

Министерство образования и науки Российской Федерации

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

М.Ф. Мохнач, Т.И. Прокофьева

ГЕОЛОГИЯ

Книга 1. Геосферы

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию
в области гидрометеорологии в качестве учебника для студентов
высших учебных заведений, обучающихся по направлениям:
«Гидрометеорология», «Экология и природопользование»*



Санкт-Петербург
2010

УДК 55(075.8)

Мохнач М.Ф., Прокофьева Т.И. Геология. Книга 1. Геосферы. Учебник. – СПб.: изд. РГГМУ, 2010. – 263 с

ISBN 978-5-86813-288-9

Под редакцией доктора геолого-минералогических наук
профессора А.Н. Павлова

Рецензенты: кафедра гидрогеологии и инженерной геологии
СПбГТУ (горный институт);
А.П. Алхименко, д-р геогр. наук, проф. (Институт
Озероведения РАН)

В книге 1 представлены основные разделы современной геологии. Рассмотрены вопросы, связанные с положением Земли во Вселенной, ее происхождением, составом и строением внешних и внутренних геосфер. Большое внимание уделено освещению геологической истории земной коры и эволюции органического мира прошлого.

Учебник предназначен для студентов, обучающихся по направлению экология и природопользование. Он может быть полезен также для студентов гидрометеорологического направления.

Mokhnach M.F., Prokofyeva T.I. Geology. Textbook 1. Geospheres. St.Petersburg: RSHU, 2010, 263 pp.

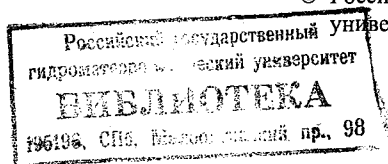
Principal divisions of contemporary geology are presented in the textbook. The problems resulting from the position of the Earth in the Universe, its origin, composition, and structure of the internal and external geospheres are considered. Much attention is given to geological processes, their interaction and importance in the formation of the Earth's crust. The textbook introduces new basic facts on the results of investigation of the tectonic movements of the Earth's crust, the modern concepts on their nature and directionality.

Textbook is suitable for students in ecology, nature using, environmental protection, and also may be valuable resource for students in hydrometeorology.

ISBN 978-5-86813-288-9

© Мохнач М.Ф., Прокофьева Т.И., 2010

© Российский государственный гидрометеорологический университет, 2010



ПРЕДИСЛОВИЕ

Геология как учебная дисциплина является одной из обязательных естественно-научных дисциплин для студентов, обучающихся по направлению «Экология и природопользование». В учебном плане студентов-гидрометеорологов (гидрологов, океанологов, метеорологов) есть дисциплина «Геофизика», в программу которой также входят общие разделы геологии. Абсолютное большинство учебников по общей геологии, которые издаются в нашей стране более ста лет, предназначены для студентов геологической и геолого-разведочной специальностей. Понятно, что программа дисциплины «Геология», утвержденная для студентов экологов и геоэкологов, несколько отличается от той, по которой ведется преподавание «Общей геологии» при подготовке специалистов-геологов. Цель настоящей книги – дать будущим экологам и гидрометеорологам необходимые теоретические и практические знания в области наук, занимающихся изучением закономерностей происхождения, развития и современного состояния литосферы, и создать основу для эффективной работы в области использования геологической информации в геоэкологических исследованиях.

За основу изложения приняты современные представления о Земле как открытой динамической развивающейся системе. Рассматриваются вопросы происхождения Земли, ее внутреннее строение и вещественный состав, внешние геосферы Земли (атмосфера, гидросфера, биосфера) и особенности их взаимодействия, вопросы геохронологии, геологическая история земной коры и эволюция органического мира. Прилагаемый список литературы содержит не только новейшую учебную литературу по геологии, но и последние монографии ведущих российских ученых.

Главы 1 – 3 и введение написаны кандидатом географических наук Т.И. Прокофьевой; главы 4 – 7, глоссарий и заключение – кандидатом геолого-минералогических наук М.Ф. Мохначом.

Учебник состоит из двух книг: книга 1 – Геосферы; книга 2 – Геодинамика.

Авторы искренне признательны доктору геолого-минералогических наук профессору В.В. Антонову, доктору географических наук А.П. Алхименко, докторам геолого-минералогических наук,

профессорам А.Н. Павлову и В.А. Прозоровскому за конструктивную критику и полезные советы, полученные ими в процессе обсуждения и рецензирования книги, а также Н.М. Химину за предоставленные фотоматериалы и А.О. Воробьевой за помощь в оформлении оригинал-макета.

Замечания и рекомендации, которые помогут совершенствовать содержание и форму учебника, авторы просят направлять по адресу: 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98, РГГМУ, РИО.

ВВЕДЕНИЕ

Термин «геология» в переводе с греческого означает «наука о земле» (гео... — земля, ...логия — знание, наука). Помимо геологии Земля является объектом изучения целого ряда наук и прежде всего геодезии, географии, геофизики, астрономии и др. Каждая из наук решает определенные задачи, имеет свой предмет исследований, использует свою методологическую основу и информационную базу. Современная геология представляет собой комплекс большого числа связанных между собой геологических дисциплин. В настоящее время насчитывается более ста различных специальностей и специализаций, которые имеют отношение к геологии и тесно связаны с другими естественными науками (химией, физикой, биологией, астрономией).

Среди основных разделов или отраслей геологии выделяют следующие.

Петрография — наука о горных породах (гр. *petra* — камень, *graphein* — пишу), т.е. о каменных массах, слагающих верхнюю твердую оболочку Земли. Петрография изучает состав горных пород, их строение, условия залегания, происхождение.

Минералогия — объект изучения — минералы — природные физико-химические соединения, характеризующиеся более или менее постоянным химическим составом и свойствами. Ассоциация минералов представляет собой горные породы. Минералогия занимается изучением химического состава, физических свойств, классификацией минералов.

Кристаллография — исследует особенности внутреннего строения минералов, большинство которых являются кристаллическими веществами.

Геохимия — наука о химическом составе вещества Земли, о формах нахождения химических элементов в недрах Земли и на ее поверхности, о закономерностях их миграции.

Перечисленные разделы геологии тесно связаны друг с другом как имеющие общие объекты изучения.

Региональная геология — изучает геологическое строение и геологическую историю отдельных регионов.

Тектоника, или геотектоника – раздел геологии, предметом изучения которого являются тектонические структуры земной коры, их происхождение и история развития. Горные породы залегают в недрах Земли по-разному. Одни – образуют горизонтальные или слабо наклонные слои, другие – тела разнообразной формы. Слои могут быть изогнуты в виде складок, разбиты системой трещин, т.е. представлять собой различные тектонические структуры.

Динамическая геология – объединяет те разделы геологии, которые изучают геологические процессы, т.е. процессы, действующие на земной поверхности и в недрах Земли, формирующие рельеф земной поверхности, приводящие к разрушению одних горных пород и созданию других.

В состав динамической геологии входят разделы тектоники – вулканология, сейсмогеология, геоморфология.

Вулканология – изучает процессы вулканизма, строение, развитие вулканов, их географическое распространение, состав продуктов вулканических извержений.

Сейсмогеология – наука о геологических условиях возникновения, распространения и проявления землетрясений.

Геоморфология – наука о процессах образования и законах развития рельефа земной поверхности.

Историческая геология – крупный раздел геологии, в который входят специальные дисциплины, занимающиеся различными аспектами истории формирования земной коры. Это, прежде всего, стратиграфия, палеогеография и палеонтология.

Стратиграфия – изучает временную последовательность образования горных пород земной коры.

Палеогеография – восстанавливает историю изменения географических условий на земной поверхности.

Палеонтология – биологическая наука, изучающая состав и строение ископаемых остатков древних организмов. Она является важнейшей основой стратиграфии, так как позволяет определить относительный возраст горных пород по остаткам захороненных в них в виде окаменелостей ранее существовавших животных и растений.

Экологическая геология – новый раздел геологии, который рассматривает процессы, происходящие в геологической среде и влияющие на её состояние, по отношению к биоценозам.

Перечисленные разделы современной геологии относятся к теоретическим дисциплинам. Кроме них существует еще ряд геологических наук, которые имеют прежде всего практическое значение и объединяются названием *прикладная геология*. К ним относятся следующие дисциплины.

Геологическое картирование – разрабатывает методы составления геологических карт, т.е. карт, на которых дается информация о возрасте, составе и условиях залегания горных пород.

Гидрогеология – наука о подземных водах, условиях их формирования и закономерностях движения, в задачи которой входят разведка месторождений подземных вод, оценка их ресурсов и качества.

Инженерная геология – изучает геологические условия территорий, на которых проектируется возведение зданий и сооружений, прокладка трубопроводов, транспортных магистралей и пр.

Геология не ограничивается перечисленными разделами и направлениями. Можно упомянуть также геологию полезных ископаемых (рудных и нерудных), мерзлотоведение, экономическую геологию, военную геологию и т.п. Следует отметить, что приведенное деление в какой-то степени условно. Между отдельными дисциплинами существует тесная взаимосвязь, которая проявляется в общности объектов и конечных целях геологических исследований.

Основные этапы развития геологии в России

Первые этапы развития геологии в России были связаны с исследованиями прикладного характера. В XVI в. в Московском государстве был организован «Каменный приказ», который руководил добычей и обработкой строительных материалов. Позже в начале XVIII в. при Петре I был создан «Приказ рудокопных дел», а затем Берг-коллегия (1719 г.). Первые теоретические исследования, обобщение геологических знаний в России связаны с именем М.В. Ломоносова. В 1725 г. в Петербурге была создана Академия Наук, в стенах которой протекала его научная деятельность. В 40–60-х годах XVIII в. были изданы основные труды М.В. Ломоносова, в которых он сформулировал основные идеи о формировании рельефа Земли в процессе взаимодействия внешних и внутренних сил, объяснил происхождение многих минералов и горных пород (янтарь, уголь, известняк и др.). С именем М.В. Ломоносова связаны организация региональных геологических исследований и становление геологического образования в России.

По проекту Ломоносова в конце XVIII в. его учениками и последователями были организованы экспедиции в разные регионы России с целью изучения их геологического строения. По материалам этих экспедиций были составлены первые геологические карты для северной части Европейской территории России (Н.И. Кокшаров) и для всей Европейской территории России (Г.П. Гельмерсен). Тогда же в России начинается геологическая съемка. Сохранились уникальные карты некоторых районов Сибири, на которых показано распространение различных горных пород.

В начале XIX в. усилиями русского академика В.М. Севергина были заложены основы минералогии в России. Им был подготовлен масштабный труд «Опыт минералогического описания государства Российского».

В 20 – 30-х годах XIX в. были начаты первые исследования по стратиграфии и палеонтологии России. Они проводились в первую очередь в районах, богатых полезными ископаемыми. Это – Донецкий бассейн, Поволжье, Урал, Кавказ и пр. В 1841 г. Г.П. Гельмерсен опубликовал «Генеральную карту горных формаций Европейской России».

Проведением геологических исследований в России занимались как государственные учреждения, так и общественные организации. С начала XIX в. существовал Департамент горных и соляных дел, с 1834 г. – Штаб корпуса горных инженеров. В 1882 г. был организован Геологический комитет, который развернул масштабные работы по геологической съемке территории России. Эти работы проводились учеными-геологами, такими как С.Н. Никитин, А.П. Павлов, Н.А. Головкинский, А.В. Нечаев, А.П. Карпинский, К.И. Богданович, Д.В. Голубятников, И.М. Губкин, Ф.Н. Чернышев, Л.И. Лутугин, И.В. Мушкетов и многими другими.

Среди общественных организаций, которые принимали активное участие в геологических и географических исследованиях в России, можно выделить Московское общество испытателей природы (1805), Минералогическое общество (1817), Русское географическое общество (1845), Московское общество любителей естествознания, антропологии и этнографии (1865).

Основные успехи развития геологии в России в конце XIX – первой половине XX вв. связаны с трудами выдающихся ученых.

А.П. Карпинский (1847 – 1936). Сфера его деятельности – тектоника, палеонтология, петрография, палеогеография. Им были составлены легенда к геологической карте, принятая и утвержденная Международным геологическим конгрессом в 1881 г., и палеогеографическая карта для европейской части СССР.

И.В. Мушкетов (1850 – 1902) – проводил исследования геологического строения Средней Азии. Основной труд – «Физическая геология» – один из лучших учебников по динамической геологии.

Е.С. Федоров (1853 – 1919) – разработал методические основы структурно-кристаллохимических исследований.

В.А. Обручев (1863 – 1956) – занимался исследованиями Центральной Азии и Восточной Сибири. Основные научные труды посвящены теоретическим проблемам динамической и исторической геологии.

А.П. Павлов (1854 – 1929) – занимался изучением четвертичных отложений европейской части России. На основе полученных материалов разработал генетическую классификацию континентальных образований и типов рельефа, которая является общепринятой и в настоящее время. Он был одним из создателей инженерной геологии.

В.И. Вернадский (1863 – 1945) – является создателем геохимии. Его исследования в области химии земной коры обобщены в многотомном труде «История минералов земной коры». Им создано учение о биосфере, криосфере, ноосфере.

А.Е. Ферсман (1883 – 1945) был учеником В.И. Вернадского. Он проводил минералогические и геохимические исследования на Кольском полуострове, в Центральных Каракумах, на Урале, Кавказе и других районах. Для популяризации геологических знаний он подготовил ряд монографий, таких, как, например, «Занимательная минералогия» (1943).

В XX в. развивались как теоретические, так и прикладные разделы геологии. Геологическая съемка разных масштабов проведена на всей территории России. В настоящее время среднемасштабные карты (1:200 000) имеются для всех регионов страны. Геологические исследования позволили обеспечить страну всеми видами минерального сырья.

Во второй половине XX в. объектом исследований геологии помимо материков и узкой прибрежной полосы стал Мировой оке-

ан. При геологических работах в океане изучается рельеф морского дна, отбираются образцы скальных и рыхлых горных пород. Наблюдения проводятся с борта кораблей или с подводных обитаемых аппаратов, которые могут погружаться на большие глубины. Так, российские аппараты типа «Пайсис» опускаются на глубины до 2000 м, «Мир-1» и «Мир-2» – до 6000 м.

Новое направление геологии, возникшее в XX в., связано с открытым В.И. Вернадским явлением перехода биосферы в ноосферу, в которой человек становится крупнейшей геологической силой. В настоящее время антропогенный геологический процесс, под которым понимается процесс преобразования земной коры человеком, по масштабам вполне сопоставим с естественными экзогенными геологическими процессами, поэтому оценка геологической ситуации в районах с высоким уровнем техногенной нагрузки является актуальной задачей, которая стоит перед геологией. Для решения этой задачи организуется мониторинг геологической среды, целями которого являются: обеспечение безопасной эксплуатации недр, сохранность инженерных сооружений, прогноз развития негативных процессов и минимизация последствий чрезвычайных ситуаций в районах добычи полезных ископаемых и интенсивной инженерно-технической деятельности.

Методы геологических исследований

Среди методов, которые применяют геологи для изучения внутреннего строения Земли, можно выделить прямые и косвенные. Прямые методы – это сбор фактического материала, который осуществляется в ходе экспедиционных исследований, и последующее изучение образцов горных пород в лабораториях. Образцы отбираются из естественных обнажений и искусственных выработок (шурфов, скважин, шахт, штолен). Косвенные методы представляют собой комплекс геофизических методов, основанных на изучении характеристик физических полей Земли (гравитационного, электромагнитного, поля упругих колебаний, теплового). В основе этих методов лежит представление о том, что геологический объект со свойствами, отличными от свойств вмещающих пород, создает вокруг себя нарушения в пространственном распределении характеристик геофизических полей. Задача геолога состоит в интерпретации данных измерений этих характеристик.

Полученная геологическая информация о составе, физических свойствах, строении земной коры используется в самых разных аспектах как для решения сугубо практических задач, так и для создания теории формирования Земли и ее оболочек от момента возникновения до настоящего времени. Основные трудности, которые возникают при анализе и обобщении материалов наблюдений и попытках объяснить на их основе различные геологические явления, связаны с тем, что масштаб времени, в котором протекают геологические процессы, несоизмерим с длительностью жизни не только отдельного человека, но и человечества в целом. Непосредственно наблюдать за тем, как протекает тот или иной геологический процесс от его зарождения до затухания невозможно ни в реальном пространстве, ни в лаборатории. Для выхода из этой непростой ситуации в геологии используется метод актуализма, который в формулировке английского геолога Ч. Лайеля (XIX в.) звучит так: «Настоящее есть ключ к познанию прошлого для правильного прогноза будущего». На основе метода актуализма имеющаяся информация о современном состоянии геологической среды используется для создания различных геологических теорий, выдвижения гипотез, освещающих основные проблемы развития Земли. В ряду таковых можно указать на теорию эволюции земной коры, теорию эволюции природных условий и органического мира, теорию происхождения полезных ископаемых, развития и взаимодействия эндогенных (процессов внутренней геодинамики) и экзогенных (процессов внешней геодинамики) геологических процессов. Выдвигаемые в геологии гипотезы редко можно проверить в лаборатории, поэтому для того чтобы гипотеза перешла в разряд теории, необходимы анализ, сопоставление и обобщение всех новых данных, имеющих отношение к той или иной проблеме геологии. Очевидно, что чем большему числу фактов удовлетворяет гипотеза, тем ближе она к теории.

