 км и протяженностью до 300 км.

14. Памирская горная система является крупнейшим надвигом одной континентальной земной коры на другую.

Однако глобальная тектоника литосферных плит не может объяснить весь комплекс накапливающихся факторов. Часть их недостаточно обоснована и может содержать ошибки определений, другая часть требует уточнения разработанной модели для конкретных районов. В глобальном же масштабе Земли более удовлетворительной модели, согласовывающейся с фактическим материалом, пока не найдено.

Приведем некоторые материалы, плохо укладывающиеся в гипотезу глобальной тектоники литосферных плит:

1. Равенство тепловых потоков океанической и континентальной земной коры противоречит различной мощности земной коры.

2. Наличие значительных вертикальных движений земной коры, достигающих 20–30 км.

3. Срединно-океанические хребты Индийского океана должны смещаться, чтобы обеспечить раздвижение в Атлантическом рифте.

4. Возраст осадков северо-восточной части Тихого океана у Алеутских островов уменьшается к желобу, также обратно и расположение магнитных полосовых аномалий.

5. Магнитное поле в зоне хребтов в районе Исландии не имеет четкого полосового характера и возраст пород плохо согласуется с продолжением на океаническую кору в зоне океана.

6. В экваториальной зоне Атлантического океана на острове Сан-Паулу (возле рифта) имеются осадки мезозойского возраста.

7. В Северной Америке, Франции, Сибири найдены окаменелости тропического происхождения возраста 240–280 млн лет. Значит экваториальная зона проходила в это время через указанные области, но к этому же периоду относится и раскрытие Северного Ледовитого океана. Факты несовместимы, так как предполагают одновременное сжатие на 5 000 км Арктики и ее расширение.

8. Вокруг Антарктиды расположены зоны растяжения и нет до Северного полюса зон поглощения земной коры.

9. Между отдельными точками земного шара проводилось изменение расстояния со спутников. Скорости взаимного перемещения плит 1,5–7 см/год. Но эти данные не позволяют сделать заключение о согласованном перемещении плит.

5.2. Основные структурные элементы земной коры

Наиболее крупными структурными элементами земной коры являются *континенты* и *океаны*, характеризующиеся различным ее строением. Эти структурные элементы выделяются по геологическим и геофизическим признакам. Не все пространство, занятое водами океана, представляет собой единую структуру океанического типа. Обширные шельфовые области, например, в Северном Ледовитом океане, обладают континентальной корой. Различия между этими двумя крупнейшими структурными элементами не ограничиваются типом земной коры, а прослеживаются и глубже, в верхнюю мантию, которая под континентами построена иначе, чем под океанами. Эти различия охватывают всю литосферу, подверженную тектоносферным процессам, т. е. прослеживаются до глубин примерно в 750 км.

На континентах выделяются два главных типа структур земной коры: спокойные устойчивые – *платформы* и подвижные – *геосинклинали*. По площади распространения эти структуры вполне соизмеримы. Отличие наблюдается в скорости накопления и в величине гра-

диента изменения мощностей: платформы характеризуются плавным постепенным изменением мощностей, а геосинклинали – резким и быстрым. На платформах магматические и интрузивные породы встречаются редко, в геосинклиналиях они многочисленны. В геосинклиналиях подстилающими являются флишевые формации осадков. Это ритмично многослойные глубоководные терригенные отложения, формирующиеся при быстром погружении геосинклинальной структуры. В конце развития геосинклинальные области подвергаются складкообразованию и превращаются в горные сооружения. В дальнейшем эти горные сооружения проходят стадию разрушения и постепенного перехода в платформенные образования с глубоко дислоцированным нижним этажом отложений горных пород и полого залегающими слоями в верхнем этаже.

Таким образом, геосинклинальная стадия развития земной коры – это самая ранняя стадия, далее геосинклинали отмирают и преобразуются в орогенные горные сооружения и в последующем в платформы. Цикл завершается. Все это стадии единого процесса развития земной коры.

Платформы – основные структуры континентов, изометричной формы, занимающие центральные области, характеризующиеся выровненным рельефом и спокойными тектоническими процессами. Площадь древних платформ на материках приближается к 40 % и для них характерны угловатые очертания с протяженными прямолинейными границами – следствием краевых швов (глубинных разломов), горных систем, линейно вытянутых прогибов. Складчатые области и системы либо надвинуты на платформы, либо граничат с ними через передовые прогибы, на которые в свою очередь надвинуты складчатые орогены (горные цепи). Границы древних платформ резко несогласно пересекают их внутренние структуры, что свидетельствует об их вторичном характере в результате раскола суперматерика Пангеи, возникшего в конце раннего протерозоя.

Например, Восточно-Европейская платформа, выделенная в границах: от Урала до Ирландии; от Кавказа, Черного моря, Альп до северных пределов Европы.

Различают *древние* и *молодые платформы*.

Древние платформы возникли на месте докембрийской геосинклинальной области. Восточно-Европейская, Сибирская, Африканская, Индийская, Австралийская, Бразильская, Северо-Американская и другие платформы образованы в позднем архее – раннем протерозое, пред-

ставлены докембрийским кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом. Их отличительная черта – двухэтажность строения.

Нижний этаж, или *фундамент* сложен складчатыми, глубоко метаморфизованными толщами пород, смятыми в складки, прорванными гранитными интрузивами с широким развитием гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов – специфической формой метаморфогенной складчатости (рис. 5.3). Фундамент платформ формировался в течение длительного времени в архее и раннем протерозое и впоследствии подвергся очень сильному размыву и денудации, в результате которых вскрылись породы, залегавшие раньше на большой глубине.

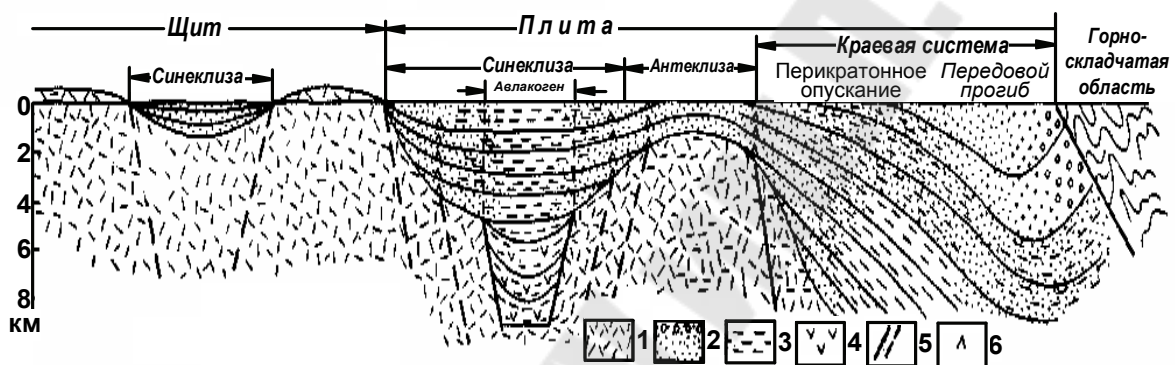


Рис. 5.3. Принципиальный разрез платформы:

1 – породы фундамента; породы осадочного чехла: 2 – пески, песчаник, гравелиты, конгломераты; 3 – глины и карбонаты; 4 – эффузивы; 5 – разломы; 6 – валы

Верхний этаж *платформ* представлен *чехлом*, или покровом, пологозалегающих с резким угловым несогласием на фундаменте неметаморфизованных отложений – морских, континентальных и вулканогенных. Поверхность между чехлом и фундаментом отражает основное структурное несогласие в пределах платформ. Строение платформенного чехла оказывается сложным и на многих платформах на ранних стадиях его образования возникают грабены, грабенообразные прогибы – *авлакогены* (авлос – борозда, ров; ген – рожденный, т. е. рожденные рвом). Авлакогены чаще всего формировались в позднем протерозое (рифее) и образовывали в теле фундамента протяженные системы. Мощность континентальных и реже морских отложений в авлакогенах достигает 5–7 км, а глубокие разломы, ограничивавшие авлакогены, способствовали проявлению щелочного, основного и ультраосновного магматизма, а также специфического для платформ траппового (пород основного состава) магматизма с континен-

тальными базальтами, силлами и дайками. Очень важное значение имеет щелочно-ультраосновная (*кимберлитовая*) формация, содержащая алмазы в продуктах трубок взрыва (Сибирская платформа, Южная Африка). Этот нижний структурный ярус платформенного чехла, соответствующий авлакогенному этапу развития, сменяется сплошным чехлом платформенных отложений. На начальном этапе развития платформы имели тенденцию медленного погружения с накоплением карбонатно-терригенных толщ, а в более поздний этап развития отмечается накоплением терригенных угленосных толщ. В позднем этапе развития платформ в них образовывались глубокие впадины, заполненные терригенными или карбонатно-терригенными отложениями (Прикаспийская, Вилюйская).

Платформенный чехол в процессе формирования неоднократно претерпевал перестройку структурного плана, приуроченную к рубежам геотектонических циклов: *байкальского, каледонского, герцинского, альпийского*. Участки платформ, испытывавшие максимальные погружения, как правило, примыкают к той пограничной с платформой подвижной области или системе, которая в это время активно развивалась (*перикратонные*, т. е. на краю кратона, или платформы).

Среди наиболее крупных структурных элементов платформ выделяются *щиты* и *плиты*.

Щит – это выступ поверхности кристаллического фундамента платформы (*нет осадочного чехла*), который на протяжении всего платформенного этапа развития испытывал тенденцию к поднятию. Примерами щитов можно указать: Украинский, Балтийский.

Плиту считают или частью платформы, обладающей тенденцией к прогибанию, или самостоятельной молодой развивающейся платформой (Русская, Скифская, Западно-Сибирская). В пределах плит различаются более мелкие структурные элементы. Это синеклизы (Московская, Балтийская, Прикаспийская) – обширные плоские впадины, под которыми фундамент прогнут, и антеклизы (Белорусская, Воронежская) – пологие своды с поднятым фундаментом и относительно утоненным чехлом.

Молодые платформы сформировались либо на байкальском, каледонском или герцинском фундаменте, отличаются большей дислоцированностью чехла, меньшей степенью метаморфизма пород фундамента и значительной унаследованностью структур чехла от структур фундамента. Эти платформы имеют трехъярусное строение: фундамент из метаморфизованных пород геосинклинального ком-

плекса перекрыт толщей из продуктов денудации геосинклинальной области и слабометаморфизованным комплексом осадочных пород.

Кольцевые структуры. Место кольцевых структур в механизме геолого-тектонических процессов пока точно не определено. Самыми крупными планетарными кольцевыми структурами (морфоструктурами) являются впадина Тихого океана, Антарктида, Австралия и др. Выделение подобных структур можно считать условным. Более тщательное изучение кольцевых структур позволило выявить во многих из них элементы спиралеобразных, вихревых структур.

Однако можно выделить структуры *эндогенного, экзогенного и космогенного генезиса.*

Эндогенные кольцевые структуры метаморфического и магматического и тектоногенного (своды, выступы, впадины, антеклизы, синеклизы) происхождения имеют размеры диаметра от единиц километров до сотен и тысяч километров (рис. 5.4).