В последние десятилетия возможности геологии в части проверки, подтверждения (или опровержения) отдельных теорий и гипотез значительно выросли. Связано это в значительной степени с развитием компьютерной техники, достижениями физики твердого тела, развитием приборной базы современных геологических лабораторий, в частности, появлением сверхчувствительных масс-спектрометров и сканирующих электронных микроскопов.

Глава 1

ЗЕМЛЯ – ПЛАНЕТА. ДВИЖЕНИЯ, ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ

Земля – одна из восьми планет Солнечной системы. Солнце – рядовая звезда Галактики, вокруг которой обращается Земля. Если посмотреть на небо ясной ночью, можно увидеть множество звезд. Они удалены от Земли на огромные расстояния. Звезды разнообразны. Одни ярко мерцают (это влияние движения газов атмосферы), другие – едва заметны (голубые, желтые, красноватые). В большинстве случаев "соседние" звезды находятся на самых разных расстояниях от Земли. Так, расстояние от нашей планеты до одной из ближайших звезд – Веги из созвездия Лиры составляет $2,5 \cdot 10^{17}$ м (в 1,5 млн раз дальше, чем Солнце). Свет Веги доходит до Земли через 25,3 лет. Этим объясняется неизменность положения звезд на небосклоне.

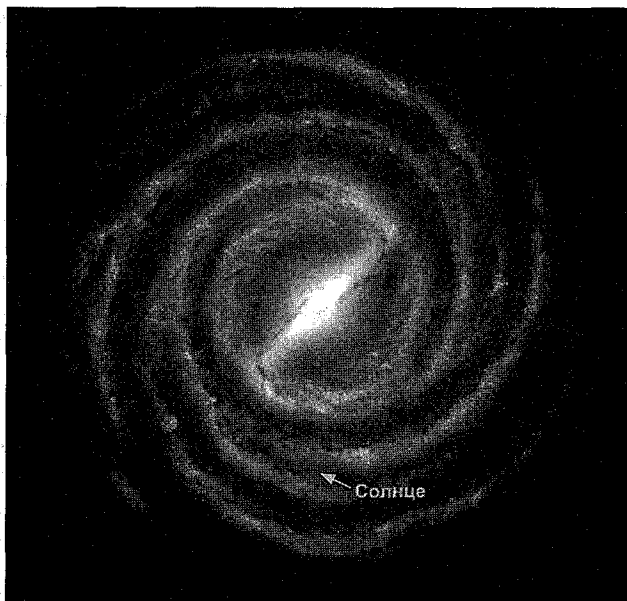


Рис. 1.1. Галактика Млечного пути

Через весь небосклон проходит сливающаяся звездная полоса – Млечный путь (молочный – киклос галактикос, как называли его древние греки). Это и есть наша Галактика – Галактика Млечного Пути (рис. 1.1).

Галактика имеет вид плоского диска с утолщением посередине. Из центра диска выходят спиральные рукава, где плотность звезд наиболее высокая. Галактика входит во Вселенную. Кроме Галактики (с большой буквы), существует множество таких же огромных звездных систем, похожих и непохожих на нашу. Их называют галактиками (с прописной буквы). Галактики распределены в пространстве неравномерно, большинство собраны в скопления, гравитационно связанные друг с другом. Скопления галактик имеют тенденцию к объединению в сверхскопления, которые уже не связаны гравитационно. Структура Вселенной на уровне сверхскоплений представляет собой трехмерную нитевидную структуру в виде сети. Подавляющая часть объема приходится на ячейки этой сети, в которых пустота (Бялко, 1989).



Рис. 1.2. Галактика М31 (Созвездие Андромеды)

www.walkinspace.ru

Ближайшая к Земле галактика М31 в созвездии Андромеды (рис. 1.2) удалена от нее на расстояние порядка 2 млн световых лет (первые фотографии галактики М31 были получены в 1887 г. вал-

лийским астрономом Исааком Робертсом). Наша Галактика находится на периферии гигантского скопления более тысячи галактик с центром в направлении созвездия Девы, удаленным на расстояние примерно 60 млн световых лет. Возможности современной техники позволяют наблюдать достаточно яркие галактики вплоть до расстояний порядка 10 млрд световых лет. В большие телескопы можно различить колоссальное число галактик, порядка 10^{11} . Это пространство, которое можно обозреть, изучать с помощью инструментов, называют Метагалактикой. Все имеющиеся в настоящее время данные, характеристики Вселенной относятся к Метагалактике.

Проблемы, связанные с начальной эволюцией Вселенной, образованием галактик, звезд, планет, в том числе и планеты Земля, являющейся частицей космического пространства, это – предмет изучения астрономии и астрофизики. Однако представление о характере эволюции Вселенной, об отношении Земли с другими космическими телами, о ранних стадиях развития Земли и других планет необходимо и для изучения геологии, так как ход многих процессов, происходящих на поверхности нашей планеты и в ее недрах, связан с внешними воздействиями со стороны окружающего Землю космического пространства.

1.1. Вселенная

Вселенная – весь мир, безграничный во времени и пространстве, существующий объективно, независимо от сознания человека. Это пространство, включающее в себя бесчисленное множество звездных миров. Представления человека о Вселенной складываются из изучения доступной ее части – *Метагалактики*. По современным представлениям, наблюдаемая нами сейчас Вселенная возникла около 15 млрд лет назад из некоторого начального «сингулярного» состояния с бесконечно большими температурой и плотностью и с тех пор непрерывно расширяется и охлаждается. Вся картина расширяющейся Вселенной выглядит так, как будто весь мир вначале был сжат в точку, а затем взорвался и разлетается, т.е. вещество Вселенной подверглось внезапному расширению, которое можно сравнить со взрывом, хотя полной аналогии этого процесса с обычным взрывом нет. Основными экспериментальными основаниями теории Большого Взрыва являются следующие:

– наблюдаемое «разбегание» далеких галактик, подчиняющееся закону Хаббла;

– открытие в 1964 г. Р. Пензиасом и А. Вильсоном космического фона «реликтового излучения», по интенсивности и спектральному составу эквивалентного излучению черного тела с температурой около 3 К;

– наблюдаемый химический состав Вселенной, состоящей приблизительно из $\frac{3}{4}$ (по массе) водорода и $\frac{1}{4}$ гелия с небольшой (порядка одного процента) примесью прочих элементов.

Современная теоретическая физика вполне достоверно описывает процесс эволюции Вселенной, начиная с 0,01 с после Большого Взрыва. Все попытки продвинуться ближе к «началу мира» пока остаются лишь умозрительными теоретическими построениями. Если исключить из рассмотрения это «первое мгновение», то приведенные выше экспериментальные свидетельства дают достоверную информацию о том, как эволюционировала Вселенная после Большого Взрыва.

Расширение Вселенной

Данные наблюдений показывают, что в крупных масштабах Вселенная однородна и изотропна, т.е. в любой сфере с фиксированным достаточно большим диаметром (более 300 млн световых лет) содержится приблизительно одинаковое число галактик. Утверждение об однородности и изотропности Вселенной в больших масштабах называют Космологическим принципом. Одним из доказательств однородности Вселенной и является «разбегание» далеких галактик, которое, в свою очередь, доказывается хорошо известным эффектом Доплера, заключающимся в том, что спектральные линии поглощения в наблюдаемых спектрах объекта, удаляющегося от наблюдателя со скоростью, близкой к скорости света, смещаются в красную сторону, а приближающегося – в голубую.

В наблюдаемых спектрах звезд и галактик хорошо различимы спектральные линии поглощения (хромосферами звезд) известных элементов. Это позволяет довольно точно измерять с помощью эффекта Доплера скорость v , с которой данный излучающий объект удаляется ($v > 0$) или приближается ($v < 0$) по отношению к земному наблюдателю. Такое движение приводит к смещению $\lambda \rightarrow \lambda'$ длины волны λ излучающего источника:

$$\frac{\lambda'}{\lambda} = \frac{1 + v/c}{\sqrt{1 - (v/c)^2}}, \quad (1)$$

где v — скорость удаления; c — скорость света (поправка в релятивистской теории Эйнштейна, существенная только при v , близких к скорости света). Из (1) видно, что для удаляющегося от наблюдателя объекта спектральные линии смещаются в красную сторону ($\lambda' > \lambda$), а для приближающегося — в голубую ($\lambda' < \lambda$).

Если бы окружающие нас галактики двигались хаотически, то красные и голубые смещения в их спектрах наблюдались бы с одинаковой вероятностью. Эксперимент показывает другое: красные смещения преобладают и тем больше, чем дальше находятся наблюдаемые объекты. Количественным выражением этого явления стал сформулированный в 1929 г. американским астрономом Хабблом «закон разбегания», согласно которому все галактики (в среднем) удаляются от нас и скорость этого разбегания v приблизительно пропорциональна расстоянию R до рассматриваемой галактики:

$$v = HR, \quad (2)$$

где H — коэффициент пропорциональности, называемый постоянной Хаббла.

Значение постоянной Хаббла лежит в пределах от 50 до 100 км/с Мпк. Она показывает, на сколько возрастает скорость разбегания галактик при удалении на каждый мегапарсек.

Парсек — единица длины в астрономии. Она равна расстоянию, с которого радиус земной орбиты виден под углом $1''$. Радиус земной орбиты $\alpha = 149,6 \cdot 10^6$ км. $1 \text{ пк} = \alpha / \sin 1'' = 3,08 \cdot 10^{16}$ м. $1 \text{ Мпк (мегапарсек)} = 10^6 \text{ пк}$. Световой луч проходит это расстояние за 3,26 года, т.е. $1 \text{ пк} = 3,26 \text{ световых года}$. Постоянную Хаббла выражают по-разному. Сокращая размерность длины, ее переводят из астрономической единицы в физическую. Тогда $H \sim 1,6 \cdot 10^{-18} \text{ с}^{-1} - 3,24 \cdot 10^{-18} \text{ с}^{-1}$.

Расширение Вселенной — это равномерное растяжение сети сверхскоплений вместе с ячейками пустоты. Чем с большей скоростью вылетела материя, тем дальше она успела удалиться. Самые далекие из обнаруженных галактик удаляются со скоростью, срав-

нимой со скоростью света. Из закона разбегания (2), конечно, не следует, что наша Галактика является центром мира, а все прочие удаляются от нее. Согласно Космологическому принципу, точно такую же картину разбегания должен видеть наблюдатель из любой другой галактики. Это значит, что «все разбегаются от всех». Наглядной моделью такого разбегания может послужить надуваемый резиновый шар с нанесенными хаотически на его поверхности точками — «галактиками»: при надувании все эти точки будут удаляться друг от друга в соответствии с законом Хаббла (2).

Постоянная Хаббла — одна из основных мировых констант. Она характеризует скорость изотропного расширения мирового пространства. Если предположить, что постоянная Хаббла в процессе расширения остается неизменной, из нее можно оценить возраст Вселенной (t_0):

$$t_0 = 1/H. \quad (3)$$

Тогда для приведенных выше значений H возраст Вселенной лежит в пределах от 10 до 20 млрд лет. Последние оценки дают величину 13,8 млрд лет.

Удивительный факт. Такая нетривиальная картина расширяющегося мира была предсказана теоретическим еще до того, как была обнаружена наблюдениями. В 1922 г. А.А. Фридман (1888—1925) показал, что большинство решений уравнений Эйнштейна для мира в целом — нестационарны, зависят от времени, что расширение Вселенной есть следствие уравнений тяготения. В работе "О кривизне пространства" он приводит расчеты возраста Вселенной — 10 млрд лет.

Реликтовое излучение

Большой Взрыв разогрел вещество Вселенной до очень высоких температур. При расширении эта температура падала, изменялось и излучение, равномерно заполнившее Вселенную. Этот первичный свет существует и сегодня — невидимый глазу, он регистрируется радиотелескопами. Существование реликтового излучения Вселенной было предсказано в 1946 г. американским физиком Гамовым, а первыми, причём случайно, обнаружили реликтовое излучение астрономы Р. Пензиас и А. Вильсон (1964 г.). Эксперименты с новой антенной, которые они проводили, обнаружили слабое радиоизлучение, идущее из всех областей неба с одинако-

Российский государственный
гидрометеорологический университет 17

БИБЛИОТЕКА

196196, СПб, Малоохтинский пр., 98

вой интенсивностью. Экспериментаторы не понимали природы этого дополнительного радиошума и даже разобрали, почистили и снова собрали антенну, чтобы исключить добавочные помехи от возможных загрязнений. Но это не изменило результат и им пришлось констатировать, что их антенна принимает дополнительный радиошум внеземного происхождения, интенсивность которого постоянна во времени и не зависит от направления. Измеренная ими на длине волны 7,35 см интенсивность этого радиосигнала оказалась равной интенсивности излучения на данной длине волны абсолютно черного тела с температурой около 3 К. Полученный результат довольно хорошо согласуется с расчетами интенсивности изменения температуры Вселенной, расширение которой при "горячем ее начале" должно было сопровождаться снижением температуры. Группа астрономов из Принстона в 1965 г. дала такие оценки: через два часа после Большого Взрыва температура Вселенной должна была составлять 10^8 К, через 100 лет — $< 10^6$ К, а спустя примерно 15 млрд лет — около 3 К ($0^\circ\text{C} = 273$ К).

Наличие реликтового излучения считается в настоящий момент достоверно установленным фактом. По последним данным, полученным с помощью помещенной на спутниках аппаратуры, современное значение температуры реликтового излучения — 2,74 К. Точность этих измерений уже настолько высока, что она позволила обнаружить наличие слабой анизотропии реликтового излучения, объясняющейся движением земного наблюдателя через заполненное излучением пространство. Вследствие того же эффекта Доплера излучение прямо по направлению движения должно казаться немного более горячим, а в обратном направлении — более холодным. Эти небольшие (порядка 10^{-3} от основной величины) вариации температуры были обнаружены экспериментально. По этим данным можно вычислить скорость движения Земли относительно этого «нового эфира», образованного фоном реликтового излучения. Значение скорости получается порядка 600 км/с.

Состав Вселенной

Вселенная состоит в основном из водорода (3/4 по массе) и гелия (1/4). Прочие элементы составляют примесь порядка одного процента. Эти данные получены по спектрам звезд и межзвездного газа и хорошо согласуются с теоретическими моделями астрофизики, описывающими состав и эволюцию звезд. Приведенные цифры

относятся к начальной фазе этой эволюции, в процессе которой в звездах вырабатываются и другие, в том числе тяжелые, элементы.

По современным представлениям, где-то в первые минуты своего существования Вселенная прошла «эру нуклеосинтеза», во время которой и образовались водород и гелий в пропорции 3:1, ничтожное количество изотопов водорода — дейтерия и трития, других легких элементов, в частности лития. Все прочие более тяжелые элементы образовались уже гораздо позднее внутри звезд, а в межзвездное пространство они попадают при взрывах сверхновых. Теоретические расчеты показывают, что первичный нуклеосинтез завершается через несколько минут от «начала мира», когда температура стала меньше 10^9 К, а формирование атомов — через миллион лет при температуре 10^3 К.

На современном этапе развития Вселенной ее вещество сосредоточено в звездах, которые занимают 10^{-25} всего объема Вселенной. То, что межзвездная среда не пустое пространство, доказал немецкий астроном Гартман в начале XX в. Межзвездный газ распределен неравномерно. В его составе H, He (те же газы, что и в атмосфере Солнца). Кроме того — Mg, Mn, Cl, соединения C. Химические элементы присутствуют в межзвездном газе в виде атомов и ионов. Есть и молекулы (10^{-7} от содержания H). Обнаружены соединения CH, CH^+ , CN, а также молекулы водорода. Кроме газа, межзвездная среда содержит межзвездную пыль: графит, силикаты, загрязненные льдинки. Размер пыли менее 1 мкм, частицы имеют вытянутую форму и ориентацию в слабом магнитном поле. В результате плотность межзвездной среды около плоскости Галактики достигает $(5-8) \cdot 10^{-25}$ г/см³ и быстро уменьшается в направлении к периферии. Межзвездная среда не является вакуумом. Межзвездный газ рассматривается как сжимаемая среда, к которой применимы законы газовой динамики. По ней могут передаваться волны, она охвачена сложным турбулентным движением.

Средняя плотность всей Вселенной с учетом межгалактической среды оценивается величиной порядка 10^{-26} г/см³. В самых больших масштабах Вселенная заполнена веществом довольно равномерно. Главными доказательствами однородности Вселенной служат равномерность пронизывающего ее первичного света, а также изотропный процесс расширения мирового пространства.