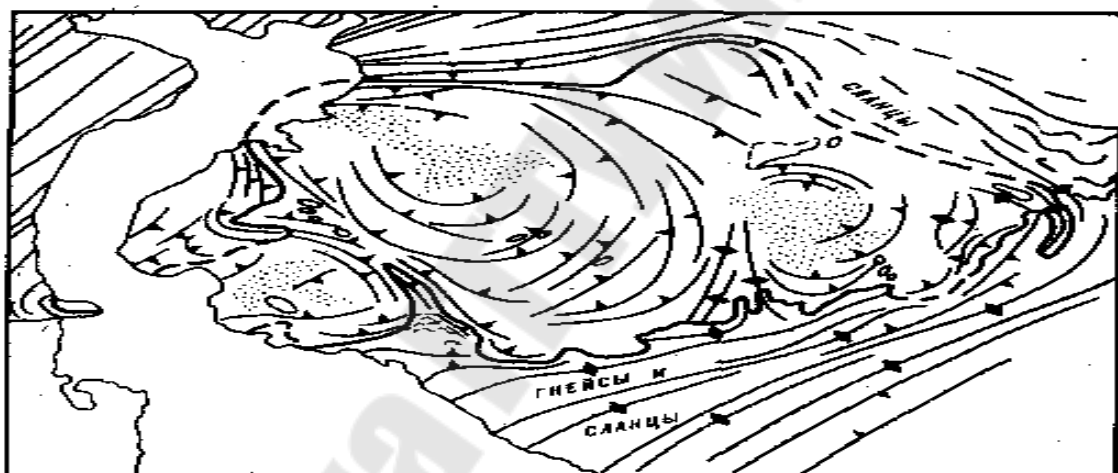


Рис. 5.4. Кольцевые структуры к северу от Нью-Йорка

Крупные кольцевые структуры обусловлены процессами, происходящими в глубинах мантии. Более мелкие структуры обусловлены диапировыми процессами магматических пород, поднимающихся к поверхности Земли и прорывающих и приподнимающих верхний осадочный комплекс. Кольцевые структуры обуславливаются вулканическими процессами (конусы вулканов, вулканические острова) и процессами диапиризма пластичных горных пород типа солей и глин, плотность которых меньше, чем плотность вмещающих пород.

Экзогенные кольцевые структуры в литосфере образуются в результате воздействия выветривания, выщелачивания. Это карстовые воронки, провалы.

Космогенные (метеоритные) кольцевые структуры – астроблемы. Эти структуры возникают в результате ударов метеоритов. Метеориты диаметром около 10 километров падают на Землю с периодичностью один раз в 100 млн лет, менее крупные – значительно чаще. Кратер структуры имеет чашеобразную форму с центральным поднятием и валом из выброшенных пород. Метеоритные кольцевые структуры могут иметь диаметр от десятков метров до сотен метров и километров. Например: Прибалхашско-Илийская (700 км); Юкотан (200 км), глубина – более 1 км: Аризона (1,2 км), глубина более 185 м; Южная Африка (335 км), от астероида поперечником около 10 км.

В геологическом строении Беларуси можно отметить кольцевые структуры тектономагматического происхождения (Оршанская впадина, Белорусский массив), диапировые солевые структуры Припятского прогиба, вулканические древние каналы типа кимберлитовых трубок (на Жлобинской седловине, Северной части Белорусского массива), астроблема в районе Плещениц диаметром 150 метров.

Кольцевые структуры характеризуются аномалиями геофизических полей: сейсмического, гравитационного, магнитного.

Рифтовые структуры континентов (рис. 5.5, 5.6) небольшой ширины до 150–200 км выражены протяженными литосферными поднятиями, своды которых осложнены грабенами проседания: Рейнский (300 км), Байкальский (2500 км), Днепровско-Донецкий (4 000 км), Восточно-Африканский (6 000 км) и др.

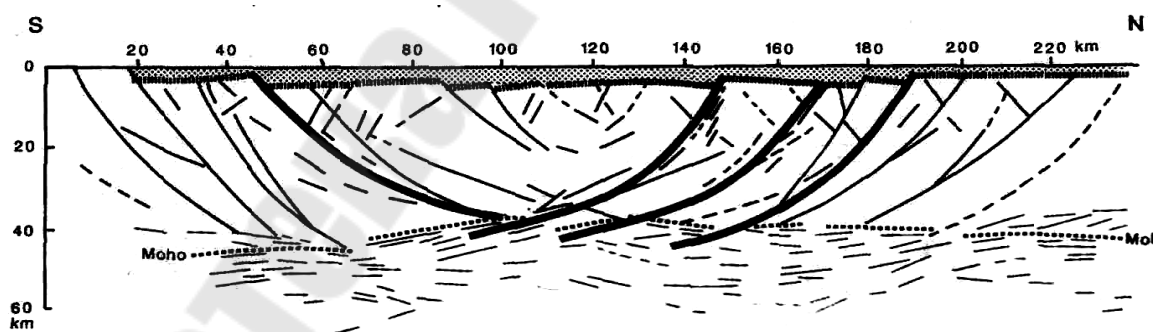


Рис. 5.5. Разрез Припятского континентального рифта

Континентальные рифтовые системы состоят из цепочки отрицательных структур (прогибов, рифтов) ранжированного времени заложения и развития, разделенных поднятиями литосферы (седловинами). Рифтовые структуры континентов могут находиться между другими структурами (антеклизмами, щитами), пересекать платформы и продолжаться на других платформах. Строение континентальных

и океанических рифтовых структур подобно, они имеют симметричное строение относительно оси (рис. 5.5), отличие заключается в протяженности, степени раскрытия и наличием некоторых особых черт (трансформных разломов, выступов-мостиков между звеньями).

Частью (звенем) Днепровско-Донецкой континентальной рифтовой структуры является Припятский прогиб. Верхним звеном считается Подляско-Брестская впадина, возможно, она имеет генетическую связь с аналогичными структурами Западной Европы. Нижними звеньями структуры является Днепровско-Донецкая впадина, затем аналогичные структуры Карпинская и Мангышлакская и далее структуры средней Азии (общая протяженность от Варшавы до Гиссарского хребта). Все звенья рифтовой структуры континентов ограничены листрическими разломами, имеют иерархическое соподчинение по возрасту возникновения, обладают мощной осадочной толщей перспективной на содержание углеводородных залежей.

Тектонические структуры океанической земной коры

В океанической земной коре выделяют котловины, океанические рифты и трансформные разломы, глубоководные желоба, островные дуги и окраинные моря, глыбовые (асейсмические) хребты, вулканические хребты, одиночные горы (рис. 5.6).

Котловины (платформы) характеризуются почти постоянной мощностью океанической коры (6–7 км), погружены на глубину 4–6 км, имеют равнинный рельеф и огромнейшую площадь, сравнимую с континентами. Границами котловин являются срединно-океанические рифты, трансформные разломы, глубоководные желоба, континентальные подножия, глубинные разломы.

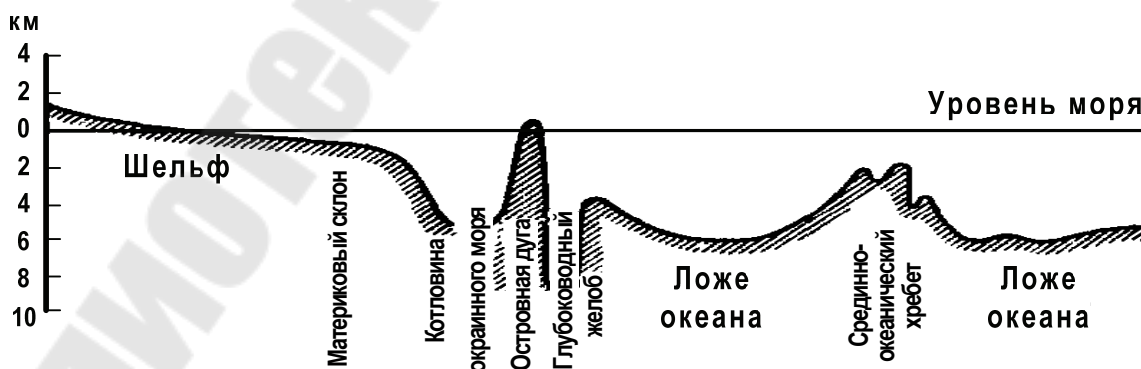


Рис. 5.6. Обобщенный профиль дна океана

Микроконтиненты – блоки океанической литосферы с континентальным типом земной коры (Мадагаскар, Фолклендские и Сейшельские острова, остров Сан-Паули и др.).

Океанические рифты – срединно-океанические, объединены в единую систему, имеют планетарную протяженность до 90 тыс. км (рис. 5.2). Ширина рифтовой зоны до 1000 км, в среднем 300–400 км. Рифты выходят на континенты в Сан-Францисском заливе, Момском хребте, Красном море, Исландии. Рифтовая зона представляет цепь параллельных хребтов с долиной между ними. Глубина долины до 1500 м, ширина 20–30 км. В геологическом плане рифтовая зона представляет грабен, склоны грабена (долины) имеют ступенчато-блоковое строение. По центру долины расположено более узкое погружение шириной до 3 км и глубиной 100–400 м. По центру погружения отмечаются поднятия цепочек вулканов и выхода горячих гидротермальных вод. Образование океанического рифта обусловлено растяжением земной коры и поступлением в этой зоне базальтовых излияний, наращивающих земную кору (рис. 5.7).

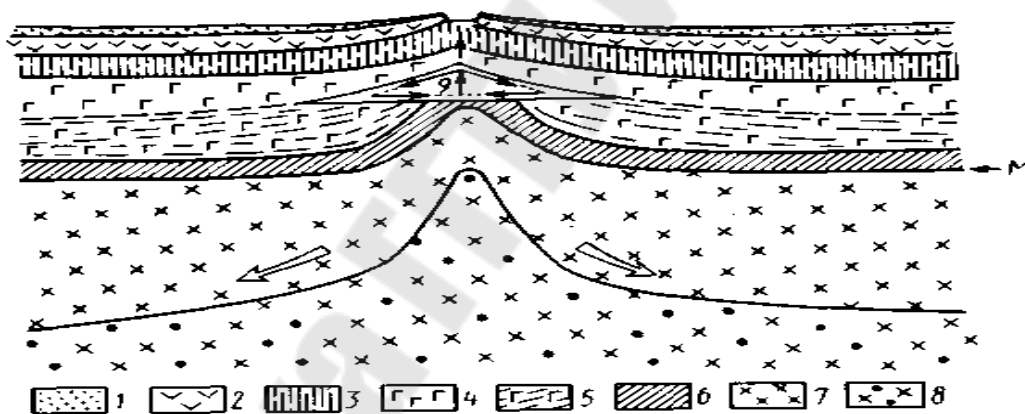


Рис. 5.7. Схематический разрез через срединно-океанский хребет:

- 1 – осадки (1-й слой океанской коры);
- 2 – подушечные базальты;
- 3 – комплекс параллельных даек (2-й слой);
- 4 – массивные габбро;
- 5 – полосчатые габбро;
- 6 – ультрабазиты (3-й слой);
- 7 – верхняя мантия;
- 8 – частично расплавленная верхняя мантия (4-й слой);
- 9 – разуплотненная мантия; M – граница Мохоровичича

Трансформные разломы – тектонические разломы, перпендикулярные рифтовым хребтам, делящие хребты на сегменты и смещающие их друг относительно друга в плане. Иногда трансформные разломы имеют вертикальную амплитуду смещения блоков. Протяженность разломов до тысяч километров (4–7 тыс. км) с небольшой ширины впадинами. Возраст осадочных отложений в одной точке разных блоков трансформного разлома существенно различен.