1.2. Солнечная система

В центре Солнечной системы находится Солнце. Вокруг него обращаются планеты, астероиды (малые планеты), огромное количество метеороидов (рис. 1.3)

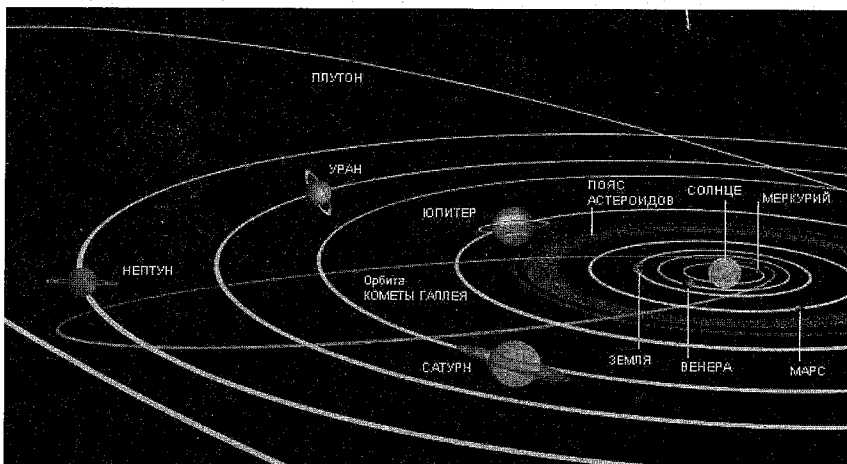


Рис. 1.3. Схема Солнечной системы

denfighter.by.ru

Солнце

Солнце удалено от Земли в среднем на расстояние $1,496 \cdot 10^{11}$ м. На этом расстоянии оно выглядит как ярко светящийся диск с угловым диаметром $9,3 \cdot 10^{-3}$ радиана, откуда можно вычислить радиус Солнца — $6,96 \cdot 10^8$ м, величина в 109 раз больше радиуса Земли. Масса Солнца составляет $1,98 \cdot 10^{33}$ кг. Из закона всемирного тяготения легко найти ускорение свободного падения на поверхности Солнца — 274 м/с^2 , а из значений его массы и радиуса среднюю плотность — $1,41 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

В структуре Солнца (рис. 1.4) выделяют внутреннюю часть (гелиевое ядро с температурой $15 \cdot 10^6$ К) и внешнюю, состоящую из фотосферы (нижняя атмосфера Солнца) и хромосферы (верхняя атмосфера) общей мощностью 10 – 15 тыс. км. Наиболее обширный и разреженный слой носит название солнечная корона. Солнечная корона создает ореол неправильной и непостоянной формы. Ее температура достигает 1,5 млн кельвинов. Отдельные лучи короны простираются на полтора-два радиуса Солнца.

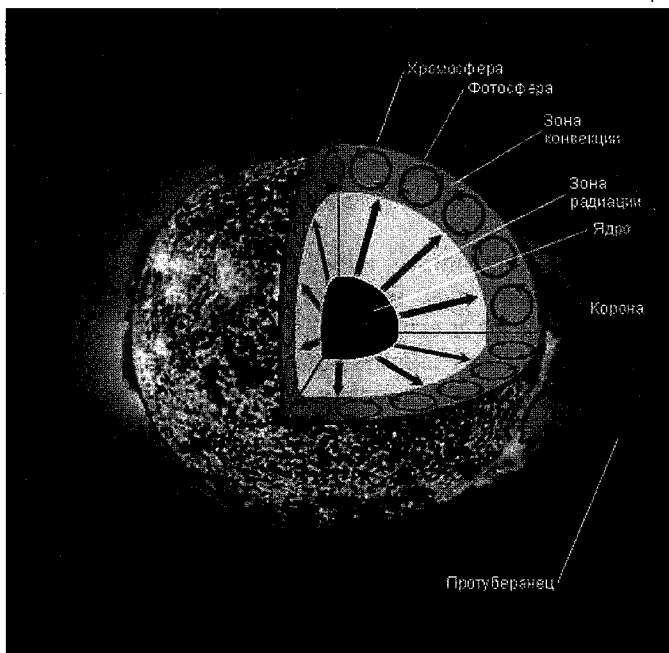


Рис. 1.4. Строение Солнца

www.home-edu.ru

Температура поверхности Солнца составляет 5780 К. Приведенное значение получено на основе изучения солнечного спектра и доли энергии, приходящейся на малые интервалы всех частот солнечного излучения. Фотосфера имеет зернистую, или гранулярную, структуру. Гранулы являются видимым проявлением конвекции в фотосфере. В ярких центрах гранул, как правило, происходит подъем разогретого газа, по краям гранул газ, охлажденный потерями энергии на излучение, опускается. Из-за разности температур на фотографиях, сделанных через телескоп, возникает контраст яркости. Размеры гранул от 200 до 1300 км. На солнечном диске их находится около миллиона. Местами наблюдаются темные участки, или пятна, где газы имеют меньшую температуру (до 4770 К). Активность Солнца проявляется в периодическом появлении на его поверхности хромосферных вспышек, факелов (это светлые ореолы, окружающие пятна), протуберанцев (выбросы фотосферного вещества).

Состав Солнца изучен по спектру его излучения: 73 % массы Солнца — водород, 25 % — гелий. Остальные 2 % приходятся на кислород, углерод, азот, железо, кремний, магний и др. (всего 60 химических элементов). Интересно, что гелий был впервые обнаружен именно на Солнце, когда в спектре солнечного излучения была выявлена полоса, не подходившая ни к одному из известных на Земле элементов.

Источником энергии Солнца, как и других звезд, являются ядерные реакции, которые были открыты в 1918 г. Э. Резерфордом. В недрах Солнца в его ядре при температуре 15 млн кельвинов происходит синтез гелия из водорода и синтез других элементов. При этом выделяется энергия. Образование каждого ядра гелия сопровождается выделением энергии $4,28 \cdot 10^{-12}$ Дж или 26,8 МэВ. Можно привести и такую более впечатляющую характеристику энергии термоядерной реакции: 1 г водорода, принимающий участие в реакции, выделяет $6 \cdot 10^{11}$ Дж энергии. Таким образом, источником почти всей солнечной энергии является ядро, все же остальное — это «одеяло», не дающее ему остыть, медленно проводящее к поверхности энергию центральной области.

К настоящему времени накоплен огромный объем информации, относящейся к процессам и явлениям, происходящим на Солнце, особенно в пределах его атмосферы. В заключение выделим те из них, которые оказывают наибольшее влияние на ход природных физических и химических процессов, происходящих на Земле.

Солнце — единственный источник тепловой и световой энергии в Солнечной системе. Солнечный шар излучает равномерно во все стороны световую мощность, равную $3,83 \cdot 10^{26}$ Вт. Земля получает ничтожную часть этой энергии, которую оценивают величиной солнечной постоянной. Солнечная постоянная — это количество солнечной энергии, которую получает 1 м² абсолютно черной поверхности, расположенной перпендикулярно солнечным лучам на верхней границе атмосферы за 1 с. Ее величина составляет 1400 Вт/м².

Самое непосредственное влияние на биосферу Земли оказывают процессы, происходящие в атмосфере Солнца, особенно в периоды его повышенной активности. В солнечной короне рождается солнечный ветер. Он представляет собой поток плазмы — электрически нейтральной смеси электронов и протонов. Наглядное проявление

ние солнечного ветра — хвосты комет, возникающие при обдувании солнечным ветром их ядер. Интенсивность солнечного ветра и величина солнечной короны изменяются в зависимости от солнечной активности. Другим наглядным проявлением этой переменчивости состояния верхних слоев Солнца служат пятна. Чем больше пятен на Солнце и чем они крупнее, тем интенсивнее солнечный ветер. О появлении пятен на Солнце сообщалось уже в древних китайских хрониках. К середине XIX в. было замечено, что число пятен меняется почти периодически. Период этих изменений составляет примерно 11 лет. Солнечные пятна всегда сопровождаются факелами вблизи них. Измерения магнитных полей в пятнах показали, что по величине они на два-три порядка превышают магнитные поля вне пятен. Структура полярности магнитного поля в пятнах меняется с периодом в 22 года. Скорость солнечного ветра вблизи Земли достигает 500–1000 км/с. Солнечная активность практически не меняет тепловой поток, приходящий к Земле, почти не сказывается на погоде. Самое сильное воздействие испытывает магнитное поле Земли. Это воздействие проявляется в магнитных бурях — возмущенных вариациях всех элементов земного магнетизма (склонения, наклонения, напряженности).

Многие явления на Солнце, которые остаются еще не объясненными, в основном относятся к физике Солнца. Переработка того потока информации, который получен от Солнца, недоступен пока даже самым мощным компьютерам.

Планеты

Название планета было дано в древности небесным телам, медленно перемещающимся по небесному своду среди «неподвижных» звезд. Все планеты являются холодными телами, светят они только отраженным светом, температура их поверхности зависит от тепла, получаемого от Солнца. Планеты обращаются вокруг Солнца по эллиптическим орбитам.

Планеты делятся на две группы: планеты-гиганты — наиболее удаленные от Солнца (Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун) и планеты земной группы (Меркурий, Венера, Земля и Марс).

Ближайшая к Солнцу планета — Меркурий. Масса Меркурия в 18 раз меньше массы Земли, средняя плотность $5,44 \text{ г/см}^3$, т.е. примерно такая же, как у нашей планеты ($5,52 \text{ г/см}^3$). Полный оборот вокруг Солнца Меркурий делает за 88 земных суток, а вокруг

своей оси — за 58,65 суток. Из-за близости к Солнцу на дневной стороне планеты температура поднимается до 437°C , а на ночной опускается до -173°C . На Меркурии нет воды, нет и атмосферы.

Венера по своим размерам и массе близка к Земле. Ее масса составляет 81 % от земной, средняя плотность — $5,3 \text{ г/см}^3$. Период обращения Венеры вокруг Солнца — 225 суток, вокруг своей оси — 243,16 суток. Вращение происходит навстречу Земле, т.е. в обратную сторону, нежели Земля и другие планеты. Благодаря мощной атмосфере, состоящей на 97 % из углекислого газа, различия в температуре дня и ночи небольшие. Из-за парникового эффекта, создаваемого венерианской атмосферой, температура на ее поверхности очень высокая — 480°C . Другой удивительной особенностью Венеры является сильный ветер, дующий постоянно со скоростью, достигающей 100–140 м/с с востока на запад на высотах 50–70 км. В то же время у поверхности планеты скорость ветра уменьшается до 1 м/с. Давление атмосферы на поверхности планеты составляет 100 атм (10 МПа), что соответствует давлению на глубине моря 1000 м. Попытки создать модели внутреннего строения Венеры были предприняты В.Н. Жарковым (1978 г.) и У. Хаббардом (1987 г.). Была получена трехслойная модель, состоящая из коры толщиной 16 км, силикатной оболочки до глубины 3224 км и железного ядра.

Марс — четвертая по счету планета от Солнца, радиус которой составляет 0,53 земного, средняя плотность — $3,9 \text{ г/см}^3$. Продолжительность марсианского года — 687 земных суток, а сутки длятся 24 ч 34 мин. Наклон оси к плоскости орбиты также близок земному — 66° , что обеспечивает смену сезонов года и существование «климатических» поясов (жаркого экваториального, двух умеренных и двух полярных). Из-за удаленности от Солнца температурный режим поверхности Марса иной нежели на Земле. Полуденная температура на марсианском экваторе составляет $+10^{\circ}\text{C}$, а на полюсах понижается до -120°C . Атмосфера Марса разреженная (давление у поверхности 0,01 атм.), на 95 % состоит из углекислого газа. Кроме CO_2 в атмосфере Марса обнаружены азот (2,5 %), аргон (2 %), кислород (0,3 %) и водяной пар (0,1 %). У Марса имеются два спутника — Фобос ($19 \cdot 27 \cdot 21 \text{ км}$) и Деймос ($15 \cdot 12 \cdot 11 \text{ км}$). Оба спутника являются обломками астероидов.

Поверхность Марса подразделяется на базальтовые равнины в Северном полушарии и возвышенности – в Южном, где находятся большие ударные кратеры. Самый большой вулкан Олимп имеет высоту 20 км при диаметре основания 500 км. К северу от экватора есть еще три огромных вулкана. Вулканическая активность закончилась на Марсе где-то 2,0–2,5 млрд лет назад. Тогда же под верхним слоем пород произошло накопление воды, которая сейчас находится там в виде льда. Следы водной эрозии обнаруживаются на Марсе в районе гигантского каньона Маринер, по краям которого развита сеть меандрирующих русел явно водного происхождения. Много воды на Марсе остается в виде вечной мерзлоты и линз льда под поверхностью планеты (рис. 1.5).

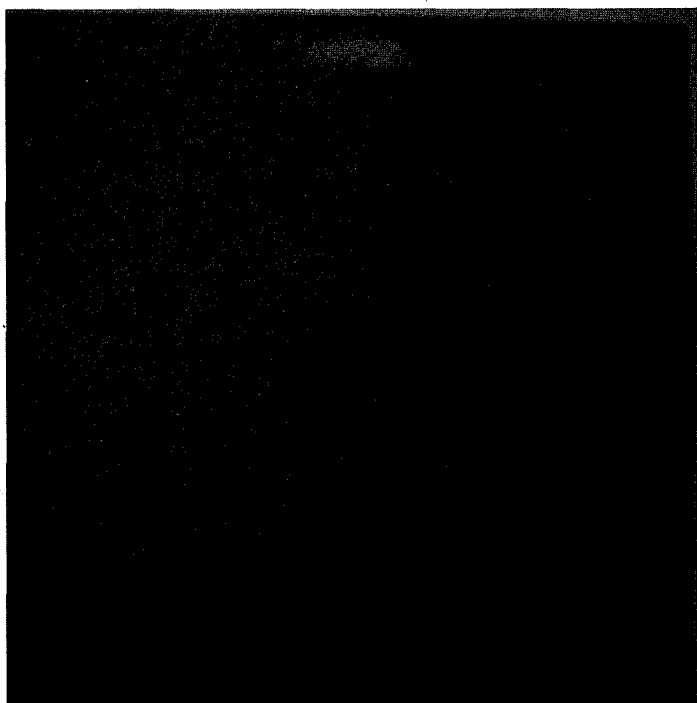


Рис. 1.5. Мозаика изображений Марса, полученных КА «Викинг-1» в 1980 г.
(видна северная полярная шапка)

Фото НАСА

Планеты-гиганты располагаются за поясом астероидов и сильно отличаются от планет внутренней группы.

Юпитер — самая большая планета в Солнечной системе, имеет массу, равную 317 земным массам, а плотность — $1,33 \text{ г/см}^3$. Период обращения вокруг Солнца — 11,86 земных лет, скорость вращения вокруг своей оси — 9 ч 52 мин. Ось вращения Юпитера почти перпендикулярна к плоскости орбиты, поэтому смены времен года на поверхности планеты не происходит. Толщина атмосферы Юпитера достигает 1000 км, а под ней может находиться оболочка из жидкого молекулярного водорода. В центре предполагается наличие небольшого силикатного ядра. Магнитное поле Юпитера на порядок превышает по напряженности магнитное поле Земли. В составе атмосферы, которая изучена по ее верхней кромке, преобладают водород (77 %) и гелий (23 %). В атмосфере обнаружены также примеси метана, аммиака, следы воды, CO, молекулы фосфина (PH_3), германа (GeH_4), дейтерия (D) (по данным Хаббарда, 1987). У Юпитера насчитывается 16 спутников, из которых четыре, называемые галилеевыми (открыты Галилео Галилеем в 1610 г.), — самые крупные. Это Ио, Европа, Ганимед, Каллисто. Главная особенность Ио — извержения многочисленных вулканов, зафиксированные с космических аппаратов. Вулканы изливают потоки серы красного и желтого цвета и белые потоки серного ангидрида. На Европе и Ганимеде обнаружена мощная ледяная кора. На Европе почти нет ударных кратеров, что говорит о ее молодости. На Каллисто, напротив, местами обнаруживается большое количество таких кратеров, что говорит об их древнем возрасте. Остальные небольшие спутники Юпитера имеют неправильную форму и размеры в поперечнике от 16 до 260 км.

Сатурн занимает второе место по размерам среди планет-гигантов. Его масса — $5,68 \cdot 10^{26} \text{ кг}$, радиус твердого тела планеты — 20 765 км (по данным Кесарева, 1976), с атмосферой — 60 400 км. Средняя плотность, рассчитываемая по видимому радиусу — $0,69 \text{ г/см}^3$, без атмосферы — $5,85 \text{ г/см}^3$. Период обращения вокруг Солнца — 29,5 земных лет, период вращения вокруг своей оси — 10 ч 14 мин. Атмосфера Сатурна состоит в основном из водорода и гелия. Ее мощность несколько тысяч километров. У Сатурна обнаружено 17 спутников. Самый крупный — Титан, имеет диаметр 5800 км и обладает атмосферой, состоящей из азота, метана и этана. Другой особенностью Сатурна является система колец, наруж-

ный диаметр которых составляет 270 тыс. км. Суммарная толщина колец не превышает 2 км. Кольца представляют собой образования, состоящие из кусочков льда и обломков силикатных пород размером от нескольких сантиметров до нескольких метров (рис. 1.6).

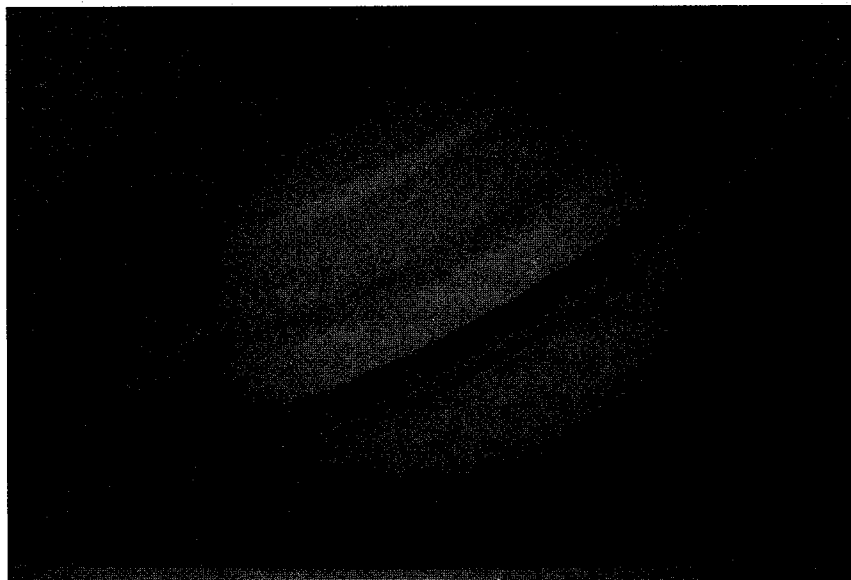


Рис. 1.6. Изображение Сатурна, полученное КА «Вояджер-2» в 1981 г.

Фото НАСА

Уран по своим размерам в четыре раза больше Земли, а по массе – в 14,5 раз. Период обращения Урана вокруг Солнца – 84 земных года, вокруг своей оси – 10 ч 49 мин. Планета вращается в сторону, противоположную той, в которую вращается большинство планет. Ось вращения расположена почти в плоскости орбиты, т.е. планета «лежит на боку». Средняя плотность Урана с атмосферой – $1,35 \text{ г/см}^3$, твердого тела – $5,55 \text{ г/см}^3$. В атмосфере Урана, так же как и у других планет-гигантов, преобладают водород и гелий, в нижних слоях может присутствовать молекулярная вода. В глубине атмосферы обнаружены метановые облака. Уран окружен системой тонких колец. Всего обнаружено 10 колец, состоящих из каменных глыб неправильной формы, предположительно астероидов. У Урана 15 спутников, диаметр которых изменяется от 16 до 1500 км.

Нептун – самая маленькая из планет-гигантов. Ее масса $101 \cdot 10^{24}$ кг. Общий радиус планеты (с атмосферой) – 22 875 км, радиус твердого тела – 16 300 км (по данным Кесарева, 1976), плотность – $5,60 \text{ г/см}^3$. Период обращения вокруг Солнца – 165 земных лет. Период вращения вокруг своей оси – 15 ч 8 мин. Атмосфера Нептуна – водородно-гелиевая с облаками, в которых присутствуют также частицы льда, аммиака, метана и гидросульфида аммония. Среди восьми спутников Нептуна самый большой – Тритон. По размерам он больше Меркурия и почти в два раза больше Луны. На его поверхности обнаружен ледяной покров большой мощности.

Плутон – девятая по счету планета от Солнца с периодом обращения 248 лет. В 2006 г. Плутон был отнесен к астероидам. Его диаметр по наблюдениям американского телескопа Хаббла (1997 г.) оценивается в 2320 км, а масса составляет 0,02 земной. У Плутона обнаружен один спутник – Харон диаметром 1172 км, состоящий из льда и силикатов. Скорость вращения Плутона вокруг своей оси – 9 ч 17 мин. Плутон имеет очень вытянутую орбиту, которая пересекается с орбитой Нептуна таким образом, что иногда Плутон оказывается ближе к Солнцу, чем Нептун.

Малые космические тела

Астероиды – это мелкие космические твердые тела, движущиеся вокруг Солнца. Они образуют скопления между орбитами Марса и Юпитера. Орбиты большинства астероидов представляют собой эллипсы, близкие к окружностям. Диаметры астероидов могут быть порядка одного километра. Но обнаружены и более крупные, такие как, например, астероиды Гаспра ($1 \cdot 12 \cdot 19 \text{ км}$) и Ида (максимальный размер 52 км), показанные на рис. 1.7.

Самые крупные достигают в поперечнике нескольких сотен километров (Церера – 1020 км, Веста – 549 км). В отношении происхождения пояса астероидов существуют две основные гипотезы. В соответствии с первой астероиды – это обломки планеты, которая находилась на орбите между орбитами Марса и Юпитера. Согласно другой – гипотезе О.Ю. Шмидта – астероиды представляют собой небесные тела, образовавшиеся в результате первичной аккреции (слипания) газово-пылевых частиц. Они не смогли достичь размеров планет из-за сильного влияния гравитационного поля Юпитера. Интерес специалистов к астероидам связан прежде всего

с наблюдающимися изменениями их орбит под влиянием планет. В результате некоторые астероиды пересекают орбиту Земли и могут с ней столкнуться, что уже случилось в геологической истории нашей планеты.

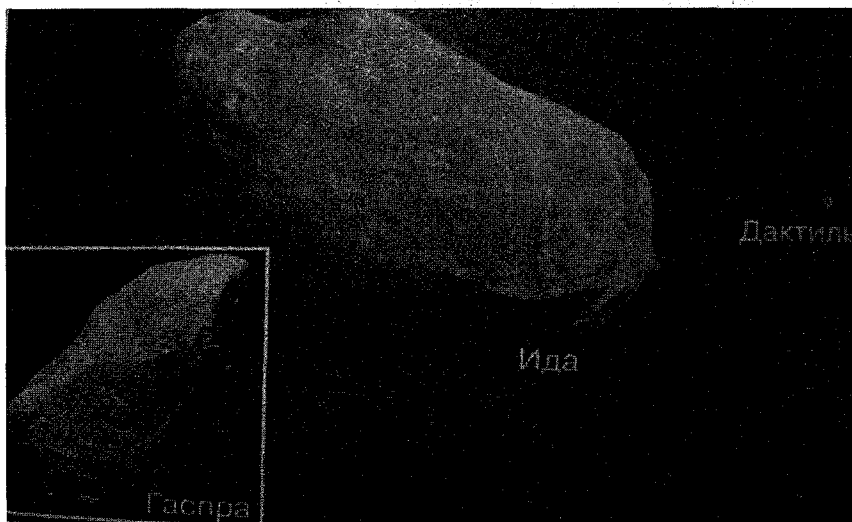


Рис. 1.7. Изображение астероида Ида и ее спутника Дактиль, полученное КА «Галилео» в 1993 г. На врезке слева внизу – изображение астероида Гаспра, полученное КА «Галилео» в 1991 г.

Фото НАСА

Кометы – в переводе с греческого – хвостатые звезды. Они обращаются вокруг Солнца по очень вытянутым эллиптическим орбитам и поэтому могут надолго уходить из поля зрения земных наблюдателей. В строении комет выделяют ядро, которое состоит из скопления твердых частиц, и кому (голову) – газовую оболочку, образующуюся из газов, выделившихся из ядра при приближении кометы к Солнцу. Каждая комета имеет также хвост, направленный в сторону от Солнца (рис. 1.8). Хвост состоит из разреженных газов. Его длина может достигать несколько десятков миллионов километров или даже 1,5 млрд км. Известная всем комета Галлея была изучена в 1986 г. космическими аппаратами «Вега-1» и «Вега-2». Оказалось, что размеры ее ядра в поперечнике всего несколько километров. Поэтому вероятность столкновения ядра с Землей ничтожно мала. Среди гипотез о происхождении комет

можно выделить гипотезу их конденсации из первичного досолнечного газово-пылевого облака.

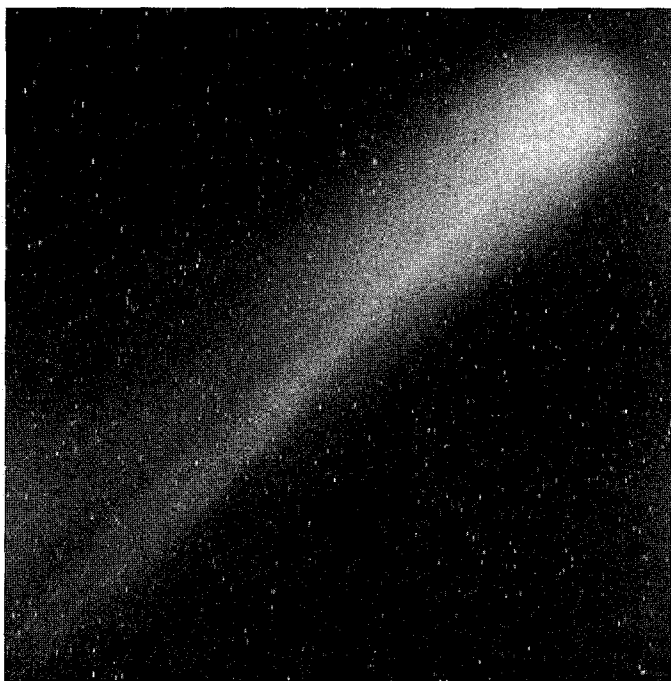


Рис. 1.8. Комета

zhurnal.lib.ru/m/mateshwili_g_g/comet1.shtml

Метеороиды – небесные тела, обращающиеся вокруг Солнца, которые сталкиваются с Землей и другими планетами. Если масса метеороида меньше нескольких десятков граммов, то он сгорает в атмосфере Земли. Такие метеороиды, при сгорании которых возникает вспышка света, называют метеорами. Их абсолютное большинство. Метеороиды с массой от $n100$ г до нескольких тонн сильно тормозятся атмосферой и могут достичь поверхности Земли в не очень измененном виде. Их называют метеоритами. При столкновении метеоритов с поверхностью Земли образуются лунки или воронки. Когда столкновение сопровождается взрывом, размеры воронки многократно превышают размеры падающего тела и возникает метеоритный кратер. В 1960 г. американский геолог р. Дитц предложил называть их *астроблемами*, что в переводе

с греческого означает «звездная рана». На рис. 1.9 показана подобная астроблема, обнаруженная в штате Аризона, диаметр которой 1200 м, глубина 175 м, а вал, окружающий кратер, имеет высоту 37 м.



Рис. 1.9. Метеоритный кратер Барринджера близ Уинслоу (штат Аризона, США)
kosmos-x.net,ru

К настоящему времени обнаружено около 20 000 метеоритов. Большая часть найдена в Антарктиде. В центре Антарктиды есть ледовые поля, на которых испарение больше суммы осадков. В результате лед стекает от периферии к центру материка и метеориты, накопившиеся за тысячи лет, с этим потоком выносятся в центр, где лед испаряется, а метеориты оказываются на поверхности, где и обнаруживаются.

Метеориты по составу разделяются на каменные, железокремниевые и железные в зависимости от содержания силикатных минералов и никелистого железа. Среди *каменных*, которых обнаружено больше всего, различают хондриты и ахондриты. Хондриты получили свое название от хондр – специфических сфероидальных силикатных образований, которые занимают более 50 % объема

породы. Каменные шарики размером от долей миллиметра до нескольких миллиметров — капли быстро застывшего расплава. Вещество некоторых таких метеоритов — углистых хондритов, богатых углеродом и летучими элементами, предположительно, очень близко по составу первичному материалу Солнечной системы [Додд, 1986]. Ахондриты не содержат хондр и по составу близки к земным магматическим ультраосновным породам. Среди *железных* метеоритов (по распространенности они занимают второе место) установлены два класса: палласиты (состоят из минерала оливина, заключенного в никелистое железо) и мезосидериты (перекристаллизованные механические смеси силикатов). *Железокаменные* метеориты состоят из никелистого железа, в которое вкраплен силикатный расплав без хондритовой структуры.

Возраст метеоритов, по определению рубидиево-стронциевым методом, составляет 4,39–4,59 млрд лет. В результате некоторые исследователи метеоритов предполагают, что большинство собранных метеоритов происходит из астероидов, число которых не превышает нескольких десятков. Часть метеоритов общей массой около 2 кг являются пришельцами с Луны, другая — с Марса.

Разнообразие состава метеоритов объясняется их образованием при столкновениях различных астероидов (малых планет). Небесные тела диаметром больше нескольких сотен километров под действием гравитации становятся сферическими и претерпевают химическую дифференциацию. Их ядра обогащаются тяжелыми элементами (Fe), а оболочки становятся каменными. Поэтому осколки могут быть разного состава, так как это части разных оболочек: центральные части железные и железо-каменные, а внешние — каменные.

1.3. Происхождение Земли и Солнечной системы

Вопрос о происхождении Земли и других планет является одним из фундаментальных вопросов естествознания. Существует множество гипотез, в которых их авторы пытались ответить на этот вопрос, но строгая теория, удовлетворяющая всем имеющимся к настоящему времени данным еще впереди. Объективные трудности понятны — происходило это очень давно, не известны точно ни первоначальный состав материи, ни термодинамическая

обстановка, в которой это происходило; в последующем образовавшаяся Земля в течение длительного времени претерпевала существенные изменения своего состава и строения.

Первую попытку объяснить происхождение Солнца и планет Солнечной системы с материалистических позиций предпринял немецкий философ И. Кант (1755 г). Он предположил, что Солнечная система возникла из пылеобразной холодной материи, заполнявшей пространство в пределах современной Солнечной системы, частицы которой находились в хаотическом движении. В результате взаимного притяжения частичек возникло огромное тело — Солнце, а частички, находящиеся на периферии, получили круговое движение вокруг него. Под влиянием вращения произошло постепенное уплотнение материи, в результате чего и образовались планеты.

Гипотезу И. Канта развил французский математик П. Лаплас (1796 г). По его представлениям Солнце и планеты образовались из раскаленной газовой туманности, медленно вращающейся вокруг некой оси. По мере охлаждения и уплотнения туманности увеличивалась скорость вращения; это привело к сплющиванию туманности, образованию центрального сгущения — зародышу будущего Солнца, к которому постоянно стягивалось вещество. Периферийная часть туманности разделилась на кольца. На следующем этапе происходил разрыв колец и стягивание материи в шарообразные скопления — будущие планеты, вращающиеся вокруг своей оси и Солнца. Путем отрыва вещества от вращающихся колец произошли спутники планет.

Имеются гипотезы, которые в качестве исходного материала для образования планет рассматривают вещество Солнца, которое, стало быть, должно уже было существовать. Еще Ж. Бюффон (1745 г.) — французский естествоиспытатель — высказал мысль, что Земля образовалась в результате остывания одного из сгустков солнечного вещества, выброшенного Солнцем при катастрофическом столкновении его с крупной кометой. В начале XX столетия американцы — геолог Т. Чемберлин и астроном Ф. Мультон — высказали предположение, что некая звезда прошла вблизи Солнца, и в результате приливного воздействия на поверхности Солнца образовались гигантские протуберанцы. Оторвавшаяся от Солнца

материя остыла, и затем путем сгущения из нее образовались планеты. Впоследствии размеры Земли увеличились за счет непрерывного падения на нее метеоритов. Близкую гипотезу предложил английский астроном Д. Джинс, только он полагал, что вырванная из Солнца струя плазменного материала напоминала сигару, из центральной части которой образовались более крупные планеты, а из концевых — более мелкие. Он считал, что образовавшиеся планеты, ставшие вращаться вокруг Солнца, первоначально находились в жидком состоянии. Имеются гипотезы образования планет Солнечной системы за счет периодического выделения Солнцем своего вещества в окружающее пространство, периодически происходящее по причине внутренней жизни Солнца — очередная порция солнечного материала отделяется, раскручивается, удаляется и наращивает свою массу за счет космического вещества.

В середине XX в. вопросом образования планет Солнечной системы занимался академик О.Ю. Шмидт. Он выдвинул предположение, что Солнце при своем движении вокруг центра Галактики встретило огромное скопление космической пыли и газа и часть его увлекло за собой. Частицы материи стали обращаться вокруг Солнца, сталкиваться, слипаться, образовывать сгущения, которые затем превратились в зародыши планет; дальнейший их рост происходил за счет притяжения мелких частиц и сгущений из окружающего пространства. Планеты увлекали затем в сферу своего притяжения пыль, не собравшуюся в планеты и, обращаясь вокруг планет, в результате уплотнения из этого вещества образовались спутники планет. О.Ю. Шмидт считал, что Земля образовалась как холодное тело с температурой порядка $+4^{\circ}\text{C}$ из скопления твердых частиц. Разогрев недр произошел за счет распада радиоактивных элементов. Когда породы перешли в пластическое состояние, возникла гравитационная дифференциация недр, приведшая к образованию оболочек. Длительное время теория О.Ю. Шмидта была официально признанной. Со временем критики нашли в ней существенные недостатки. Так, образование планет рассматривается вне связи с процессом образования Солнца, захват Солнцем, движущимся с громадной скоростью, огромного пылегазового облака практически невероятен, не решен вопрос о распределении масс и моментов количества движения и др.