Глубоководные желоба – узкие длинные впадины шириной 50–100 км, длиной тысячи километров, глубиной до 5–6 км ниже поверхности дна океана. Склоны желобов асимметричные, ступенчатые, более пологий обращен к океану. Осадки в желобах незначительны и залегают горизонтально. Глубоководные желоба образованы в результате пододвигания океанической плиты под континентальную, где происходит разогрев вещества (зона Беньофа), что выражается развитием над ней вулканов. Разрушение погружающейся в мантию жесткой плиты обуславливает возникновение очагов землетрясений. Глубоководные желоба почти полностью обрамляют Тихий океан, за исключением побережья Северной Америки. В Индийском океане в северо-восточной части располагается Зондский желоб. В Атлантическом океане имеются Пуэрториканский и Южно-Сандвичев желоба.

Окраинные моря – расположены между континентом и цепочками островов, под блоки которых погружается литосферная океаническая плита. Земная кора окраинных морей имеет субокеаническое строение. В геологическом прошлом земная кора была континентальной и, претерпев изменения, трансформируется к океаническую.

Островные дуги – цепочки островов (Курильские, Филиппинские, Алеутские, Японские и др.), расположенные между окраинными морями и глубоководными впадинами. Острова характеризуются действующими вулканами, континентальным типом земной коры.

Вулканические хребты – узкие протяженные валообразные поднятия базальтовых лав вдоль глубинных разломов с постепенным закономерным изменением возраста. Вокруг таких хребтов образуются краевые понижения, кальдеры оседания (Гавайский архипелаг).

Глыбовые хребты – узкие протяженные асейсмические поднятия длиной в тысячи километров, шириной 100–200 км (Восточно-Индийский хребет).

Одиночные горы диаметром до 10–15 км и высотой сотни и тысячи метров. Больше всего это вулканы, реже – глыбовые поднятия.

5.3. Подвижные геосинклинальные пояса

Геосинклинальные пояса возникают на границах взаимодействия различных литосферных плит.

Геосинклинальные пояса подразделяются на *геосинклинальные области* – крупные отрезки, отличающиеся историей развития, структурой и отделяющиеся друг от друга глубокими поперечными разломами. В свою очередь, в пределах областей могут быть выделены *гео-*

синклинальные системы, разделяющиеся жесткими блоками земной коры – срединными массивами или микроконтинентами, структурами, которые во время погружения окружающих районов оставались стабильными, относительно приподнятыми, и на которых накапливался маломощный чехол. Эти массивы являются обломками той первичной древней платформы, которая подверглась дроблению при заложении подвижного геосинклинального пояса.

В настоящее время мы наблюдаем геосинклинали разной стадии (этапа) развития. Это зоны интенсивного осадконакопления и эволюции структуры земной коры – подвижные геосинклинальные пояса (рис. 5.8); это и континентальные (орогенные) горные сооружения (цепи) где проходит другая стадия геосинклинального развития – орогенная; это и уже срезанные разрушенные горные системы (древние орогены), включенные в структуру платформ.

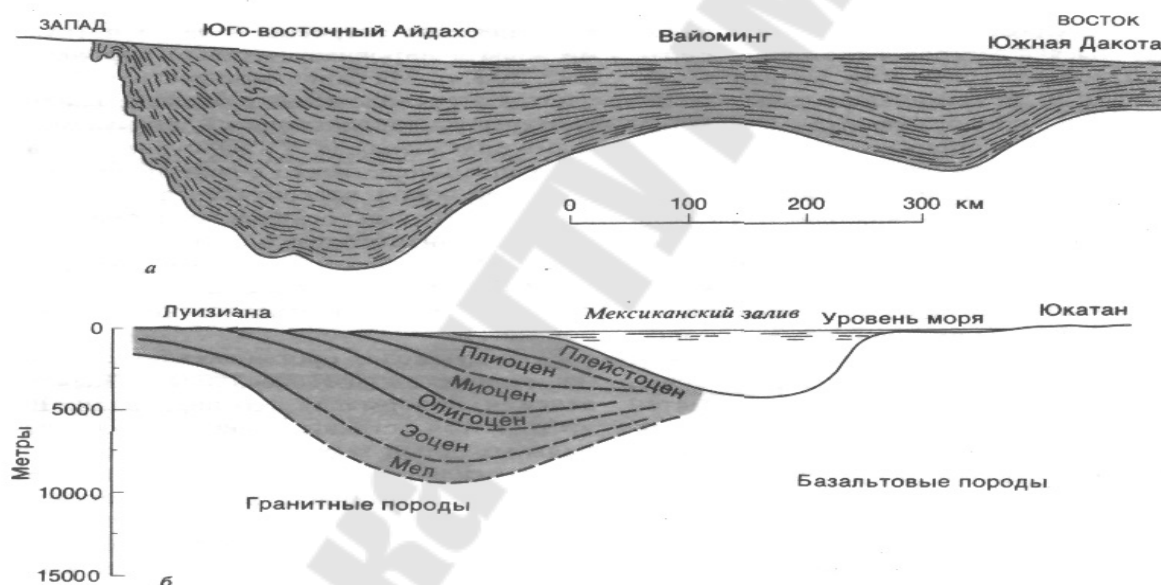


Рис. 5.8. Геосинклинали

Подвижные геосинклинальные пояса представляют собой сложное сочетание окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Это зоны высокой тектонической активности, контрастности движений, сейсмичности и вулканизма.

Раннегеосинклинальная стадия характеризуется процессами растяжения, расширения океанического дна путем спрединга и одновременно – сжатия в краевых зонах, где возникают наклонные сейсмофокальные зоны Бенъофа, приуроченные преимущественно к границам континентальных и океанских плит. Для ранней стадии характерны

кремнисто-вулканогенные толщи, залегающие на габброидах и дайковом комплексе 2-го слоя океанической коры. Вулканиды представлены подушечными базальтовыми лавами. В краевых зонах накапливаются мощные глинистые толщи; внедряются силлы и дайки габброидов. Для ранней стадии развития геосинклиналей наиболее характерны сланцево-кремнисто-вулканогенные толщи до 10–15 км мощности, впоследствии испытавшие и самый сильный метаморфизм.

Позднегеосинклиальная стадия начинается в момент усложнения внутренней структуры подвижного пояса, которое обусловлено процессами сжатия, проявляющимися с начинающимися закрытием океанского бассейна и встречным движением литосферных плит. Все это приводит к поглощению океанской коры в зонах субдукции, образованию сейсмофокальных зон Беньофа и появлению вулканических островных дуг, возникновению впадин окраинных морей. Это время господства островных дуг, недаром стадия иногда называется *островоздушной*. В данное время накапливаются вулканические продукты дифференцированных базальт-андезит-дациттриолитовых серий, формируются мощные толщи туфов и туфобрекчий, которые, смешиваясь с терригенными осадками, образуют характерные для этой стадии вулканогенно-обломочные толщи.

Поздние стадии развития геосинклиналей отмечены образованием флишевой формации, состоящей из терригенных и карбонатно-терригенных пород, прослойки которых, мощностью в единицы и десятки сантиметров, ритмично чередуются в толще до нескольких километров. Ритм начинается с более грубого песчаника, гравелита, сменяется тонким песчаником и алевролитом и заканчивается аргиллитом и карбонатными породами. Флиш образуется из мутьевых потоков, которые многократно, подобно лавинам, скатываются с континентального склона и, растекаясь на большие расстояния, постепенно отлагают взвешенные частицы, более грубые из которых, естественно, выпадают первыми. Дальнейшее сжатие и сокращение пояса приводят к образованию тектонических покровов, фронтальная разрушающая часть которых дает начало обвальным и подводно-оползневым толщам – *олистостромам* (рис. 5.9).

На этой стадии развития все толщи, особенно на глубине, подвергаются региональному метаморфизму с участием флюидов, происходит складчатость, формируются крупные гранитные интрузивы – батолиты, с увеличенным содержанием калия, что свидетельствует о существовании мощной континентальной коры.

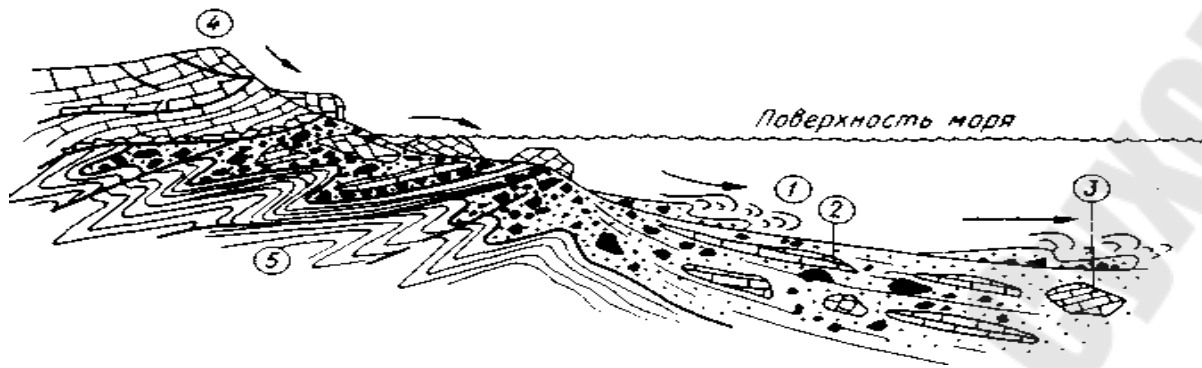


Рис. 5.9. Схема формирования олистостромовой толщи:
 1 – оползни и мутьевые потоки; 2 – олистоплак; 3 – олистолит;
 4 – коренной склон, осложненный надвигами;
 5 – отложения, подстилающие олистостромовый комплекс;
 стрелки – направление перемещения различных толщ

Орогенный этап сменяет позднегеосинклиналиную стадию и, как правило (но не всегда), тоже состоит из ранне- и позднеорогенной стадий. На первой из них темп поднятия орогена еще невелик, он слабо расчленен и в заложившихся перед его фронтом *передовых прогибах* накапливаются тонкообломочные породы – *тонкие молассы*, часто существующие в зависимости от климатических условий с соленосными и угленосными толщами. В позднюю стадию горное сооружение растет быстрее, оно расширяется, передовые прогибы смещаются в сторону платформ и заполняются *грубообломочной молассой*. В самих горных сооружениях возникают *межгорные впадины*, нередко развивающиеся на срединных массивах. Для орогенного этапа очень характерен наземный среднещелочной вулканизм с формированием крупных стратовулканов и вулканотектонических впадин. С вулканидами тесно связаны интрузивы такого же состава, образующие вулканоплутоническую формацию. На этой же стадии могут возникать так называемые *краевые вулканические пояса*, маркирующие протяженные зоны разломов в местах столкновения плит, или зоны Беньофа. Образовавшийся горно-складчатый геосинклиналиный пояс, в конце концов, начинает разрушаться.

Орогенные пояса, сформировавшиеся в неоген-четвертичное время, представлены современными горными сооружениями Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Западного и Восточного Забайкалья, Восточной Африки, Альп, Карпат, Кавказа, Копетдага и др.

Древние орогены. В геологическом прошлом находим древние геосинклиналиные пояса, прошедшие стадию геосинклиналей, ороге-

нов, затем почти полностью разрушены. Например, Урало-Охотский, связанный с древним палео-Азиатским океаническим бассейном.

Таким образом, подвижные геосинклинальные пояса располагаются в зоне перехода от континента к океану и в процессе эволюции формируют мощную континентальную кору. Эволюции геосинклинали заключается в образовании прогиба в земной коре в условиях тектонического растяжения. Этот процесс сопровождается подводными вулканическими излияниями, накоплением глубоководных терригенных и кремнистых отложений. Затем возникают частные поднятия, структура прогиба усложняется, появляются рифовые постройки, карбонатные толщи. Наконец, поднятия разрастаются, происходит своеобразная инверсия прогибов, внедряются гранитные интрузивы и все отложения сминаются в складки. На месте геосинклинали возникают горные поднятия (Гималаи, Урал, Крымско-Кавказская зона, Анды-Кордильеры), перед фронтом которых формируются передовые прогибы, заполняемые *молассами* – грубообломочными продуктами разрушения гор, а в последних развивается наземный вулканизм. В дальнейшем горно-складчатое сооружение размывается, так как темп поднятий падает, и ороген превращается в пенепленизированную равнину. Такова общая идея геосинклинального цикла развития.

Участки континентов, которые составляют с частью океанов единую литосферную плиту, как, например, окраины Атлантики, называются *пассивной континентальной окраиной*. Здесь не развиваются тектонические процессы, приводящие к вулканогенно-тектоническим образованиям, но они характеризуются накоплением мощной толщи осадочных пород на континентальном склоне.

В развитии геосинклинальных подвижных поясов, областей и систем в самом обобщенном виде выделяются два основных этапа: *собственно геосинклинальный и орогенный*.

Континенты и океаны характеризуются различным строением земной коры и являются крупнейшими структурными элементами. В океанах выделяются срединно-океанические подвижные пояса с трансформными разломами и зонами спрединга и стабильные структуры. К континентам приурочены платформы, подвижные геосинклинальные пояса, орогены, активные и пассивные континентальные окраины. Теория тектоники литосферных плит хорошо объясняет расположение всех структур земной коры в настоящем и в геологическом прошлом, тогда как геосинклинальная концепция является лишь суммой эмпирически накопленных фактов.

5.4. Глубинные разломы

Термин «глубинный разлом» предложен для региональных разрывных структур земной коры, обладающих большой протяженностью (тысячи километров), значительной глубиной заложения (в мантию) и длительностью развития. В качестве примера приведем крупные разломы Урала, Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Направления основных черт рельефа земной поверхности (горных хребтов, впадин, очертаний материков) и многих тектонических структур определены первоначальной сетью разломов земной коры, закономерно ориентированной относительно фигуры Земли.

Глубинные разломы являются границами крупных структур земной коры континентов и океанов. Время существования таких разломов исчисляется миллионами и миллиардами лет. Они осложнены серией сопутствующих локальных разломов. Вся такая система имеет ширину до десятков километров и отмечается широким распространением интрузий. Так, между геосинклинальными и платформенными структурами проходит глубинный разлом, сопровождающий краевой передовой прогиб платформы. Например, Предуральский, Предкавказский и Предкарпатский прогибы. С такими прогибами связаны нефтеносные области. При отсутствии прогиба континентальные и геосинклинальные области отделены только глубинным разломом, носящим название краевого шва.

Наблюдается большая сейсмичность активных разломов, расположенных на океанических окраинах островных дуг с глубокими и сверхглубокими очагами землетрясений. Древние платформы ограничены глубинными разломами – краевыми швами.

Глубинные разломы имеют большое значение в унаследованном развитии тектонических структур. Анализ материалов, накопившихся к настоящему времени, подтвердил огромную роль глубинных разломов в формировании земной коры, начиная с древнейших этапов ее развития, и вместе с тем позволил установить сложность строения и многообразную природу этих структур.

Протяженность глубинных разломов исчисляется сотнями и первыми тысячами километров. Разлом, проходящий вдоль Урала, Главный Уральский разлом, прослеживается в меридиональном направлении более чем на 2000 км; разломы, установленные на дне океанов, обладают длиной в многие тысячи километров.

Длительность развития региональных разломов подтверждается на многих примерах. Талассо-Ферганский глубинный разлом был ак-

тивен уже в позднем докембрии и кембрии. Не меньшую подвижность он проявлял в среднем и позднем палеозое, мезозое и кайнозое и очень хорошо выражен в современном рельефе. Таким образом, время существования этого разлома охватывает огромный промежуток не менее, чем 600 млн лет.

Глубинные разломы в отличие от приповерхностных разрывных структур образуют пояса (зоны) шириной от нескольких до десятков километров. Главный Уральский разлом в средней части Урала имеет ширину от 5 до 20 км, Джалаир-Найманский разлом в Центральном Казахстане достигает ширины до 60 км, Центральный Сихотэ-Алинский разлом – 20–30 км.

На поверхности и в верхних частях земной коры глубинные разломы выражены весьма различно. Наиболее часто в зонах разломов сосредотачиваются крупные продольные разрывы и сопровождающие их мелкие смещения, концентрирующиеся либо в осевой части зоны, либо у периферии. Блоки пород, зажатые между отдельными разрывами, поражаются кливажем и сланцеватостью. Полосы раскливажированных и рассланцованных пород могут возникнуть и на значительном удалении от оси разлома. Блоки земной коры, примыкающие к глубинным разломам, очень часто обнаруживают различную ориентировку осей складок.

Показательна приуроченность к глубинным разломам различных форм магматизма. Особенно характерен контроль глубинными разломами вулканической деятельности. Это выражено в линейном расположении цепочек современных вулканов Камчатки, Анд в Южной Америке, вулканических центров в вулканогенных поясах палеозоя и мезокайнозоя (Центрально-Казахстанский, Охотско-Чукотский).

Особенно четко положение зон глубинных разломов фиксируют широко распространенные в них тела гипербазитов и гранитоидов. Вдоль всего Главного разлома Урала развиты небольшие узкие линзовидные и овальные тела гипербазитов, круто уходящие на глубину. Гранитоиды в зонах разлома появляются там, где смещения сопровождаются заметной раздвиговой составляющей. Образуются узкие «щелевидные» массивы, цементирующие разрывы, сопровождающиеся появлением даек и гидротермальных жил.

Глубинные разломы разграничивают блоки земной коры с различной историей развития, что находит свое отражение в составе осадочных и магматических формаций. Пример: Главный Уральский разлом, к западу от которого в среднем палеозое накапливались карбонатные, а к востоку вулканогенные формации (рис. 5.10).

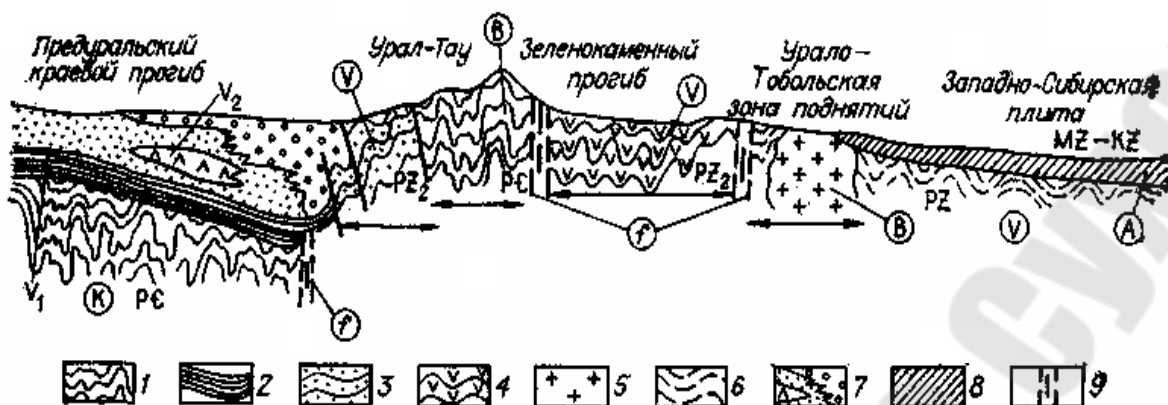


Рис. 5.10. Тектонические комплексы (зоны) и глубинные разломы складчатой области Урала и Предуралья:

- 1 – метаморфические комплексы фундамента платформ;
 2 – отложения палеозоя чехла Европейской платформы;
 3 – геосинклинальный комплекс верхнего докембрия и палеозоя западного склона Урала; 4 – геосинклинальный комплекс нижнего-среднего палеозоя; 5 – гранитоиды; 6 – палеозойский комплекс фундамента Западно-Сибирской платформы; 7 – моласса Предуралья; 8 – мезозойско-кайнозойский (платформенный чехол); 9 – глубинные разломы. Индексы в кружках – тектонические комплексы: К – карельские, В – байкальские, V – герцинские, А – альпийские; стрелками обозначены латеральные границы тектонических комплексов

Глубинные разломы, активные и в новейшее время, в большой степени влияют на строение современного рельефа.

Глубинные разломы, движения по которым прекратились в глубокой древности, оказываются перекрытыми мощным чехлом последующих отложений и не выходят на земную поверхность. Так, разломы в фундаменте Восточно-Европейской платформы прекратили свое развитие еще в докембрии и оказались перекрытыми мощной толщей палеозойских и мезо-кайнозойских платформенных отложений. Разломы, ограничивающие Днепровско-Донецкий палеорифт, утратили активность в начале каменноугольного периода и также перекрыты чехлом верхнепалеозойских и мезо-кайнозойских отложений.

Установлена закономерная связь между основными параметрами разломов, как длина, глубина проникновения в литосферу, плотность расположения, амплитуда смещения, ширина зоны динамического влияния данного разлома (рис. 5.11). Под зоной динамического влияния разлома понимают область, в пределах которой горные породы претерпевают механические, петрографические, структурные изменения в связи с формированием и «жизнью» разлома. Чем крупнее

разлом, тем шире зона его влияния и тем глубже преобразования пород. Длина оперяющих основной разлом в пределах этой зоны разрывов растет по мере удаления от основного разлома к границам зоны влияния. По простиранию плотность оперяющих разрывов меняется таким образом, что участки их повышенной плотности – деструктивные поля чередуются с участками, где основной разлом практически лишен оперения. Теоретические и экспериментальные данные показывают, что оперяющие разломы и деструктивные поля возникают не после, а в основном до образования основного разлома.