Согласно Г.В. Войткевичу (1983 г.), Вселенная миллиарды лет тому назад была заполнена плазмой — горячим газом, состоящим из электронов, ядер водорода и гелия, частиц излучения. Далее произошел синтез атомов, и возникла единая газово-пылевая туманность, в которой шли процессы конденсации и образования твердых частиц. Из внутренней части туманности в результате сгущения и уплотнения частиц образовалось Солнце, из внешней — планеты Солнечной системы. При этом в результате лучевого давления первичного яркого Солнца легкие газовые компоненты были отжаты на периферию, где впоследствии возникли крупные планеты низкой плотности — Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, состоящие преимущественно из газов. Внутренние планеты — Меркурий, Венера, Земля, Марс — образовались за счет значительного содержания железа.

В настоящее время ученые многих стран, используя достижения в геофизике, геохимии, астрономии, механике и в других науках, создают численные модели отдельных этапов формирования Солнечной системы. В модели закладываются определенные размеры частиц и тел, скорости их движения, рассматриваются результаты их столкновений и гравитационные взаимодействия. Вот одна из таких моделей. Допланетные тела, двигаясь по круговым орбитам, сталкивались, разрушались, выбрасывая пыль и газ. Но если тело было крупным, оно не разваливалось от ударов, а присоединяло к себе другие частицы. Эти наиболее крупные тела, образовавшиеся при аккреции (слипании) планетезималей — сгустков протопланетного вещества — и образовали зародыши планет. Образование группы внутренних планет происходило за счет соударений каменных планетезималей. Силикатные ядра планет-гигантов к этому времени достигли больших размеров, превышающих в два-три раза размеры Земли. Благодаря этому они сумели удержать водородно-гелиевую газовую оболочку.

Многие современные ученые полагают, что Земля сформировалась путем аккумуляции первоначально холодной космической твердой и газообразной материи, возникшей после Большого Взрыва во Вселенной, путем уплотнения и сгущения до формирования Солнца и затем планет, обращающихся вокруг него. При этом считается, что Земля первоначально по вещественному составу была однородной. Разогрев недр произошел за счет сжатия, энергии ударов падающих на неё тел (на первом этапе формирова-

ния) и, главным образом, благодаря распаду радиоактивных элементов (уран, торий, калий). Разогрев вызвал гравитационную дифференциацию вещества, что привело к современному оболочечному строению ее недр, т.е. формированию силикатной мантии и железоникелевого ядра. Эта гипотеза была названа гипотезой *гомогенной аккреции*.

Позже возникла гипотеза *гетерогенной аккреции*, в соответствии с которой сначала аккумуляровались наиболее тугоплавкие планетезимали, состоящие из железа и никеля, потом в процесс аккреции вступило силикатное вещество, слагающее сейчас мантию Земли до глубины 2900 км.

В конце XX в. произошло одно из крупнейших, фундаментальных открытий, напрямую связанное с проблемой возникновения Солнечной системы. Это открытие изотопной гетерогенности вещества Солнечной системы. При изучении изотопного состава метеоритов-хондритов с помощью сверхчувствительных масс-спектрометров были обнаружены такие изотопы ксенона (^{129}Xe), которые не могли образоваться в Солнечной системе, так как являются продуктами β -распада радиоактивного йода ^{129}I . Его средний срок жизни (24 млн лет) гораздо меньше возраста Солнечной системы (4,6 млрд лет). Кроме ^{129}Xe в метеоритах-ахондритах были обнаружены самые тяжелые его изотопы ^{136}Xe , ^{134}Xe , ^{132}Xe , которые образуются в процессе самопроизвольного деления вымершего трансуранового элемента плутония — ^{244}Pu (срок жизни 122 млн лет). Дальнейшие исследования привели к открытию и других вымерших изотопов. В железных метеоритах были обнаружены β -радиоактивные изотопы палладия ^{107}Pd , марганца ^{53}Mn , ^{26}Al , ^{60}Fe . Тщательный анализ всех возможностей их образования при различных ядерных процессах привел к выводу о том, что они — пришельцы из космоса. Их наличие в метеоритах можно объяснить следующим образом.

На ранних стадиях эволюции крупных звезд массой более шести масс Солнца в их недрах протекают термоядерные реакции. Благодаря огромным температуре и давлению в недрах звезд атомные ядра водорода соединяются, образуя ядра гелия. При этом высвобождается энергия, поддерживающая ядерное горение звезды. По мере расходования горючего (водорода) температура снижается, звезда под действием гравитации сжимается. Это вызывает

слияние все более тяжелых атомных ядер – гелия, углерода, азота. Когда запасы ядерного горючего иссякают, термоядерный источник энергии звезды начинает «глохнуть». Температура падает, и мощнейшие силы гравитации начинают сжимать звезду. Она катастрофически быстро сокращается в объеме и уплотняется столь сильно, что теперь атомные ядра железа и более тяжелых элементов могут вступать в реакции нуклеосинтеза с выделением энергии. Температура достигает миллиардов градусов. Образуется огромное количество нейтронов. Их поток так велик, что даже самые короткоживущие новообразованные радиоактивные ядра не успевают распасться до того, как в них вбиваются все новые и новые нейтроны. В этом взрывном г-процессе образуются все более тяжелые атомные ядра середины и конца периодической системы Д.И. Менделеева. В таком термоядерном процессе при взрыве звезды рождаются ^{129}I , ^{244}Pu и другие вымершие изотопы. Дальнейшую картину жизни этих изотопов можно представить так.

Взрыв, произошедший 4,6 млрд лет назад, разбросал вещество сверхновой, включавшее ^{129}I и ^{244}Pu , в межзвездное пространство. Ударная волна от взрыва разнеслась в окрестностях звезды. На ее пути оказалось одно из бесчисленных газопылевых облаков, разбросанных между звездами. Ударная волна внесла в него газообразное вещество сверхновой, в том числе и ^{129}I и ^{244}Pu , которые рассеялись в протопланетном облаке. Волна сыграла роль спускового крючка, запустившего процесс образования Солнечной системы. Под действием ударной волны облако стало сгущаться, конденсироваться. Из мелких частиц образовались более крупные, из которых сформировались зародыши будущих планет и позднее сами планеты. В этих процессах аккреции ^{129}I и ^{244}Pu попали в строительный материал, из которого сложились планеты. Остатки этого материала в виде бесчисленных метеоритов находятся и сегодня в астероидном поясе между Марсом и Юпитером. Попадая на Землю, они приносят изотопные ископаемые – продукты распада ^{129}I и ^{244}Pu и других вымерших изотопов, образовавшихся при взрыве сверхновой звезды. Таким образом, газопылевое облако, из которого возникла Солнечная система, – это облако пепла угасших звезд, состоящее из газа и разных по составу частиц самого разнообразного происхождения.

1.4. Форма и размеры Земли

Представления человека о форме и размерах Земли менялись с течением времени по мере развития естественных наук. В VI в до н.э. Пифагор, а в III в до н.э. Архимед обосновали представления о шарообразности Земли. На рубеже XVII – XVIII вв. И. Ньютон разработал теорию фигуры Земли, согласно которой под действием силы тяжести вращающееся тело должно принимать форму эллипсоида вращения. Таким образом, фигура Солнца и планет – сфера, немного сплюснутая вращением. Причина этого в том, что шар – устойчивая конфигурация тяжелого тела. Малые небесные тела бесформенны. Небесные тела становятся сферическими под действием собственной тяжести. Твердое вещество небольшого астероида или спутника может сохранять произвольную форму. Так, Фобос – спутник Марса – похож на картофелину с размерами $14 \cdot 11 \cdot 10$ км, Амальтея – спутник Юпитера в длину имеет 265 км, а в поперечнике – 150 км. Существует предел массы (или радиуса тела), до которого небесное тело может оставаться бесформенным. Величина этого предела зависит от прочностных характеристик и плотности вещества, из которого оно состоит. Если форма шар, то в теле нет сдвиговых напряжений, а только сжатие под действие силы тяжести. Твердые тела упруго противодействуют напряжению сдвига до достижения предела прочности. Приблизительные оценки для небесного тела, состоящего из льда, дают величину критического радиуса 200 км, для гранита 500 км, для лунной породы 300 км. Если радиус небесного тела больше $R_{кр}$, то его форма сфера.

Устойчивая фигура планеты обладает тем свойством, что ее поверхность в любой точке перпендикулярна векторной сумме гравитационного ($g = MG/R^2$) и центробежного ускорений ($I = \omega^2 R$). Здесь R – радиус планеты, M – масса, G – гравитационная постоянная. Отношение I/g основной параметр, от которого зависит фигура вращающейся планеты. Сжатие планеты оценивается коэффициентом полярного сжатия (α):

$$\alpha = R_{экр} - R_{пол}/R_{экр},$$

где $R_{экр}$ – экваториальный радиус планеты; $R_{пол}$ – полярный радиус.

Значение коэффициента полярного сжатия близко к отношению ускорений g и I .

Для Земли $\alpha = 1/298$, $I/g = 1/289$, для Марса $\alpha = 1/190$, $I/g = 1/220$, для Юпитера $\alpha = 1/15$, $I/g = 1/11$.

Точная теория равновесия жидкой сферы для Земли дает сжатие $1/299,67$, а фактически $1/298,25$. Оно больше вычисленного и соответствует большей скорости вращения (на $0,2\%$ больше современной). С такой скоростью Земля вращалась примерно 10 млн лет назад. За такое время горные породы «перетекают» в новое равновесное состояние. С такой задержкой фигура Земли подстраивается под ее вращение.

При решении различных задач, в том числе и геологических, связанных с изучением физических свойств и внутреннего строения Земли, используют различные модели формы Земли. Среди таких моделей – двухосный и трехосный эллипсоиды вращения (рис. 1.10), геоид, кардиоид. Первая из указанных моделей была количественно обоснована по данным измерений длины дуги меридиана в 1° еще в XVIII в. Оказалось, что длина дуги на экваторе меньше, чем у Полярного круга, а полярный радиус Земли меньше экваториального на $21,7$ км. В 1940 г. геодезист А.А. Изотов вычислил размеры трехосного эллипсоида вращения, в котором не только меридианы, но и экватор являются эллипсами. Экваториальные радиусы отличаются по длине на 213 м. Эта фигура Земли получила название эллипсоида Красовского.

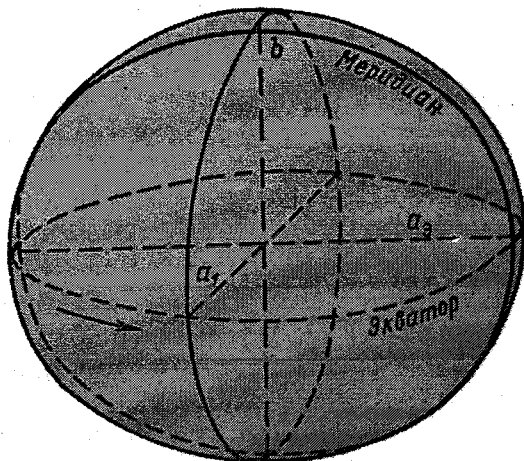


Рис. 1.10. Трехосный эллипсоид вращения

В 1873 г. немецкий ученый Иоганн Листинг ввел понятие «геоид», под которым понимают уровенную поверхность, в каждой точке которой вектор g к ней перпендикулярен. Форма этой поверхности определяется гидростатическим равновесием воды, т.е. это поверхность океана и воображаемый уровень воды в канадах, проложенных на материках. Наконец, можно упомянуть кардиоид, который имеет осевую впадину в Южном полушарии и выпуклость в Северном.

В качестве официальной модели Земли в России принят эллипсоид Красовского, параметры которого уточнены по наблюдениям космических аппаратов. Для этого эллипсоида длина экваториального радиуса составляет 6378,245 км, полярного – 6356,863 км. Площадь поверхности Земли – 5210 млн км², объем – $1,083 \cdot 10^{12}$ км³. Масса Земли – $5,976 \cdot 10^{24}$ кг.

1.5. Движение Земли и планет вокруг Солнца

Земля, являясь составной частью Солнечной системы, участвует вместе с Солнцем в движении вокруг центра Галактики со скоростью около $25 \cdot 10^4$ м/с. Полный оборот Солнце совершает за 215 млн лет. В то же время Галактика Млечного пути вращается вокруг своей оси и поступательно движется в направлении созвездия Единорога со скоростью около $21 \cdot 10^4$ м/с.

Вокруг Солнца обращаются 8 планет и множество малых небесных тел (астероиды, кометы). Закономерности обращения Земли и планет вокруг Солнца сформулировал Кеплер (1571–1630), на основе анализа многолетних наблюдений за движением планет.

1. Все планеты обращаются вокруг Солнца по эллиптическим орбитам, в одном из фокусов эллипса находится Солнце.

2. При движении постоянна секториальная скорость планет (произведение орбитальной скорости на расстояние до Солнца и $\frac{1}{2} \sin$ угла между вектором скорости и направлением на Солнце), т.е. планеты при движении по орбите за одинаковые промежутки времени «заматают» одинаковые площади.

3. Периоды обращения (T) и большие полуоси планет (a) связаны соотношением $T^2/a^3 = \text{const}$.

Позже И. Ньютон показал, что законы Кеплера однозначно вытекают из динамики движения материального тела, если:

- 1) небесные тела воздействуют друг на друга силой притяжения;
- 2) направлена сила по прямой, соединяющей центры масс;
- 3) величина этой силы обратно пропорциональна квадрату расстояния между телами.

Степень отличия эллипса от окружности оценивается величиной эксцентриситета

$$e = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}},$$

где a – большая полуось эллипса; b – малая полуось (рис. 1.11).

Значение e меняется от 0 до 1, для окружности $e = 0$. Чем больше эксцентриситет, тем сильнее вытянут эллипс. При $e = 1$ он вырождается в отрезок длиной $2a$. В настоящее время эксцентриситет земной орбиты оценивается величиной 0,017.

Следствием второго закона Кеплера является изменение орбитальной скорости Земли. При приближении к Солнцу (перигелий) скорость возрастает, при удалении (афелий) – убывает ($V_{\max} = 30,3$ км/с; $V_{\min} = 29,3$ км/с). Перигелий Земля проходит 3–4 января, афелий – 21–22 июня. Первую половину своего пути по орбите Земля проходит за 186 суток (с 21 марта по 23 сентября), вторую – за 179 суток (с 23 сентября по 21 марта).

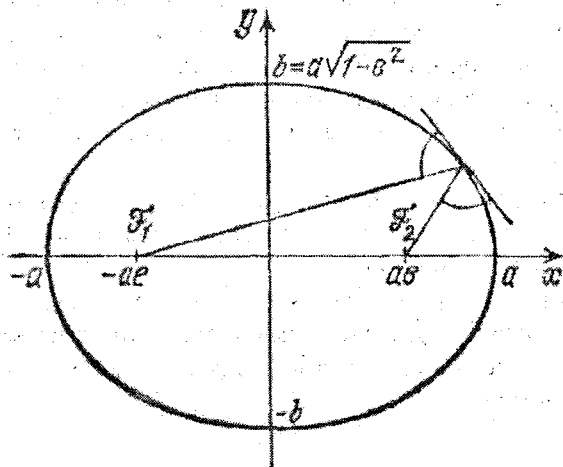


Рис. 1.11. Эллипс [Бялко, 1989]

Между планетами существует гравитационное взаимодействие, но так как их массы много меньше массы Солнца, то происходящее из-за этого взаимодействия возмущение планетных орбит очень невелико. Так, сила притяжения со стороны Юпитера в $5 \cdot 10^5$ раз меньше, чем со стороны Солнца, Венеры — в $3 \cdot 10^5$. Взаимное возмущение орбит планет максимально в моменты соединения планет, когда они расположены на одной прямой с Солнцем. Частоту соединения планет можно рассчитать, зная периоды обращения планет. Рассчитав характерное время, за которое планеты изменяют орбиты друг друга, можно оценить период времени, в течение которого меняется эксцентриситет орбит. Расчеты показывают, что e Земли меняется с характерным периодом 100 тыс. лет. Среднее значение $\bar{e} = 0,028$, сейчас, как указывалось выше, $e = 0,017$, т.е. современное значение эксцентриситета земной орбиты меньше $\bar{e}$. Максимальное значение — $e_{\max} = 0,068$. Несмотря на кажущиеся незначительные колебания величины e и небольшие различия в орбитальной скорости Земли эти изменения сказываются на тепловом равновесии Земли и на ее климате. При больших эксцентриситетах изменение расстояния от Земли до Солнца в течение года более значительно, чем при минимальных его значениях.

Под влиянием взаимных возмущений происходит поворот плоскостей орбит планет — прецессия и полюс эклиптики (П) за 200 млн лет описывает окружность с радиусом $1,7^\circ$ вокруг среднего положения Π_0 . Эклиптика — это проекция на небесную сферу плоскости земной орбиты. Иначе эклиптику можно определить как годичный путь среди звезд Солнца, наблюдаемого с Земли, или большой круг небесной сферы. Полюс этой сферы — это полюс эклиптики.