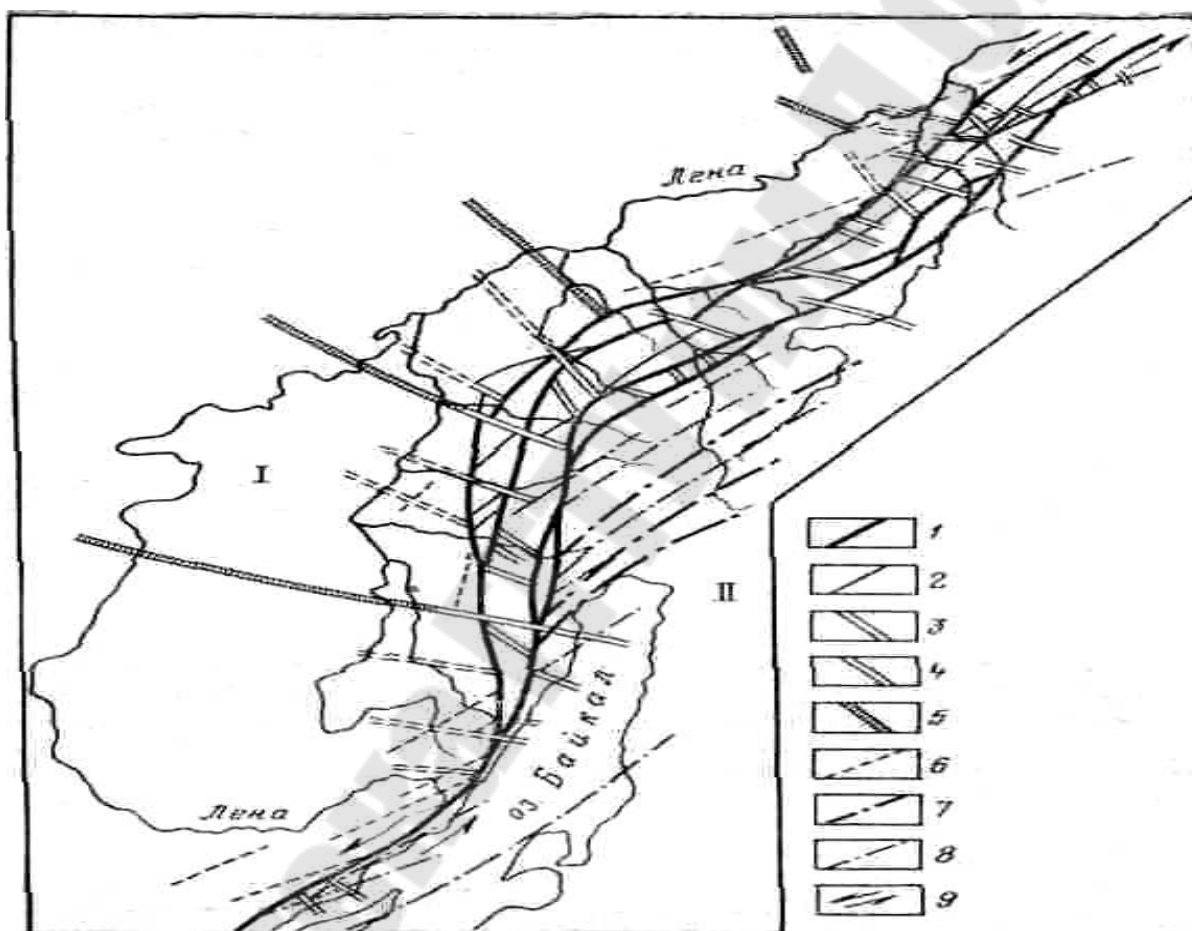


Рис. 5.11. Схема строения Северо-Байкальского глубинного разлома (краевого шва):

- I – Сибирская платформа; II – Байкальская складчатая область;
 1 – глубинные разломы краевого шва; 2 – продольные и диагональные разрывы сколового типа; 3 – поперечные разрывные нарушения;
 4, 5 – разломы отрыва в фундаменте; 6 – разрывы в чехле платформы;
 7 – глубинные разломы складчатой области; 8 – разрывы складчатой области; 9 – направление сдвиговых смещений по краевому шву

Разлом выделяют гравитационные и магнитные поля. В гравитационном поле отмечаются протяженные ступени, а в магнитном – интенсивные линейные аномалии. Вдоль глубинных разломов установлены аномалии геохимических полей. Например, гелиевые струи с повышенным содержанием не радиогенного изотопа гелия He^3 , имеющего мантийное происхождение.

Особым типом глубинных разломов являются надвижки, шарьяжи, офиолитовые покровы, образующиеся при надвигании океанической коры на континентальную. Покровы нередко заключают в своем основании породы верхов мантии, т. е. срыв происходил ниже поверхности Мохо. Классическим примером такого покрова является покров офиолитов Омана на краю Аравийской континентальной плиты.

Глубинные сдвиги являются наиболее распространенным типом глубинных разломов в складчатых областях. Они развиваются как граничные вертикальные поверхности горизонтально перемещающихся блоков земной коры или литосферы. Сдвиги оказывают сильное влияние на развитие складчатых структур. Многие глубинные сдвиги проявляют активность на протяжении сотен миллионов лет и вплоть до настоящего времени. Измерения на геодинамических полигонах показывают, что современные горизонтальные смещения земной коры по сдвигам составляют до 2 см/год.

ТЕМА 6. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ГИДРОСФЕРЫ И АТМОСФЕРЫ

6.1. Развитие структур земной коры

Происхождение деформаций, осадочных отложений и земной коры в целом, механизм поднятий и опусканий, развитие мощных горно-складчатых цепей и обширных плоских равнин, причины тектонических движений – все эти вопросы всегда волновали естествоиспытателей, но ответить на них и осознать связь геологических явлений долгое время было очень трудно.

Самые древние горные породы имеют возраст 3,8 млрд лет. Это время является рубежом образования жесткой оболочки Земли – земной коры. Установлено, что земная кора океанов и континентов существенно различаются по мощности, горизонтам, геологическим структурам, тектонике. Основным отличием является наличие в континентальной коре гранитного слоя, молодость океанической коры и более чем в 5 раз меньшей ее мощности. Океаническая кора имеет молодой возраст, около 200–250 млн лет, что свидетельствует о молодости океанов.

Новая глобальная тектоника литосферных плит разработана с учетом геологических данных изучения континентов и океанов (рис. 6.1). Верхняя зона Земли разбита на серию литосферных плит, которые в результате планетарного движения конвекционных потоков вещества мантии передвигаются по астеносферному слою. В результате этого процесса в зоне срединно-океанических рифтов происходит раздвижение плит, их наращивание, а в зонах глубоководных впадин одна плита подныривает под другую, земная кора поглощается.

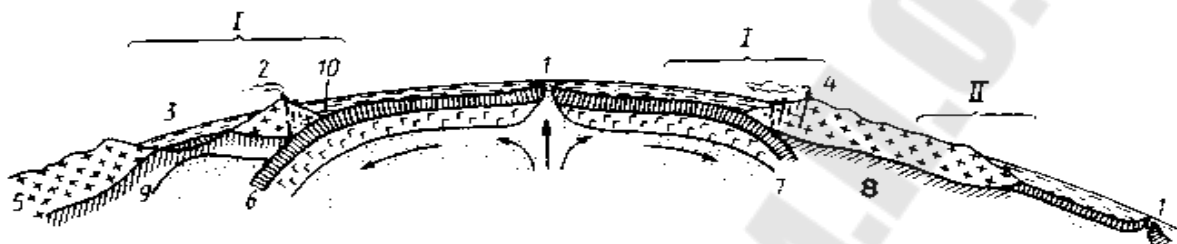


Рис. 6.1. Принципиальная схема тектоники литосферных плит:
 1 – срединно-океанический хребет (зона спрединга); 2 – вулканическая дуга;
 3 – окраинное море; 4 – континент с вулканическим поясом;
 5 – континентальная; 6 – океаническая кора; 7, 8 – верхняя мантия;
 9 – астеносфера; 10 – глубоководный желоб. Континентальные окраины:
 I – активная; II – пассивная; стрелки – течения в мантии

Столкновение плит приводит к образованию геосинклинальных поясов, в которых возникает геосинклинальный цикл развития земной коры: накопление осадочных толщ, орогенные процессы и разрушение орогенов, образование платформ. На протяжении геологической истории Земли земная кора прошла стадии расплавленного состояния, базальтовой тектоники и тектоники литосферных плит. Мощность земной коры увеличивалась, она изменяла свой вещественный состав и получила развитие по двум направлениям – океаническая и континентальная. Движение литосферных плит приводило к образованию единых континентов и их расколу (рис. 6.2).

Совмещение континентов по изобате 100 метров дает представление о ранее существующем едином континенте. Это подтверждается достаточно хорошим совпадением очертаний берегов, геомагнитными данными направления на единый магнитный полюс в единое геологическое время, полосовыми магнитными аномалиями в зоне спрединга, вблизи срединно-океанического хребта.

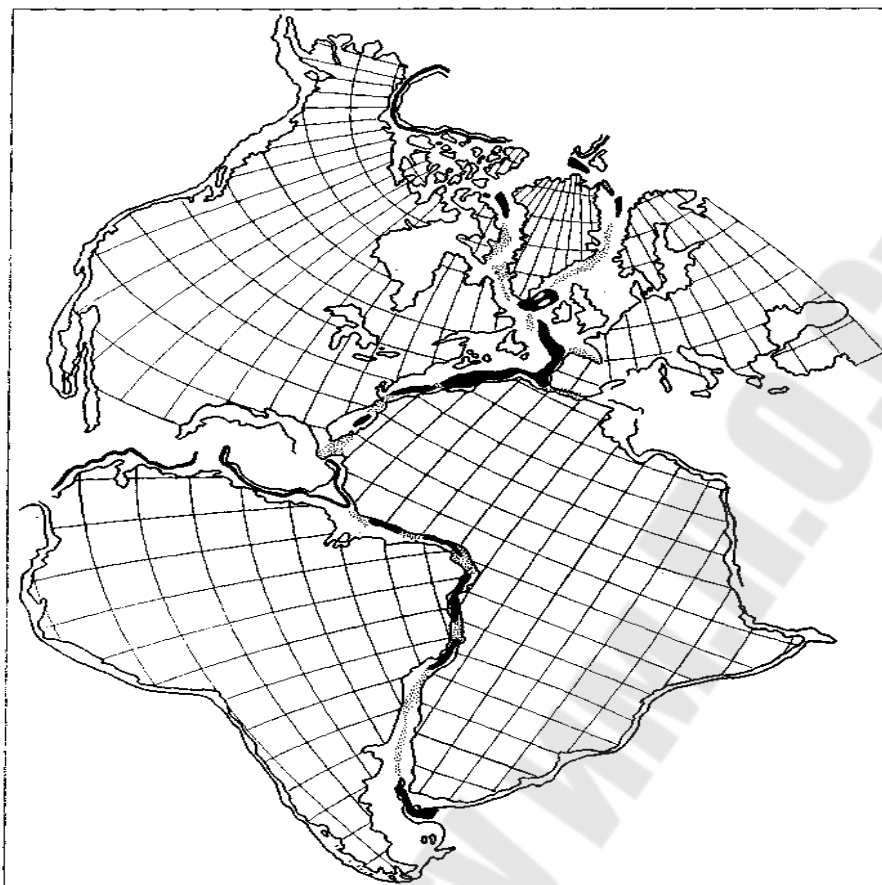


Рис. 6.2. Схема соединения континентов, окружающих Атлантический океан

Общий ход развития земной коры и происходящие в ней процессы по мере эволюции геологических знаний отражены в гипотезах: геосинклинальной, пульсационной, подкорových течений, дрейфа материков, глубинной дифференциации вещества и других. Однако последняя гипотеза тектоники литосферных плит явилась наиболее совершенной. Успехи в изучении Земли основаны на применении новых технических средств, новых методов и новых идей. Благодаря появлению гипотезы новой глобальной тектоники открылась перед нами захватывающая картина динамичной Земли, которая, безусловно, будет изменяться, модифицироваться, но вернуться к «статичной» Земле уже невозможно.

6.2. Эволюция атмосферы и гидросферы

Земля была расплавленной около 1 млрд лет. Дальнейшее развитие в результате дифференциации вещества в жидком состоянии привело к расслоению планеты на оболочки и формированию атмосферы и гидросферы.

Атмосфера Земли раннего этапа имела другой компонентный состав, чем сейчас. В ней преобладали гелий, водород, азот, углекислый газ. В дальнейшем часть газов улетучивалась в космос, другая часть участвовала в окислительных процессах, но происходило и пополнение атмосферы газами, поступающими с недр Земли. Только при извержении вулканов в атмосферу поступило газов в 50 раз больше массы современной атмосферы. Первоначальная атмосфера изменялась под воздействием поступающих из недр газов, солнечной радиации, растительности, окислительных процессов, утечки в космос. На рубеже 2–2,2 млрд лет назад возникла азотно-кислородная атмосфера, а содержание углекислого газа уменьшилось. Содержание углекислого газа сейчас в атмосфере составляет 0,034 %. Оно зависит от скорости обмена с океаном и биосферой, что определяется температурой и влажностью.

Гидросфера Земли появилась позже начала образования планеты. Но с раннего архея объем воды стал значительно увеличиваться, и 2–2,5 млрд лет назад ее объем приблизился к современному. Об этом свидетельствуют породы этого периода, формировавшиеся в водной среде (зеленокаменные офиолитовые пояса, голубые сланцы). Первичные океаны возникли 3,5–4 млрд лет назад.

Воды Мирового океана и газы атмосферы возникли в результате преобразования материала мантии и образования и развития земной коры. Основной состав атмосферы – азотно-кислородный при незначительном количестве инертных газов и водорода. Этот состав отличается от состава вулканических газов. Причина этого кроется в изменении атмосферы за геологическое время и под влиянием развития жизни на планете. Зарождение жизни относят ко времени 3,6 млрд лет назад. За это время вся вода Мирового океана прошла более 300 раз через биогенный цикл, а свободный кислород обновился более миллиона раз. В результате фотосинтеза ежегодно образуется 248 млрд тонн в год кислорода при потреблении 341 тонн углекислого газа. Кроме этого, кислород образуется за счет фотодиссоциации водяного пара. Приведенные цифры показывают огромную роль живого вещества в формировании и изменении состава атмосферы за геологическое время. Выветривание пород земной коры сопровождается процессами окисления и гидратации. Свободный кислород связывается, погружаясь в глубину. В породах при метаморфизации наблюдаются восстановительные процессы. В этих процессах образуется вода и углекислота, выделение свободного кислорода не наблюдается.

Излияние базальтов на поверхность Земли приносило ювенильные минерализованные воды и газы. В базальтовой магме содержится 7 % воды. Таким образом, образование коры сопровождалось и образованием воды и газов атмосферы. Поступали газы: CO, CO₂, CH₄, NH₃, S, H₂S, H₃BO₃, HCl, HFe, Ar, He. Ювенильные воды разрушали алюмосиликатные породы, растворяли Na, K, Rb, Cs, Mg, Ca, Sr, Fe. При круговороте воды значительная часть солей задерживалась в океане. В настоящее время установлен определенный баланс состава атмосферы и солевого состава гидросферы, происходящие изменения медленны и определяются ходом векового химического изменения под действием физико-химических и биологических факторов.

Живое вещество является не только основным поставщиком кислорода и поглощения углекислого газа. Оно так же концентрирует многие другие элементы: кремний, железо, фосфор, марганец и другие. Этапы развития живого вещества соответствуют изменениям в их взаимоотношении к различным элементам таблицы Менделеева. Так, первичные живые организмы развивались за счет окислительных процессов, следующий этап развития живого вещества использовал фотосинтез и усилил концентрацию Al, Si, Ca, Ti, Sr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn и др. Таким образом, живое вещество оказало и оказывает огромное влияние на миграцию химических элементов, а значит и на формирование не только состава атмосферы, но и на процесс преобразования земной коры, образования месторождений полезных ископаемых железомарганцевых руд, нефти и газа, угля, известняков, доломитов и т. д. Общая масса живого вещества сейчас составляет 2420 млрд тонн.

Об отсутствии кислорода в атмосфере в начальный период существования Земли свидетельствует отсутствие в морских отложениях минералов кислородных солей: сульфатов, карбонатов, минералов окисного железа. В дальнейшем состав отложений изменяется и свидетельствует о появлении свободного кислорода. Это произошло на рубеже 3 млрд лет назад.

Установлено также, что из земных недр непрерывно поступают в земную кору и на поверхность флюиды (газы и жидкости с растворенными солями и элементами). Это в первую очередь гелий, водород, углеводородные газы, вода. Но не только флюиды поступают в земную кору и изменяют ее. Поднимаются в результате процессов дифференциации и более тяжелые элементы и вещества, так же как и опускаются. Но этот процесс идет со скоростями в сотни и тысячи

раз медленнее, чем для флюидов. Такие процессы обуславливают метаморфизацию пород, гранитизацию, превращение океанической коры в континентальную и наоборот.

6.3. Этапы формирования земной коры

Образование Земли происходило из протопланетного вещества достаточно однородного по составу, представление о котором дают метеориты хондритовой группы (недифференцированные метеориты), состоящие из оливина, пироксена, никелистого железа, плагиоклаза и других минералов. На первом этапе после образования 4,5 млрд лет назад Земля постепенно разогревалась, накапливая тепловую энергию, выделявшуюся в результате различных физических процессов и превращений: гравитационных (образования Земли, потенциальной дифференциации), сжатия планеты, замедления и колебаний скорости вращения, приливных деформаций и, в основном, распада радиоактивных элементов. На ранней стадии существования Земли практически все элементы были радиоактивными, преобладающая часть которых была короткоживущими. В недрах планеты происходила дифференциация вещества, и на втором этапе жизни планеты 3,8–2,8 млрд лет развилась одноячеистая конвекция, образовалось земное ядро. Образующиеся базальтовые плиты (земная кора) погружались в мантию и расплавлялись. Поэтому с этого этапа развития земной коры остались немногочисленные геологические свидетельства.

Третий этап жизни планеты наступил со времени границы протерозоя-архея, сформировался суперконтинент Моногея. С этого времени конвекционные процессы последовательно перестраивались от одноячеистой к двухячеистой. Геологическое развитие Земли подчинялось тектонике литосферных плит. Суперконтиненты последовательно сменяли друг друга с закономерной цикличностью: Моногея, Мегогея, Мезогея, Пангея, Гипергея. На начальном этапе тектоники плит существовал только спрединг плит и отсутствовала субдукция.

Скорость движения литосферных плит на начальном этапе была достаточно высокой до 250 см/год. С увеличением мощности литосферы, остыванием Земли она непрерывно уменьшается и по данным современных измерений составляет до 5 см/год. Полагают, что она пропорциональна квадрату теплопотерь.

Последний, четвертый этап геологической жизни Земли начнется с прекращения движения плит, произойдет тектоническая смерть планеты.

Следует отметить временные границы определенных глобальных геологических процессов. Так 1 млрд лет Земля была расплавленной. Еще примерно 1 млрд лет формировалась первичная жесткая базальтовая земная кора. Объем поступивших из глубин продуктов вулканических извержений равен массе земной коры мощностью 33 км. В дальнейшем породы земной коры начали окисляться, образуя гранитный слой, мощность коры увеличивалась. Окисление пород стало возможным в связи с поступлением в атмосферу кислорода. В земной коре происходили различные геологические процессы, возникали и исчезали депрессионные зоны, горные системы. Все это реконструируется по строению и структуре пород кристаллического основания геологических структур. Все осадочные породы, которые доступны изучению, имеют возраст не древнее 2,5–2,6 млрд лет.

Установлено, что процессы развития земной коры носили циклический характер. Например: горообразовательные, регрессии и трансгрессии моря, развития жизни. Все это зафиксировано в определенном составе горных пород, отложений, имеющих преимущественный состав в определенные геологические периоды (отложения углей, солей, известняков и т. д.).

Вышеприведенные опорные характеристики должны укладываться в схему развития земной коры, гидросферы и атмосферы.

Катархей. 3,8–4 млрд лет назад происходило формирование застывающей магматической оболочки при температурах около 700 °С. Свидетельством этой фазы являются породы алданского структурного этажа. Широко развиты вулканогенные толщи и отложения осадков в водной среде, структуры имеют овальный тип.

В архее 3,8–2,6 млрд лет назад земная кора охлаждается, консолидируется. По разломам поступают из глубины огромные массы базальтовой магмы, широко развиваются процессы разрушения первичной коры и излившихся пород и накопления продуктов разрушения в виде конгломератов, песчаников. Формируются протоплатформы и зеленокаменные пояса. Земная кора имеет мощность 10–15 км, характеризуется многочисленными разломами, по которым поступал мантийный материал. В это время возникла великая дайка Родезии протяженностью более 500 км и шириной 10–15 км.

В первой фазе протерозоя 2,6–1,8 млрд лет назад происходило формирование платформенно-геосинклинального этапа развития земной коры. Кора утолщалась. Широко развиты карбонатные, доломитовые, терригенные отложения, активизировались окислительно-

восстановительные процессы. Земная кора стала приобретать двух-слоиное строение, так как у подошвы коры широко развились процессы гидратации вещества, амфиболитизация и серпентинизация ультрабазитов. В прогибах накапливалась осадочно-вулканогенная толща. Шла активная гранитизация земной коры. Этот этап получил название карельской гранитизации, что привело к возникновению мощной достаточно однородной широко распространенной гранитной оболочки. До времени 2 млрд лет назад преобладал ультраосновной вулканизм, после этого – щелочной.

Вторая фаза протерозоя (рифей) 1,8–0,3 млрд лет назад характеризуется накоплением осадочной толщи и утолщением земной коры, закладываются и развиваются геосинклинальные пояса. Тектоника земной коры приобретает черты современной геотектоники, структурный план которой мы наблюдаем в нынешнюю геологическую эпоху.

В девонское время на платформах развивались синеклизы, обширные по площади, глубиной до 5 км с пологим погружением к центру (Московская) и корытообразные глубокие до 20 км впадины (Прикаспийская), геосинклинально-складчатые пояса (Крым, Кавказ). Пригибание геосинклиналей является следствием растяжения коры под действием конвекционных процессов. Геосинклинальные прогибы характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести. Геосинклинальные пояса характеризуются огромной линейной протяженностью – десятки тысяч километров, при относительно незначительной ширине – сотни километров. По простиранию геосинклинальный пояс представляет серию отдельных впадин, разделенных поднятиями. Все эти структуры сопровождают глубинные разломы огромной протяженности.

В мезозое и кайнозое продолжают развиваться геосинклинальные пояса, образуются новые глубоководные океаны. Существует два мнения о природе океанов. Первое – древняя материковая кора погрузилась и находится под базальтовыми покровами и осадками. Вторая – земная кора океанов молодая и образована в результате раскола и раздвижения осколков древнего единого материка. И та, и другая гипотеза обладают набором таких «неопровержимых» фактов, как мировая система срединно-океанических хребтов, возраст осадочной толщи, молодость океанов, зафиксированное горизонтальное движение континентов, обнаружение гранитов, гранулитов, гранито-гнейсов и даже песчаников и других пород континентального генезиса в пределах морского дна всех океанов.

Приведем некоторые примеры развития земной коры. До образования Прикаспийской впадины это была часть Восточно-Европейской платформы с гранитизированным фундаментом. Во впадине накопилось 20 км осадков, фундамент опустился, сейсмические скорости волн в нем не меньше 6,8 км/с, что соответствует скоростям базальтового слоя. Мощность земной коры Восточно-Европейской платформы составляет 42–45 км. Накопившиеся осадки в Прикаспийской впадине мощностью до 20 км лежат на кристаллическом фундаменте мощностью 10–17 км. Из приведенных данных следует, что мощность кристаллического фундамента сократилась в 2 раза. Сокращение мощности фундамента происходило синхронно с накоплением осадочного слоя. Граница Мохоровичича поднималась вверх по мере опускания слоя кристаллического фундамента. Так развивались все крупные структуры платформы. Разделение земной коры на гранитный и базальтовый слои повсеместно не подтверждается. Наблюдается постепенное, плавное изменение состава земной коры и переход от гранитной к базальтовой среде.