На эклиптику всегда проецируется Луна, которая всегда видна среди созвездий зодиака (угол наклона плоскости орбиты Луны к плоскости орбиты Земли 6°).

Двенадцати зодиакальным созвездиям соответствуют 12 месяцев года. Традиция Древнего Вавилона соотносит месяцы года тем созвездиям Зодиака, на которые проецируется Солнце при наблюдении с Земли.

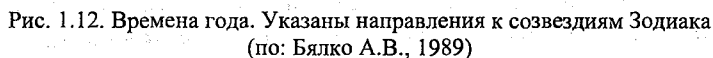
1.6. Кинематика вращения Земли

Наряду с орбитальным движением Земля вращается вокруг своей оси против часовой стрелки, если смотреть с Северного полюса. Угловая скорость вращения $\omega = 2\pi/\tau = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ($\tau = 86\,400 \text{ с}$).

Ось вращения Земли направлена к созвездию Малая медведица. Угол между осью вращения и направлением на полюс эклиптики $23^{\circ}27'$. Система координат на земной поверхности определяется осью вращения (широта и долгота). Ось вращения пересекает земную поверхность в точках-полюсах. Окружность нулевой широты – экватор. Наклон земной оси – причина смены времен года. При движении Земли по орбите ось не меняет наклона. Зимой в Северном полушарии внутри Северного полярного круга (широта $66^{\circ}33'$) – полярная ночь, так как солнечные лучи не попадают на эту часть земной поверхности. В это же время вблизи Южного полюса Солнце не заходит (рис. 1.12). По мере движения Земли по орбите области полярной ночи на севере и полярного дня на юге постепенно уменьшаются. Ось оказывается перпендикулярной направлению на Солнце 21 марта. Это день весеннего равноденствия. Длительность дня на всей Земле равна продолжительности ночи. В северном полушарии 22 июня – день летнего солнцестояния. Этот термин связан с тем, что в течение нескольких дней точки восхода и захода Солнца не меняют своего положения. Широты, на которых Солнце в эти дни стоит в зените – тропики (гр. *trórik* – поворотный). Последняя особая точка орбиты Земли – точка осеннего равноденствия, которую планета проходит 22–23 сентября. Снова ось вращения перпендикулярна солнечным лучам и день равен ночи.

Время между весенним и осенним равноденствием составляет 186 сут., что больше, чем половина года. Это следствие эллиптичности орбиты. Перигелий Земля проходит зимой, летом она проходит больший путь, а скорость орбитального движения меньше, чем зимой. Земной календарь устроен таким образом, чтобы день весеннего равноденствия всегда был 21 марта. В основу календаря положен тропический год: время между двумя весенними равноденствиями. В то же время относительно звезд полный оборот Земля делает с некоторым запаздыванием – это так называемый

The diagram illustrates the Earth's orbit around the Sun, showing the four seasons: Summer (Лето), Autumn (Осень), Winter (Зима), and Spring (Весна). The Earth is shown at four positions on its elliptical orbit, with its axis tilted. The Sun is at the center. The diagram includes labels for the seasons, the Sun, and the Earth's axis tilt.



44

эклиптике и смещение на 365 суток. Приведенные цифры дают возможность установить время, когда было введено соответствие дат календаря и созвездий Зодиака. Смещение дат на 32 дня происходит за $(26\,000/365) \cdot 32 = 2300$ лет. Это означает, что древнее соответствие дат зодиакальным созвездиям было точным примерно в 300 году до н. э.

Астрономы измеряют координаты звезд от точки весеннего равноденствия, но из-за прецессии в долготу звезд приходится все время вносить поправку, которую впервые измерил Гиппарх. Ее необходимо учитывать и в календаре. Длительность тропического года 365,2422 суток. Раз в четыре года нужно добавить лишний день – 29 февраля, чтобы дата равноденствия оставалась 21 марта. Величина 0,2422 – это грубое приближение к $\frac{1}{4}$ суток. Поэтому на каждые 400 лет в земном календаре не 100, а 97 високосных лет.

Основные выводы. Вселенная возникла около 15 млрд лет тому назад. Представления о строении Вселенной складываются на основе изучения Метагалактики, в которую входят 10^{11} галактик. Солнечная система входит в галактику Млечного пути. Вокруг Солнца обращаются девять планет, астероиды, кометы и метеориты. Орбита Земли – эллипс, незначительно отличающийся от окружности. Солнце находится в одном из фокусов эллипса. При движении по орбите скорость движения Земли меняется от 29,3 км/с в афелии до 30,3 км/с в перигелии в соответствии со вторым законом Кеплера о постоянстве секториальной скорости планет.

При решении теоретических и практических задач, в которых необходимо иметь форму Земли, используются различные модели: двухосный и трехосный эллипсоиды вращения, геоид, кардиоид.

Контрольные вопросы

1. Что представляет собой Вселенная?
2. Что такое Большой Взрыв? На каких теоретических и экспериментальных основаниях построена эта теория?
3. Каково строение Солнечной системы?
4. В чем заключается сущность гипотез о горячем (гипотезы Канта, Лапласа, Джинса) и холодном (гипотеза Шмидта) происхождении Земли?
5. Какие существуют модели формы Земли? Их физические основы.
6. Какие внутренние и внешние причины влияют на неравномерность орбитального и осевого движений Земли?

Глава 2

ВНЕШНИЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Поверхность Земли является поверхностью раздела, которая отделяет твердое тело Земли от расположенной на ней жидкой водной оболочки – гидросферы и внешней газовой оболочки – атмосферы.

2.1. Атмосфера Земли

Происхождение атмосферы (возраст, состав)

Атмосфера – это газовая оболочка нашей планеты, которая удерживается у ее поверхности благодаря силам гравитации. Она является средой обитания наземных живых организмов, смягчает суточные и сезонные перепады температуры и оказывает огромное влияние на ход геологических процессов.

Сейчас атмосфера состоит из азота (78 %), кислорода (21 %), аргона (1 %) и малых примесей углекислого газа (CO_2), паров воды и совсем ничтожного количества неона (Ne), гелия (He), криптона (Kr) и водорода. Почему состав атмосферы именно такой? Атмосферы других планет Солнечной системы совсем иные. На Венере и Марсе преобладает углекислый газ, на планетах гигантах (Юпитер, Сатурн) – гелий, водород, метан (CH_4) и аммиак (NH_3). На Луне и Меркурии атмосферы нет. Ответ на этот вопрос дает изучение геологической истории планет.

Земля образовалась около 4,5 млрд лет тому назад в результате концентрации вещества холодной (10–20 К) газопылевой туманности и соударений твердых космических образований (планетезималей). Первая атмосфера Земли состояла из наиболее распространенных во Вселенной элементов: водорода и гелия. Эти легкие газы могли удерживаться только холодной планетой. Примерно через 100–300 млн лет температура атмосферы достигла 800–900 К. При такой температуре водород рассеивается в космическое пространство примерно за 50 тыс. лет – это мгновение в геологическом масштабе времени. Когда первичное вещество планеты разогревалось, под действием высокой температуры стали происходить химические реакции. Более тяжелые продукты этих реакций

опускались вниз, составляя ядро, более легкие поднимались, образуя кору, а газообразные создали первую атмосферу. О составе газов этой атмосферы можно судить по результатам анализа газовой деления при нагреве древних пород и извержениях вулканов.

Сформировавшаяся в результате газовой деления из разогретых пород атмосфера получила название *первичной*. Большинство ученых считает, что она состояла из метана (CH_4), аммиака (NH_3) и паров воды. Существуют модели, допускающие присутствие H_2 , N_2 , CO_2 , H_2S . Газы выделялись постепенно, вступали в реакции с водой, с минералами земной коры, некоторая часть расщеплялась солнечным излучением.

Газы удерживались земным тяготением. Более легкие (H_2 , He , Ne) улетучивались в космос. Постепенно примерно 3,5 млрд лет назад атмосфера стала более плотной (60 % – CO_2 , N_2 , NH_3). Почему в атмосфере было низким содержание кислорода? Тот кислород, который выделялся из недр, шел на окисление металлов, прежде всего железа: $\text{Fe}^{2+} - e = \text{Fe}^{3+}$.

Примерно 3–3,5 млрд лет назад появились первые фототрофные организмы, использующие для своей жизнедеятельности энергию света, осуществляя при этом фотосинтез, т. е. синтез органического вещества из CO_2 и H_2O . Это цианобактерии, которые содержат хлорофиллы растительного типа. Они же обладают способностью к азотфиксации, т. е. используют N_2 из атмосферы. Остатки цианобактерий обнаружены в докембрийских породах, из чего следует, что тогда в атмосфере уже был кислород. Именно деятельность цианобактерий обеспечила формирование кислородной атмосферы.

Как следует из уравнения фотосинтеза (рис. 2.1), на каждый ассимилированный в процессе фотосинтеза моль углекислоты запасается 114 ккал энергии. При этом солнечная энергия запасается надолго: от минут и часов до миллионов лет (образование нефти, каменного угля, торфа). Фотосинтез – это энергетическая основа биологических процессов, энергетический движитель развития биосферы.

В результате фотосинтетического окисления воды образуется молекулярный кислород, содержание которого в атмосфере постепенно возросло от нуля до 21 % в настоящее время. Появление O_2

в атмосфере привело к гибели существовавших тогда организмов, для которых O_2 — яд. По сути, это была первая глобальная экологическая катастрофа на Земле. На фоне увеличения концентрации кислорода в атмосфере появились аэробные организмы.

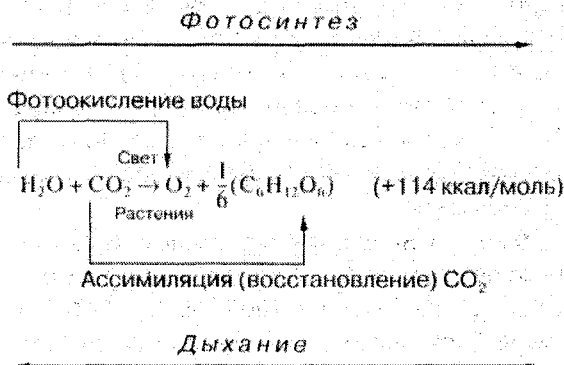


Рис. 2.1. Уравнение фотосинтеза кислородовыделяющих фотосинтезирующих организмов (по Холл Д., 1983)

Фотосинтетическое образование O_2 сопровождалось поглощением CO_2 , а при аэробном дыхании потреблялся кислород и высвобождался CO_2 . Это привело к образованию замкнутых циклов формирования и расходования O_2 и CO_2 глобального масштаба. Сочетание этих циклов позволяет восполнять как углекислый газ, так и кислород, а их участие в едином цикле обеспечивает поступление энергии в биосферу. Когда в атмосфере увеличилось содержание кислорода, произошло окисление соединений железа, марганца, серы, аммиака. На это ушло примерно 95 % кислорода, выделенного фотосинтезирующими организмами за всю историю биосферы. По мере возрастания концентрации O_2 в атмосфере увеличилось и содержание молекулярного азота за счет окисления аммиака.

Фотосинтез, сопровождавшийся образованием и запасанием органического вещества, привел к значительному уменьшению содержания CO_2 (примерно в 100 раз). В результате первичная разреженная атмосфера превратилась во вторичную, плотную азотно-кислородную оболочку Земли.

В настоящее время вулканы выбрасывают CO_2 , SO_2 , HCl и другие газы. Почему их нет или мало в атмосфере? Все газы атмосферы должны находиться в химическом равновесии друг с другом, с океаном и веществом земных недр. Поэтому кислотные оксиды, выброшенные вулканами, очень быстро растворяются в океане, образуя кислоты. Эти кислоты, взаимодействуя с основными оксидами, образуют соли. Растворимые соли растворены в океане, нерастворимые образуют осадочные породы.

Границы и расслоенность атмосферы по вертикали

Нижняя граница атмосферы – это поверхность материков и океанов, верхняя – определяется на основе анализа плотности воздуха. Плотность с высотой убывает: от $1,24\text{--}1,30 \text{ кг/м}^3 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-12} \text{ кг/м}^3$ на высоте 450 км. Считается, что газовая оболочка Земли простирается до таких высот, где концентрация газов оказывает какое-то влияние на полеты зондов и ИСЗ, это высота – 3 тыс. км. Довольно просто можно оценить массу атмосферы. Для этого достаточно умножить среднее значение атмосферного давления (p_0) у земной поверхности ($p_0 = 1,013 \cdot 10^5 \text{ Па}$) на общую площадь поверхности земного шара ($4\pi R^2$) и разделить на ускорение свободного падения (g). В результате получаем массу земной атмосферы – $5,3 \cdot 10^{18} \text{ кг}$, которая составляет чуть меньше одной миллионной от общей массы планеты.

Вертикальное строение атмосферы очень непростое (рис. 2.2). С высотой одновременно изменяются плотность, давление, температура (T), а с некоторой высоты и состав газов. Наиболее сложный характер имеет изменение температуры. В соответствии с изменениями T атмосфера делится на несколько слоев. Разделяющие их границы носят название пауз. По изменению знака температурного градиента и выделяются тропопауза, стратопауза, мезопауза и термопауза.

Тропосфера – слой, где температура убывает с высотой, поскольку основная часть тепловой энергии поступает от нагретой Солнцем поверхности Земли. Скорость убывания температуры воздуха в тропосфере составляет в среднем 5°C на 1 км высоты. В тропиках этот слой простирается до высоты 17 км (-75°C), в полярных областях – до 10 км (-55°C). В этом слое сосредоточено 79 % массы атмосферы в умеренных широтах и 90 % – в низ-

ких. Неравномерность прогрева земной поверхности на разных широтах приводит к интенсивной циркуляции воздушных масс, которой охвачена вся тропосфера. Именно в этом слое происходят метеорологические процессы, формирующие земной климат и погоду. Над тропосферой лежит следующий атмосферный слой – стратосфера.

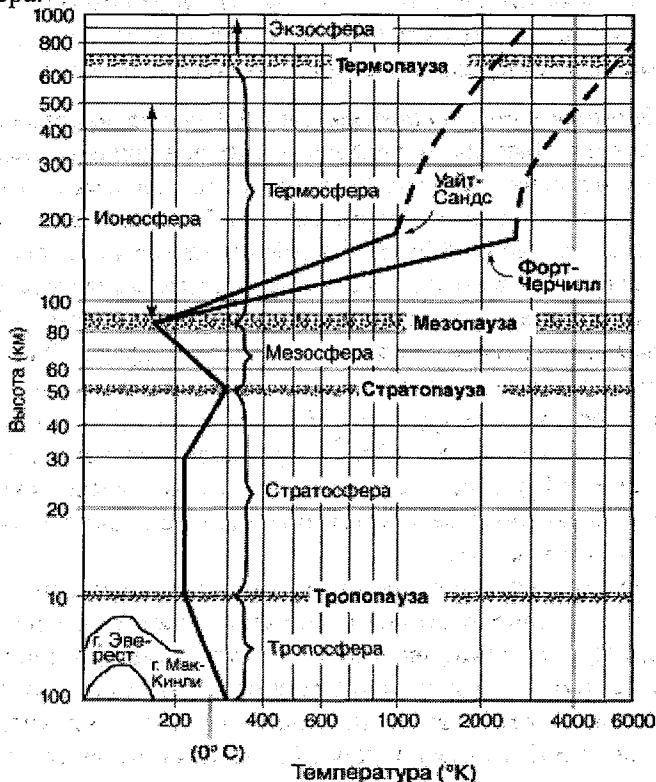


Рис. 2.2. Вертикальное строение атмосферы (изменение температуры с высотой в атмосфере по результатам наблюдений в Уайт-Сандсе, шт. Нью-Мексико, США и Форт-Черчилле, Канада. Показаны температурные различия в термосфере на разных широтах

http://dic.academic.ru/dic.nsf/enc_colier/1042/АТМОСФЕРА

Стратосфера – здесь температура возрастает примерно до высоты 55 км. Сначала до высоты около 40 км температура увеличивается медленно, затем быстро, достигая 10 – 15 °С. Рост температуры с высотой делает стратосферу весьма устойчивой к пере-

мешиванию, особенно в верхней ее части, где попавшие туда химические примеси, мелкая пыль могут оставаться в течение десятилетий. Выше стратосферы лежит мезосфера.

Мезосфера – простирается до высоты 85–90 км, где температура падает до -85°C . Распределение температуры в мезосфере практически целиком определяется тепловой энергией, поступающей от земной поверхности. У верхней границы мезосферы образуются серебристые облака, представляющие собой скопления мельчайших кристалликов льда. Мезосфера переходит в термосферу.

Термосфера – до высоты 450 км, где температура опять возрастает до 1000–1200 $^{\circ}\text{C}$. Такие высокие значения объясняются тем, что давление воздуха на указанной высоте очень низкое (10^{-8} мм рт. ст.), он очень разрежен (плотность $3 \cdot 10^{-12}$ кг/м³), и молекулы практически не сталкиваются между собой. Но характерная энергия молекул водорода и гелия, которые преобладают в термосфере, такая же, как и при указанной температуре.