В земной коре наблюдаются процессы превращения континентальной коры в океаническую. Очень тонка кора Венгерского массива, происходит океанизация коры Мексиканского залива, Черного, Каспийского, окраинных морей. Океанизация континентальной коры происходит или в результате значительного выделения тепловой энергии (окраинные моря), или при быстром развитии депрессионной зоны, значительном накоплении осадочной толщи, погружении гранитного слоя и его деградацией в базальтовый (Мексиканский залив). В пределах континентов имеются зоны развития океанической коры, которая осталась при стабилизации континентальных структур и где еще не возник гранитный горизонт (Черное, Каспийское море, северо-восточная часть Западно-Сибирской плиты).

Указанные процессы зависят от расположения пород по отношению к изотермической поверхности критического состояния водных растворов. Находящиеся выше этой поверхности породы становятся породами земной коры, ниже – породами мантии. Давление воды в системе процессов земной коры играет существенную роль, отодвигая вглубь критическую изотермическую поверхность в горных районах и поднимая ее в равнинных и океанических областях.

Особенностью континентальной земной коры является ее меньший удельный вес, чем океанической. В связи с этим при столкновении плит океаническая кора погружается под континентальную, под-

нимая на континентах горные цепи или, создавая цепочки островов с континентальной корой, за которыми находятся окраинные моря.

Граница Мохоровичича отмечается повсеместно геофизическими полями, граничной скоростью сейсмических волн 8,4 км/с. Выше границы Мохоровичича на 8–12 км также отмечается граница (Конрада). Она более четко проявляется под платформами и менее четко в областях океанизации и под горными хребтами. По результатам бурения Кольской сверхглубокой скважины не найдена граница Конрада. С глубиной идет постепенное изменение минералогического состава горных пород от гранитных к базальтовым. Граница раздела здесь идентифицируется с горизонтальной границей срыва горных пород, смещения в результате горизонтальных тектонических движений.

6.4. Трансгрессии и регрессии

Время от времени огромные площади континентов устилаются остатками растений и животных, обитающих в мелководных бассейнах. Последний раз это случилось примерно 90 млн лет назад, когда Европа была покрыта меловыми отложениями, а треть Северной Америки находилась под водой. Важнейшими событиями в истории Земли считают периоды «трансгрессий» – длительных вторжений морских вод в пониженные районы континентов, после которых континентальные «плоты» оказывались заболоченными.

По последовательно отлагавшимся слоям пород специалисты часто устанавливают постепенное наступление моря: в породах отмечается переход от грубозернистых песчано-галечниковых прибрежных осадков к сланцам, которые образовывались из глин, отлагавшихся в глубоководных участках моря. При отступлении морей последовательность отложений обратная. Отдельные горизонты пород в разрезах могут выпадать за счет процессов эрозии при появлении пород над уровнем моря. В местном масштабе затопления и осушения тех или иных участков континентов могли быть связаны с их деформацией при столкновении, но в глобальном масштабе отмечаются также периоды, когда происходило одновременное затопление всех континентов (рис. 6.3).

Некоторое изменение уровня морей объясняется образованием ледников в эпохи оледенения или же их таянием. В настоящее время Земля, по-видимому, находится в «промежуточном» положении по состоянию ледяного покрова. Если растопить основные ледники, то уровень Мирового океана поднимется примерно на 60 м; в наиболее

суровые ледниковые эпохи уровень Мирового океана был примерно на 200 м ниже современного. Но периоды оледенений редки и сравнительно кратковременны. Огромные по масштабам и значительные по времени периоды трансгрессий и регрессий, которые в прошлом считались столь же необъяснимыми, как и пресловутый всемирный потоп, наконец, получили правдоподобное объяснение: они вызываются движением плит.

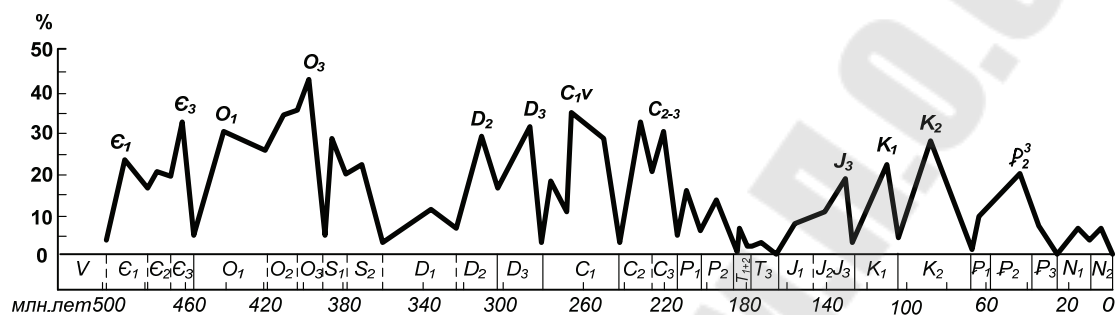


Рис. 6.3. Кривая трансгрессий для Русской, Сибирской и Северо-Американской платформ

Срединно-океанические хребты, образующиеся в тех местах, где расходятся две плиты внешней оболочки Земли, представляют собой колоссальные сооружения, занимающие значительный объем под водой. Если убрать все срединно-океанические хребты, уровень Мирового океана понизится более чем на 300 м. Хребты растут за счет прилегающих блоков внешней оболочки Земли; в результате, когда континенты расходятся по обеим сторонам хребта, их окраины проседают и тем самым вытесняют воду. Поэтому на ранних стадиях расхождения континентов уровень моря имел тенденцию повышаться. Когда континенты собираются вместе или же отдаляются от срединно-океанических хребтов на расстояние, вновь позволяющее им всплыть до нормального уровня, уровень моря понижается.

В период двух хорошо известных регрессий моря, происходивших около 700 и 225 млн лет назад, существовали очень крупные континенты. По мере того как они подвергались дроблению, вдоль возникших трещин образовывались новые срединно-океанические хребты; в результате совместного воздействия этих хребтов и проседающих окраин континентов уровень океанов повышался. Именно этим можно объяснить частичное затопление континентов вслед за двумя периодами их распада (примерно 420 и 100 млн лет назад). Последний период совпадает с тем временем, когда микроскопические

морские организмы образовали меловые отложения на территории нынешней Европы.

Одна из крупнейших катастроф «пермо-триасовая», хорошо известная всем палеонтологам, произошла примерно 225 млн лет назад. Особенно сильно пострадали морские организмы – погибли многие виды животных. По мнению ученых, причиной катастрофы явилось столкновение Азии и Европы. Просматривается прямая зависимость условий жизни от движения плит.

Слияние континентов стимулировало эволюцию, хотя и весьма жестоким способом. Разнообразие биологических форм уменьшилось, зато появились виды с новыми свойствами, которые соответствовали создавшимся условиям. Живые организмы обладают ярко выраженной способностью приспосабливаться к новым условиям, и по сравнению со скоростью перемещения континентов их эволюция происходила быстрее. Стоило пройти тяжелым временам – континенты распадались или возвращались в тропики после путешествия в полярные районы, – и вновь быстро восстанавливалось разнообразие форм. Итак, мы можем сделать вывод, что эволюцию стимулировали различные причины. Животные приспосабливались к определенным условиям жизни, но с ростом продолжительности их жизни снижалось воспроизводство. Кроме того, многие виды животных находились в неравных условиях – в то время как одни процветали, другие были на краю гибели. Вместе с тем видовое разнообразие и отличия в образе жизни имели свои преимущества: они облегчили выход первых растений и животных на сушу. Ученые объясняют это тем, что в связи с распадом континентов видовое разнообразие морских организмов в тот период достигло максимума.

На начальных стадиях обоснования теории дрейфа континентов Альфред Вегенер отмечал различия во взглядах палеонтологов и геофизиков на историю нашей планеты. Вновь и вновь палеонтологи вынуждены были допускать существование мостов, некогда связывавших континенты, которые ныне разделены обширными океаническими просторами. Без этого невозможно было объяснить, каким образом на разобщенных сейчас континентах могли одновременно образоваться весьма сходные виды растений и животных.

Идея существования «мостов» между участками суши не беспочвенна; в далеком прошлом можно было пройти посуху из Франции в Англию или из Сибири на Аляску, т. е. по тем местам, где в наши дни находятся мелководные моря. Это обстоятельство позво-

лило ученым допустить существование на месте современных океанов других континентов, впоследствии опустившихся. Геофизики отрицали подобную возможность, хотя и не располагали еще современными данными о строении глубинных участков дна океанов; последние полностью доказывают несостоятельность представлений о существовании межконтинентальных мостов. И вместе с тем бесспорные ископаемые доказательства подобной связи существуют; о том же свидетельствуют и сходные виды существующих на различных континентах животных, генеалогия которых теряет всякий смысл при отрицании общих предков.

Высказывалось множество самых разнообразных, порой противоречащих друг другу предположений о способах перемещения этих животных через океаны. Конечно, птицы могут океаны перелетать и переносить семена и насекомых. Бегемоты могут океаны переплыть. Но для большинства крупных сухопутных животных это невозможно. В качестве примера обратимся к листрозаврам – метровым рептилиям, ископаемые остатки которых обнаружены в 1969 г. всего в 650 км от Южного полюса. Чтобы перебраться в Антарктиду из Африки, где они обитали более 200 млн лет назад, эти животные должны были бы переплыть океан шириной в Атлантический. Ко времени обнаружения этих рептилий-«полярников» подтвердилась теория перемещения континентов и тем самым отпали сомнения: животные просто перешли из Африки в Антарктиду, когда оба континента смыкались.

До распада суперконтинента всю его территорию заплонили примитивные яйцекладущие млекопитающие. Связи между новыми континентами осуществлялись на протяжении различных отрезков времени, но дальнейшей изоляции материков, вызванной движением плит, способствовали значительные по масштабам наводнения.

Современный человек окончательно сформировался около 50 тыс. лет назад. Мы затрудняемся с точностью назвать его родину, ибо предки человека рассеялись по свету далеко от Африки. Климатические изменения, связанные с оледенениями, предъявляли суровые требования и, по-видимому, во многом способствовали развитию наших предков. Но эпохи оледенения в отличие от времени, в течение которого происходит большинство других геологических процессов, исчисляются не миллионами, а, скорее, десятками тысяч лет.

На протяжении всей своей истории практически вся Земля была теплой планетой, почти лишенной ледяного покрова. Правда, сейчас мы являемся свидетелями того, что Антарктида и Гренландия покры-

ты мощными толщами льда, но это исключение. За последние два миллиона лет льды Северного полюса неоднократно наступали на прилегающие районы. Ландшафты Северной Европы и Северной Америки во многом носят на себе следы «соскабливающего» и «полирующего» воздействия еще недавно существовавших ледяных покровов и ледников. Этому процессу сопутствовало гораздо более обильное, чем в других районах земного шара, выпадение осадков.

Льды отступили на нынешние «позиции» только 6000 лет назад. Нет оснований полагать, что эпохи оледенения на Земле не повторяются; скорее всего, мы находимся сейчас в «межледниковом» периоде, длящемся, если судить по прошлому, не менее 100 тыс. лет. Гренландские льды представляют собой скопление «замороженных» снежных бурь за последние 100 тыс. лет, аккуратно «наваливаемых» друг на друга. Удалось пробурить ледовый панцирь Гренландии до подстилающих пород. В 1966 г. была пройдена скважина, мощность льда оказалась равной примерно 1350 м. Полученные образцы использовались для изучения изменений климата Земли.

Метод определения температур далекого прошлого по образцам льда или другим неизменным осадкам в известной мере напоминает радиоактивный метод. При исследовании льда используется кислород, в составе которого, кроме обычного кислорода-16, присутствует небольшое количество более тяжелого кислорода-18. Молекулы океанской воды, содержащие тяжелый кислород, испаряются медленнее, чем молекулы обычной воды; особенно медленно происходит их испарение в условиях холодного климата. Поэтому когда испарившиеся воды выпадают в Гренландии в виде снега, содержащееся в нем количество тяжелого кислорода служит указанием температуры океана: чем меньше тяжелого кислорода, тем ниже температура. Рассчитали возраст каждого образца, основываясь на глубине отбора с поправкой на вес вышележащих толщ, утрамбовавших глубинные слои. Удалось подтвердить характер климатических перемен и вызванных этим последствий в период последнего оледенения, что ранее было установлено с помощью других методов, в том числе радиоактивных, исследованием морских осадков, а также геологическими и археологическими исследованиями на суше. Параллельное изучение образцов льда из Антарктиды, проводимое в Калифорнийском технологическом институте, показало, что основные перемены климата в южном полушарии во многом сходны с северным полушарием.

Изменение климата Земли зависит от геолого-тектонических процессов, происходящих в земной коре и глубинных сферах Земли

и от космических факторов. К космическим причинам можно отнести влияние солнечной активности, изменения расстояния до Солнца, изменение наклона оси вращения Земли, влияние близко пролетающих космических тел, изменяющих параметры Земли.

Чередование периодов холодного и теплого климата, выявленное с помощью указанных методов, позволяет лучше понять историю человечества. Например, зарождение сельского хозяйства 9000–10000 лет назад точно соответствует начальному этапу завершения последнего оледенения, когда климат на Ближнем Востоке стал засушливее и охотиться стало труднее. Среди выявленных в более поздние времена изменений климата следует отметить общее потепление где-то около 1000 года н. э., когда благоприятные условия позволили скандинавским викингам отправляться в Гренландию и Америку (рис. 6.4). В последующие столетия климат ухудшился, и в эпоху «малого» оледенения Исландия временами оказывалась полностью затертой морскими льдами. В 30-е годы прошлого столетия произошло исключительно сильное потепление климата. С тех пор вновь отмечается снижение температуры, и исландцы с тревогой ожидают вторжения морских льдов.

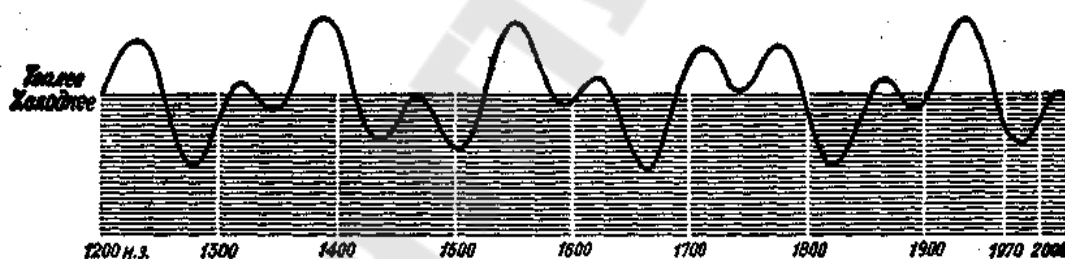


Рис. 6.4. Климатические колебания за прошедшие 800 лет.

По продолжению кривой можно предсказать климат в ближайшем будущем

Предсказаны возможные изменения климата в будущем. Повторяющаяся цикличность климатических условий в будущем должна достаточно близко совпадать с периодичностью смен климатов, зафиксированных в ледниках прошлого; установлено, что наблюдается преобладание двух совмещенных циклов: пик потепления одного из них повторяется каждые 78 лет, пик другого – каждые 181 год. Оба цикла связаны с изменениями, происходящими на Солнце и сказывающимися на количестве испускаемой им энергии. Основываясь на этом можно продолжить график цикличности на несколько десятилетий вперед и вывести долгосрочный прогноз погоды. Выглядит он

так: в течение 70-х и в начале 80-х годов прошлого столетия климат становился холоднее, после чего началось постепенное потепление; к 2015 г. мы вернемся к климатическим условиям 1960 г. Затем вновь начнется похолодание.

С начала образования Земли (4,5–5 млрд лет) земная кора и гидросфера отсутствовали. Атмосфера не содержала кислорода, в ней преобладали гелий, водород, азот, углекислый газ. В дальнейшем часть этих газов улетучивалась в космос, а в связи с внутриконтинентальными процессами в атмосферу поступали другие газы, изменяя ее состав и обогащая кислородом. Внутривулканические процессы привели к выделению огромного количества воды, которая образовала гидросферу. Земная кора образовалась после постепенного остывания Земли. Первоначально это была тонкая базальтовая кора. Мощность ее все увеличивалась, а в дальнейшем, с появлением кислорода и развитием окислительных процессов, возник гранитный слой. Участие гидросферы и атмосферы в преобразовании и развитии земной коры ускорило ее формирование. Возникла мощная осадочная толща. Началось формирование геосинклинальных и орогенных структур. Появились простейшие органические структуры и в дальнейшем развилась мощная растительность и животный мир. Геолого-тектонические процессы приводили к перемещению континентов, их неоднократному соединению и разъединению, что влияло на формирование и направление движения глобальных океанических потоков, перемещало континенты с экваториальных в полярные условия и наоборот. Таким образом, на континентах изменялись климатические условия и связанные с ними процессы жизнедеятельности органического мира. Возможно, в этом глобальном изменении климатических условий участвовали и космические факторы. На каждом из континентов в осадочной толще разного периода времени находятся ледниковые отложения, даже если этот континент теперь расположен в экваториальной зоне (Африка, Австралия) и отложения (уголь, нефть), присущие экваториальному климату в Антарктиде, Гренландии, Шпицбергене, шельфовой зоне Северного Ледовитого океана. Значительные площади континентов в разные периоды времени подвергались затоплению водой, что отмечено в формировании соответствующих типов осадочной толщи. Все указанные выше факторы позволили установить периодичность климатических условий на Земле, смену периодов потепления и похолодания. В периоды оледенения часть гидросферы превращалась в ледники, покрывающие сушу,

площадь океанов уменьшалась. В периоды потепления ледники таяли, площадь океанов увеличивалась. Колебания уровня океанов составляло 200–300 метров. Таким образом, установлена периодичность трансгрессий и регрессий на Земле на протяжении всего времени ее существования. Эти периоды тесно связаны с периодичностью климата.

Литература

1. Абрикосов, И. Х. Общая, нефтяная и нефтепромысловая геология / И. Х. Абрикосов, И. С. Гутман. – Москва : Недра, 1974. – 360 с.
2. Аллисон, А. Геология / А. Аллисон, Д. Палмер ; пер. с англ. – Москва : Мир, 1984. – 568 с.
3. Борголов, И. Б. Курс геологии (с основами минералогии и петрографии) / И. Б. Борголов. – Москва : Агропромиздат, 1989. – 216 с.
4. Брэдшоу, М. Дж. Современная геология / М. Дж. Брэдшоу ; пер. с англ. – Ленинград : Недра, 1977. – 279 с.
5. Габриэлянц, Г. А. Геология нефтяных и газовых месторождений / Г. А. Габриэлянц. – Москва : Недра, 1984. – 285 с.
6. Геология нефти и газа / ред. А. А. Бакирова. – Москва : Недра, 1990. – 240 с.
7. Жданов, М. А. Нефтегазопромысловая геология и подсчет запасов нефти и газа : учеб. пособие / М. А. Жданов. – Москва : Недра, 1981. – 453 с.
8. Иванова, М. М. Нефтепромысловая геология и геологические основы разработки месторождений нефти и газа / М. М. Иванова. – Москва : Недра, 1985. – 422 с.
9. Канагин, В. Г. Нефтегазопромысловая геология и гидрогеология / В. Г. Канагин, М. Г. Ованестов, В. П. Шугрин. – Москва : Недра, 1985. – 247 с.
10. Короновский, Н. В. Основы геологии / Н. В. Короновский, А. Ф. Якушова. – Москва : Высш. шк., 1991. – 416 с.
11. Мильничук, В. С. Общая и историческая геология : учебник / В. С. Мильничук, М. С. Арабаджи. – Москва : Недра, 1979. – 195 с.
12. Мстиславская, Л. П. Геология, поиски и разведка нефти и газа : учеб. пособие / Л. П. Мстиславская, В. П. Филиппов. – Москва : ЦентрЛитНефтеГаз, 2005. – 199 с.
13. Общая геология / ред. Г. Д. Ажгирей. – Москва : Просвещение, 1974. – 479 с.
14. Пермяков, И. Г. Нефтегазопромысловая геология и геофизика / И. Г. Пермяков, Н. Ш. Хайредин, Е. Н. Шевкунов. – Москва : Недра, 1986. – 269 с.

Содержание

Введение.....	3
Тема 1. Форма, размеры и строение земли	4
1.1. Характеристика планет Солнечной системы	4
1.2. Форма, размеры и внутреннее строение Земли.....	8
1.3. Термодинамическое состояние Земли	14
1.4. Магнитные и электрические поля Земли.....	18
Тема 2. Земная кора. Ее состав и строение	26
2.1. Вещественный состав земной коры	27
2.2. Строение земной коры	35
Тема 3. Формы залегания горных пород в земной коре	38
3.1. Элементы залегания горных пород.....	38
3.2. Пликативные дислокации	39
3.3. Дизъюнктивные дислокации	42
3.4. Формы залегания пластов	44
3.5. Геологическая документация	48
Тема 4. Геохронология.....	51
4.1. Определение возраста горных пород.....	51
4.2. Периодизация истории Земли.....	55
Тема 5. Тектоническая схема земной коры.....	58
5.1. Гипотеза глобальной тектоники литосферных плит	58
5.2. Основные структурные элементы земной коры	62
5.3. Подвижные геосинклинальные пояса.....	70
5.4. Глубинные разломы.....	75
Тема 6. Эволюция земной коры. Гидросферы и атмосферы	79
6.1. Развитие структур земной коры	79
6.2. Эволюция атмосферы и гидросферы	81
6.3. Этапы формирования земной коры.....	84
6.4. Трансгрессии и регрессии	88
Литература	96

Учебное электронное издание комбинированного распространения

Учебное издание

Пинчук Адам Петрович

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

**Курс лекций
по дисциплине «Общая геология»
для студентов специальности 1-51 02 02 «Разработка
и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений»**

Электронный аналог печатного издания

Редактор *Н. И. Жукова*
Компьютерная верстка *Н. Б. Козловская*

Подписано в печать 02.07.09.

Формат 60x84/16. Бумага офсетная. Гарнитура «Таймс».

Ризография. Усл. печ. л. 5,81. Уч.-изд. л. 5,52.

Изд. № 10.

E-mail: ic@gstu.gomel.by

<http://www.gstu.gomel.by>

Издатель и полиграфическое исполнение:
Издательский центр учреждения образования
«Гомельский государственный технический университет
имени П. О. Сухого».

ЛИ № 02330/0131916 от 30.04.2004 г.

246746, г. Гомель, пр. Октября, 48.