Экзосфера – самая внешняя часть атмосферы. Воздух в ней настолько разрежен, что отдельные атомы могут, не столкнувшись с другими атомами, беспрепятственно и безвозвратно «уйти» в космическое пространство. В настоящее время установлено, что Земля имеет чрезвычайно разреженный газовый хвост, протягивающийся на сотни тысяч километров в направлении, противоположном Солнцу, через который атмосфера «утекает» в космическое пространство. Средняя кинетическая энергия молекул газов в экзосфере такая же, как и в термосфере.

Приведенное расслоение атмосферы связано с тем, как взаимодействует излучение Солнца с разными газами, как эти газы поглощают свет различных длин волн. Большая часть излучения Солнца не поглощается атмосферой, а доходит до поверхности Земли и нагревает ее; но некоторая часть в области самых коротких длин волн задерживается именно в тех слоях, где повышенная температура: в экзосфере, верхних слоях термосферы и стратосфере. Так температура экзосферы ниже в годы спокойного Солнца (1000 К) и выше в годы с максимальной солнечной активностью (до 1300 К). Солнечная энергия здесь поглощается всеми газами, входящими в состав воздуха. Прежде всего, поглощается далекий ультрафиолет (длина волны $\lambda < 290$ нм).

Стратосфера существует благодаря озону (O_3). Область его повышенной концентрации находится на высоте 25–50 км. Озон без остатка поглощает солнечное излучение в диапазоне $220 < \lambda < 290$ нм, причем уже в верхней части этого слоя. Указанный спектральный интервал невелик, но доля поглощенной солнечной энергии, которая приходится на него, в 3 раза больше, чем в ультрафиолетовом диапазоне, поглощаемом в экзосфере. Так как плотность в стратосфере много больше, чем в экзосфере, эта энергия распределяется на большую массу, оттого и температура повышается, но не так сильно, как в экзосфере.

Другим критерием разделения атмосферы на слои является состав воздуха. По этому признаку выделяют гомосферу и гетеросферу.

Гомосфера – слой до высоты 90 км, где атмосфера имеет однородный состав за счет перемешивания.

Гетеросфера – в этом слое с высоты 100 км наблюдается преобладание атомарного кислорода над молекулярным, и повышается концентрация гелия и атомарного водорода. С высоты 300 км в атмосфере преобладают атомарные Н, Не и О. Выше 700 км атмосфера Земли состоит практически только из Не и Н. Откуда эти газы в гетеросфере? Гелий образуется в земной коре при распаде тяжелых радиоактивных элементов. Водород верхней атмосферы образуется из H_2O под действием у/ф излучения Солнца на высоте 30–50 км ($H_2O \rightarrow 2H + O$).

По другому принципу выделяют ионосферу – зону атмосферы, характеризующуюся значительным содержанием в ней ионов и свободных электронов. Ионосфера охватывает всю верхнюю часть атмосферы, начиная с высот порядка 50–80 км.

Особенности состава нижней атмосферы

В нижней части атмосферы – тропосфере и стратосфере – содержатся второстепенные компоненты, которые являются таковыми по их содержанию, но не по роли в формировании теплового режима земной поверхности и влиянию на природные процессы. Это водяной пар, углекислый газ и озон.

Водяной пар. Источник водяного пара – испарение с поверхности морей и океанов. Суммарный годовой объем испарения для Земли оценивается величиной $577 \cdot 10^3$ км³. Среднее содержание

водяного пара в атмосфере $14 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. Основная часть водяного пара содержится в приземном слое до высоты 2–3 км. Максимальное содержание – между 30°с. ш. и 30°ю. ш.

Роль водяного пара, содержащегося в атмосфере, многообразна. В результате конденсации H_2O образуются облака, осадки, грозы, происходит поглощение или выделение тепла при таянии и образовании льда, водяной пар участвует в круговороте воды в природе.

Водяной пар поглощает излучение Солнца в нескольких диапазонах. Прозрачность атмосферы определяется содержанием водяного пара из-за очень интенсивного поглощения инфракрасного излучения (ИК излучение Солнца – диапазон 1,0–2,6 мкм). Наиболее интенсивное излучение Земли происходит в инфракрасном диапазоне. При средней температуре Земли 300 К длина волны инфракрасного излучения 10 мкм. До 60 % этого излучения задерживает водяной пар, содержащийся в атмосфере. Этот глобальный планетарный эффект получил название «парникового».

Углекислый газ CO_2 – диоксид углерода. Этот газ в 1,5 раза тяжелее воздуха. Его содержание в атмосфере испытывало значительные колебания во времени и по территории. Были периоды (ранний девон, триас), когда его содержание было почти таким же, как и сейчас. Были также и периоды повышенных концентраций (конец девона, карбона, перми).

Образуется углекислый газ при дыхании, сжигании ископаемого топлива, гниении, окислении органических веществ, вулканической деятельности. Расходуется в процессе фотосинтеза. В цикл фотосинтез – дыхание вовлекается примерно 10 % CO_2 , содержащегося в атмосфере.

С развитием промышленности содержание CO_2 все время повышается (1 % в год), хотя есть процесс, который замедляет этот рост – растворение CO_2 в океанической воде. При этом образуется угольная кислота. Углеродный обмен океана с атмосферой в верхних слоях океана идет сравнительно быстро (6–7 лет). Для установления такого равновесия с глубинными слоями нужны тысячелетия.

В доиндустриальную эпоху содержание CO_2 оценивалось величиной 0,027 % (по объему), сейчас – 0,034 %. Расчеты показывают, что к 2035 г. его содержание удвоится. В результате про-

изоидет заметное потепление климата, так как CO_2 прозрачен для основной части солнечного спектра, но поглощает тепловое излучение Земли. В то же время двукратное повышение концентрации CO_2 увеличит примерно на 60 % скорость фотосинтеза, т.е. CO_2 будет вовлекаться в этот процесс.

Озон — образуется под влиянием расщепляющего воздействия ультрафиолетового излучения ($\text{O}_2 \rightarrow \text{O}_2^+ + e^-$; $\text{O}_2^+ \rightarrow \text{O}$; $\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$).

Озон почти целиком поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца в диапазоне от 220 до 290 нм, которое в результате практически не достигает поверхности Земли. Излучение этой части спектра губительно для живых организмов. Уменьшение содержания озона в два раза приведет к необратимым изменениям земного генофонда. Этот слой непрочен, он разрушается, например, в ходе следующей реакции $\text{NO} + \text{O}_3 = \text{NO}_2 + \text{O}_2$. Оксид азота поступает в атмосферу при извержении вулканов, ядерных взрывах. Разрушают озон также хлор- и фторсодержащие газы. Образуется озон в периоды солнечной активности, в результате ионизации и диссоциации (разложения) O_2 и N_2 . Распределение озона по широтам определяется двумя потоками: O_3 сверху и примесей снизу, которые долго удерживаются в атмосфере и разрушают его.

Максимальное содержание озона наблюдается над тропиками в слое 25–40 км. Если распределить всю массу озона (при нормальном давлении) слоем одинаковой толщины вокруг Земли, то толщина этого слоя будет 0,30 см.

В 60-х годах XX в. толщина озонового слоя начала уменьшаться, в 70-х — несколько увеличилась, возможно, из-за прекращения ядерных испытаний в атмосфере. С начала 80-х ежегодно над Антарктидой в конце полярной ночи стала появляться озоновая дыра, т.е. заметное уменьшение концентрации озона. Трудно выделить какую-либо главную причину наблюдающегося явления. Вероятнее всего уменьшение содержания озона в атмосфере — результат сочетания физических, фотохимических и динамических процессов в стратосфере, усиленных похолоданием и ростом содержания хлора и брома, которые могут жить в стратосфере до 60–120 лет, разрушая озон.

В 1985 г. была принята Венская конвенция об охране озонового слоя.

2.2. Гидросфера Земли

Происхождение, границы гидросферы, составные части и запас воды в них

Гидросфера – водная оболочка Земли. Вода – самый распространенный на Земле минерал. Богатство водой – уникальная космическая особенность Земли. Вода – носитель тепловой и механической энергии, играет важную роль в обмене веществом и энергией между геосферами и географическими районами Земли.

Великий русский ученый В.И. Вернадский (1863–1945) писал: «Вода стоит особняком в истории планеты. Нет природного тела, которое могло сравниться с ней по влиянию на ход основных самых грандиозных геологических процессов. Нет земного вещества: минерала, горной породы, живого тела, которое бы ее не заключало. Все земное вещество под влиянием ее вездесущности ею проникнуто и охвачено. Не только земная поверхность, но и глубокие части планеты определяются в самых существенных своих проявлениях ее существованием и ее свойствами. Вода отличается исключительной подвижностью. Это единственное тело, которое может находиться на Земле во всех трех физических состояниях. Распространение газообразного состояния воды во всех оболочках придает ее молекулам большую подвижность и связывает воду в единое целое. Вся жидкая составная часть вещества планеты представляет единое целое, в котором преобладает вода и жидкую массу планеты – природные водные растворы – должны рассматриваться как одно неразрывное тело, обволакивающее планету, проникающее в ее недра» [Вернадский, 2003].

Термин «гидросфера» был введен знаменитым австрийским геологом Эдуардом Зюссом (1831–1914) в 1875 г. для обозначения всей совокупности вод Мирового океана, водных объектов суши, подземных вод, а также вод, сосредоточенных в ледниках. Гидросфера в широком смысле слова – это система всех планетарных вод, как свободных, так и связанных (входящих в состав различных минералов).

Происхождение гидросферы

Гидросфера начала формироваться с того времени, когда Земля, достигнув массы, равной современной, начала разогреваться, стали формироваться ее внутренние оболочки (мантия, ядро),

а при дегазации недр — выделяться газы и водяной пар. Когда температура на поверхности и в прилегающей атмосфере понизилась до величины меньшей 100 °С, а количество водяного пара превысило некоторую величину, соответствующую давлению насыщенного пара, стала образовываться гидросфера. При формировании первоначальной базальтовой коры (так называемой протокоры) из вещества мантии выделялось 92 % базальта и 8 % воды. Подтверждением приведенного соотношения является состав современных вулканических лав, которые содержат примерно столько же воды.

Первые изолированные морские бассейны образовались примерно 3,8 млрд лет назад. В позднем архее (3,3–2,6 млрд лет) отдельные моря слились и образовали протоокеаны, а 2,6 млрд лет назад возник единый Мировой океан. К началу палеозоя (570 млн лет назад) гидросфера Земли приобрела объем, близкий к современному. По Вернадскому уже с архея, т.е. с начала геологической истории объем воды в гидросфере практически не менялся. Не только объем, но и состав воды характеризовался устойчивостью. Конечно, были периоды колебания объема, состава и форм нахождения воды. Прежде всего, это ледниковые периоды — периоды резко отличного от современного проявления в биосфере твердых фаз природных вод. Периодически менялись очертания приконтинентальных морей. Происходили трансгрессии (наступление) и регрессии (отступление) моря, изменялись истории рек, которые были связаны с проявлением геосинклинальных этапов истории земной коры. В периоды тектонической активности создавались речные системы, разрушающие континенты и сносящие вещество суши в океаны, уходила из морей в огромном масштабе морская вода, создавая осадочные породы. Суша и море вечно, т.е. в течение всей геологической истории медленными процессами то поднимаются, то опускаются. Вечно колеблются и поэтому становятся подвижными все воздействия природной воды: электрические и термодинамические поля планеты, системы газ — вода, вода — твердое вещество, моря и льды, соотношение между различными типами природных вод.

Составные части гидросферы

Из 510 млн км² поверхности Земли водами морей и океанов покрыто 362 млн км² (71 %). Это — Мировой океан. В гидросферу входят также воды суши: реки, озера, болота, ледники, подземные

воды, т. е. воды, заполняющие подземные коллекторы (трещины и поры горных пород). В гидросферу включают также влагу атмосферы и почвенную влагу.

За верхнюю границу гидросферы принимают поверхность Мирового океана и водных объектов суши (в атмосфере влаги меньше 0,001 %).

Нижняя граница определяется по границе распространения подземных вод, участвующих в планетарном круговороте.

Вода находится в горных породах из-за наличия в них пустот – трещин, пор, каналов. Абсолютно сплошных пород нет. Пустоты вода занимает благодаря своей высокой подвижности. Установлено, что ниже уровня грунтовых вод до глубины 4–5 км и более практически все пустоты заполнены водой, образующей в пределах литосферы (так называют каменную оболочку Земли) региональные неразрывные макроскопические системы гидросферы.

Кроме гравитационной воды, содержащейся в горных породах в свободном состоянии, примерно то же количество находится в связанном. Связанная вода удерживается в самых мелких порах и трещинах горных пород. Это адсорбированная гигроскопическая вода и пленочная, которая удерживается на поверхности твердой фазы минералов.

В земных недрах есть еще кристаллизационная вода, входящая в состав вещества в виде молекул H_2O (например, в гипсе – $CaSO_4 \times 2H_2O$), цеолитная (минерал опал – $SiO_2 \times nH_2O$), конституционная (H и O входят в состав молекул минералов (например, мусковит – $KH_2Al_2Si_2O_8$)).

В настоящее время в качестве критерия для определения объема воды в гидросфере, а следовательно, для определения ее нижней границы, принимают нижнюю поверхность осадочных горных пород. Именно вода, находящаяся в порах и трещинах этих пород, участвует в планетарном круговороте воды, т.е. в процессе водообмена Мирового океана, вод суши и атмосферы. Средняя мощность осадочных пород – 3–5 км.

Запас воды в гидросфере

По Вернадскому объем воды в гидросфере – 1,8 млрд $км^3$ ($1,8 \cdot 10^{21}$ кг).

Сюда входит вода гидросферы, атмосферы и вода, находящаяся в физическом и химически связанном виде в горных породах

литосферы, в мантии Земли и в биологических объектах. В табл. 2.1 приведены данные об объемах воды, содержащейся в объектах гидросферы [Мировой водный баланс, 1974].

Мировые запасы пресной воды – 34,98 млн км³. В России запасы пресных поверхностных и подземных вод оцениваются величиной 2 млн км³. Согласно современным расчетам, выполненным А. Полдервартом, общая масса свободной воды на Земле равна $1,644 \cdot 10^{21}$ кг, что составляет около одной четырехтысячной от общей массы планеты.

Океанические течения, сток рек и подземных вод на суше, перенос влажных масс воздуха над океанами и континентами, движение воды от корней к листьям – звенья единого влагооборота в природе, благодаря которому все формы нахождения воды в природе связаны непрерывными взаимными переходами, и поэтому вода непрерывно обновляется.

Наиболее быстро, всего за 10 дней, такое обновление происходит в атмосфере. За 3 тысячи лет полностью обновляет содержащуюся в нем воду Мировой океан, а водоемы суши – в среднем за 7 лет. В процессе постоянно совершающегося круговорота воды на Земле осуществляется взаимосвязь и взаимодействие всех ее оболочек.

Таблица 2.1

Запас воды в гидросфере

Составные части гидросферы	Объем воды, млн км ³	Слой, м	Доля от мировых запасов, %
Мировой океан	1338	3700	96,5
Ледники –	24,064	1463	1,74
Подземные воды	23,400	174	1,7
Озера	0,1764	85,7	0,013
Болота	0,0115	4,28	0,0008
Реки	0,00212		0,0002
Почвенная влага	0,0160	0,2	0,001
Сумма	1385,98461	2718	100

Химический состав вод гидросферы

Вода – простейшее устойчивое соединение водорода с кислородом, в котором 11,11 % составляет водород, 88,89 % – кислород. Формула H₂O относится к парообразной воде. Жидкая вода (H₂O)₂ – дигидроль, твердая (H₂O)₃ – тригидроль. В обычной воде может быть до 0,016 % тяжелой воды, содержащей дейтерий D₂O.

Природные воды – растворы сложного состава и разнообразной минерализации: от нескольких миллиграмм на литр до первых сотен грамм на литр. Формирование состава природных вод происходит под действием выщелачивания солей из горных пород, испарения, ионного обмена, поглощения и выделения газов, жизнедеятельности организмов. Растворяющая способность и подвижность воды делают ее важнейшим агентом в геохимических процессах перераспределения элементов в земной коре.

В природных водах найдены почти все химические элементы (80 из 89 стабильных элементов), которые присутствуют в виде ионов, недиссоциированных молекул, газов, коллоидов, органических и комплексных соединений, стабильных и радиоактивных изотопов.

Мировой океан. Возраст земного океана ненамного уступает возрасту Земли, естественно, что океан находится в полном химическом равновесии с атмосферой Земли и ее корой. Отклонения от химического равновесия связаны с потоком солнечной энергии через поверхность океана и жизнедеятельностью его биомассы.

Вода океана вблизи поверхности – это насыщенный раствор атмосферных газов, концентрация которых возрастает с понижением температуры. Так, при 15 °С содержание N_2 – 13 мг/дм³, O_2 – 7.9 мг/дм³, CO_2 – 550 мг/дм³.

Мировой океан – главный регулятор планетарного газообмена, поддерживающий постоянство состава атмосферы. Океан за свою историю растворил большую часть растворимых в воде химических соединений, которые есть на планете.

Благодаря интенсивному перемешиванию воды Мирового океана очень однородны по солевому составу. Меняется лишь концентрация растворенных веществ в воде – ее соленость. Средняя соленость воды Мирового океана составляет 35 г/кг. Ее колебания в открытой части океана, как правило, незначительны: 33–37 г/кг. В морской воде преобладают хлориды натрия (77,76 % по массе) и хлориды магния (10,88 % по массе). По несколько процентов приходится на сульфаты магния, кальция и калия и десятые доли процента составляет концентрация гидрокарбонатов магния и брома.

Вопрос о происхождении солевого состава вод Мирового океана до сих пор является дискуссионным. Долгое время счита-

лось, что соли просто были вымыты подземными водами из горных пород и с речным стоком поступили в океан. В то же время В.И. Вернадский считал, что Мировой океан изначально был соленым. В сороковые годы XX в. норвежский геохимик В.М. Гольдшмидт (1888–1947) на основании своих опытов по выщелачиванию солей из горных пород пришел к выводу, что с позиций гипотезы о формировании солевой массы океана за счет речного стока можно объяснить только катионную часть его состава. Откуда в воде океана хлор-ион, сульфат-ион, а также бром и фтор попытался объяснить американский геохимик Уильям Руби (1951). Он заметил, что перечисленные анионы можно получить, растворив в воде соответствующие кислоты, которые обладают одним общим свойством – высокой летучестью. При нагревании они легко переходят в газообразное состояние. Эти же кислоты присутствуют в составе вулканических газов. В итоге, Руби сделал вывод о том, что в процессе дегазации глубоких земных недр вместе с водой и другими компонентами к поверхности Земли поступали и летучие кислоты, которые растворялись в воде с образованием соответствующих анионов. Представления Гольдшмидта и Руби получили развитие в работах академика А.П. Виноградова (1895–1975), исследовавшего химический состав вулканических газов Камчатки и Курил и количественно обосновавшего гипотезу Руби.

Казалось, что в дискуссии о происхождении состава воды океана поставлена точка, но в начале 80-х годов XX в. российские геологи М.А. Мартынова и А.Ф. Грачев поставили под сомнение ряд положений, лежащих в основе выводов Гольдшмидта, Руби и Виноградова. Они возродили на новой фактической основе старую гипотезу, согласно которой солевой состав океана сформировался только за счет поступления солей с речным стоком, т. е. за счет выщелачивания горных пород. Первичный же океан был пресным. Наверное, когда-нибудь по мере накопления новой информации, появления других методов его анализа, открытия других процессов и построения более сложных моделей формирования химического состава воды Мирового океана этот спор будет закончен. Что известно точно, так это то, что сейчас в океанической воде содержится 88,6 % хлоридов. Речная вода содержится только 6,9 % хлоридов, 13,2 % сульфатов и 79,9 % карбонатов (по массе). Оче-

видно, что горные породы современной земной коры хорошо «промыты» от хлора, который в той или иной форме содержался в них изначально, поэтому реки приносят в океан очень мало хлоридов и много гидрокарбонатов. Небольшое содержание карбонатов в воде океана определяется их низкой растворимостью и расходом на образование скелетов и раковин морских организмов, так что в связанном виде содержание карбонатов очень велико.

Воды суши. Формирование химического состава и минерализации вод суши начинается в атмосфере, продолжается в почвах, породах, в процессе стекания осадков по поверхности земли. Определяется химический состав вод суши комплексом физико-географических условий (климат, рельеф, растительность, почва, деятельность человека, водный режим, источники питания).

Реки — средняя минерализация большинства рек меньше 0,3 г/л. В составе при этом преобладают гидрокарбонаты кальция. Существует сезонный ход минерализации речной воды. Для рек, незатронутых техногенным влиянием, имеет место обратная зависимость между минерализацией речной воды и водностью реки.

Очень разнообразны по солености воды *озер*. По классификации О.А. Алекина выделяются: очень пресные озера с минерализацией от 0,03 до 0,1 г/л (оз. Байкал, Ладожское озеро); пресные (0,1–1,0 г/л), солоноватые (1–25 г/л), с морской соленостью (25–50 г/л) и рассолы (более 50 г/л).

Соленость озер определяется их физико-географическим положением и степенью проточности. Проточные озера — пресные. Бессточные — имеют повышенную соленость. Так, в степной зоне Алтайского края есть бессточные сульфатные озера, концентрация солей в которых близка к насыщению. Зимой при понижении температуры соли выпадают в осадок и образуют соляную залежь.

Соленость *подземных вод* также варьирует в широких пределах: от пресных с минерализацией менее 1 г/л до рассолов, содержащих редкие элементы (Li, Rb, Ce).

В промышленных районах на состояние природных вод большое влияние оказывают техногенные факторы. Техногенез — совокупность геохимических, гидрогеохимических, физико-химических, биохимических процессов, протекающих в биосфере под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека.

Основные выводы. Внешними оболочками Земли являются атмосфера и гидросфера. Их формирование неразрывно связано с геологической историей планеты. Атмосфера Земли сформировалась за счет дегазации земной коры при участии фотосинтезирующих бактерий. Плотная азотокислородная оболочка фильтрует солнечную и другие виды космической радиации.

Наличие гидросферы – уникальная особенность Земли, выделяющая ее из всех планет Солнечной системы. Все вещество Земли пронизано водой, находящейся в различных формах. Участие воды во всех природных процессах заставляет с повышенным вниманием относиться к проблемам, связанным с изучением и охраной объектов гидросферы.

Контрольные вопросы

1. Основные признаки деления атмосферы на слои по вертикали, границы и названия слоев.
2. За счет каких процессов, и на каких высотах формируется основная масса водяного пара, углекислого газа и озона в атмосфере? В чем заключается их геофизическая роль?
3. Факторы формирования химического состава природных вод.
4. Какие составные части гидросферы относятся к водам суши?

Глава 3

ВНУТРЕННИЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Три века тому назад И.Ньютон (1643 – 1727) определил значение средней плотности Земли. Уточненное позднее, оно составило $5,52 \text{ г/см}^3$. Плотность горных пород, залегающих на поверхности Земли, определить несложно. Она варьирует в пределах $2,4\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$. Из сравнения этих величин был сделан вывод о том, что недра Земли по плотности должны заметно отличаться от ее наружного слоя. Постепенно возникла идея о строении земного шара, состоящего из ряда вложенных друг в друга оболочек. В начале XX в. австрийский геолог Э. Зюсс выделил пять оболочек Земли и назвал их исходя из преобладающих, по его мнению, химических элементов (сверху вниз): сиаля (Si+Al), сима (Si+Mg), хрофесима (Cr+Fe+Si+Mg), нифесима (Ni+Fe+Si+Mg), нифе (Ni+Fe). Изменение состава Земли с глубиной было объяснено им содержанием более тяжелых химических элементов, что признается и в настоящее время, но не ограничивается только этим.

Прямым исследованиям внутреннего строения Земли доступна лишь ее самая верхняя часть. Современные шахты достигают глубины 3,5 км, но лишь в отдельных точках планеты (Индия, Южная Африка); подавляющее же большинство шахт имеет глубину не более 1 км. Огромное количество скважин, пробуренных с разными целями, в основном разведочными, дают информацию о строении верхнего слоя Земли толщиной от нескольких сотен метров до первых тысяч. Одна единственная самая глубокая скважина – 12 620 м – была пробурена в 1970–1984 гг. на Кольском полуострове. Представления о внутреннем строении Земли основываются, главным образом, на косвенных геофизических исследованиях, среди которых наибольшей информативностью отличаются гравиметрия и сейсмозондирование. Кроме того, проводятся аналогии с составом метеоритов, используются данные экспериментальных исследований свойств веществ при высоких температурах и больших давлениях.

3.1. Сейсмондирование земных недр

В конце XIX в. русским академиком Б.Б. Голицыным (1862–1916) был изобретен сейсмограф – появилась возможность регистрировать упругие волны, возникающие при землетрясениях. В XX столетии усовершенствование аппаратуры и создание всемирной сети стандартных сейсмических станций дало возможность производить записи происходящих землетрясений многими станциями (упругие волны от крупнейших землетрясений пронизывают весь земной шар), а расшифровка возникающей волновой картины позволила судить о внутреннем строении нашей планеты.

Если в упругой изотропной среде осуществляется взрыв или импульсное воздействие ударного типа, то покоившаяся область придет в движение, которое передается от точки к точке. В результате произойдет смещение двух типов: растяжения – сжатия и сдвига, т.е. от места взрыва или очага землетрясения во все стороны пойдут сейсмические волны: продольные P -волны и поперечные S -волны (рис. 3.1).

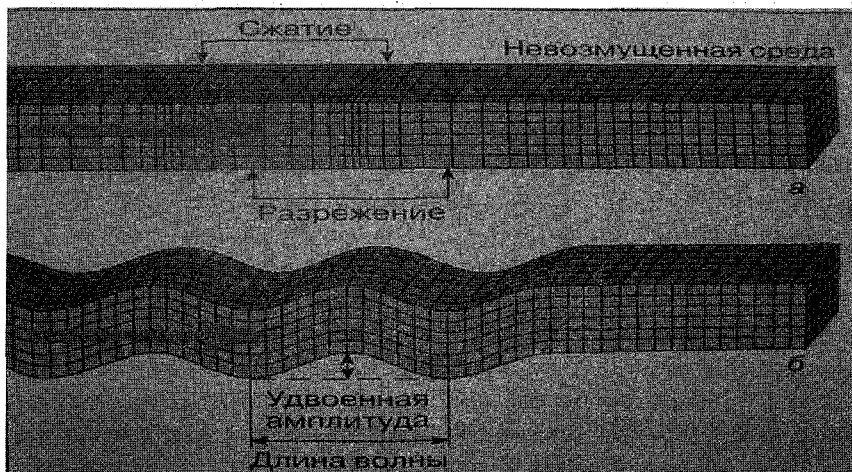


Рис. 3.1. Типы сейсмических волн [Короновский, 2000]

а – продольные P -волны, б – поперечные S -волны

В первом случае частицы вещества перемещаются в том же направлении, что и движение волны, во втором – они сдвигаются под прямым углом относительно направления своего пути. Скорость

сти продольных волн (V_P) в 1,7 раза больше скоростей поперечных волн (V_S). (Продольные волны получили обозначение P , поперечные – S от латинских слов “прима” – первая и “секунда” – вторая). Продольные волны распространяются в любой среде, поперечные – только в твердой. Скорость волн зависит от плотности (ρ) и упругих характеристик среды: модуля всестороннего сжатия K_c и модуля сдвига μ :

$$V_P = \sqrt{\frac{K_c + 4/3\mu}{\rho}}, V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}; K_c = f_n \cdot \Delta V/V \text{ [Па]}, \mu = f_n \cdot \gamma,$$

где f_n – касательное напряжение; γ – угол сдвига; $\Delta V/V$ – изменение объема тела.

Отношение K_c/μ – довольно стабильно (для железа – 1,9, мрамора – 2,16, гранита – 1,5–1,7, известняка – 1,9).

Из приведенных зависимостей видно, что $V_{PS} = f(\rho)$, т.е. при прохождении границы двух сред изменяется скорость волны. Если бы Земля состояла из однородного вещества, то скорости распространения упругих колебаний не изменялись бы с глубиной, сейсмические лучи были бы прямолинейны и зависимость $V_{PS} = f(R)$, где R – радиус Земли, имела бы вид прямой линии. Наблюдения же показывают, что скорости волн с глубиной меняются. По мере углубления в земные недра плотность вещества увеличивается. Возрастает также деформационная плотность, которая характеризуется величинами μ , и K_c . Они увеличиваются быстрее, чем ρ . В результате значения V_P и V_S с глубиной возрастают, сейсмические лучи непрямолинейны, а вогнуты внутрь Земли, т.е. Земля ведет себя по отношению к сейсмическим лучам как преломляющая линза.

Распространяясь от очага землетрясения или точки взрыва вглубь Земли, сейсмические волны испытывают преломление, частичное или полное отражение от более плотных горизонтов, находящихся в недрах Земли. Сейсмографы фиксируют и записывают отраженные волны, появляющиеся на поверхности Земли на значительных расстояниях от эпицентра землетрясения. Преломляясь на границе раздела сред разной плотности, упругие волны, искривляясь, проходят далее в недра Земли, но могут отразиться от залегающих глубже более плотных оболочек. График, показы-

вающий изменение с глубиной скоростей распространения сейсмических волн, получил название сейсмической модели Земли.

По данным наблюдений строят годографы, которые представляют собой зависимость времени достижения волной точки наблюдений от расстояния. На рис. 3.2 показаны пути P и S -волн внутри Земли. Зона тени для S -волн от 103° до 180° . Поперечные S -волны не проходят через жидкости, так как модуль сдвига для них равен нулю. Существует также перерыв в выходе P -волн – от 103° до 143° . Это значит, что внутри Земли есть преломляющие границы. Можно сделать физически обоснованное допущение, что в пределах выделенных зон ρ возрастает постепенно, а на границах – скачкообразно.

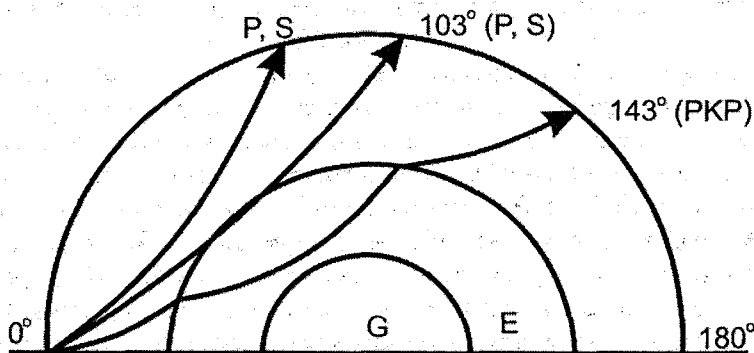


Рис. 3.2. Направления распространения упругих волн внутри Земли (PKP – продольные волны, прошедшие ядро; E – внешнее ядро, G – внутреннее ядро)

Данные об изменении скорости сейсмических волн дают возможность рассчитать плотность земного вещества на разных глубинах. Для построения моделей плотности Земли комбинируют результаты сейсмозондирования и гравиметрии. Прежде всего масса Земли, рассчитанная по принятой модели плотности, должна быть равна массе реальной Земли, которая получается из данных о размере Земли и ее средней плотности. Кроме того, расчетное значение среднего момента инерции Земли (I_m) должно соответствовать фактическому значению момента инерции Земли (I_ϕ), которое по современным оценкам составляет 0,33076. Для сравнения момент инерции однородной сферы – 0,4. (Момент инерции – вели-

чина, характеризующая распределение масс в теле и являющаяся, наряду с массой, мерой инертности тела при непоступательном движении).

3.2. Модели плотности Земли и внутренние геосферы

По данным сейсмозондирования (рис. 3.3) было установлено, что в верхней оболочке Земли – ее назвали *земная кора* – скорость продольных волн изменяется от 5,8 до 7,6 км/с, скорость поперечных – от 3,2 до 3,4 км/с. Первая поверхность скачка, которую называли разделом Мохоровичича, находится на глубине 20–80 км от поверхности Земли в пределах материков (материковая кора) и 5–12 км – в районе океанов (океаническая кора). Ниже раздела Мохоровичича (сокращенно Мохо) скорость продольных волн возрастает до 7,9–8,2 км/с, поперечных – до 4,3–4,6 км/с. Эту промежуточную оболочку называли *мантией*. В пределах мантии скорость *P*-волн увеличивается до 13,6 км/с, *S*-волн – до 7,3 км/с.

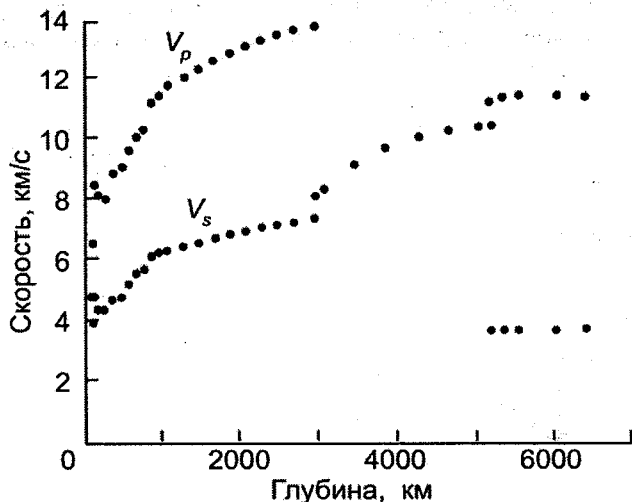


Рис. 3.3. Распределение скоростей продольных (V_P) и поперечных (V_S) сейсмических волн в зависимости от глубины для всей Земли по [Ярошевский, 2000]

Нижняя граница мантии, находящаяся на глубине 2900 км, была названа разделом Гутенберга. Глубже раздела Гутенберга скорость *P*-волн сначала падает до 8,1 км/с, потом увеличивается

до 10,4 км/с. Прохождение поперечных волн при этом не фиксируется, что позволяет предположить, что эта оболочка, которую называли *внешнее ядро*, находится в жидком состоянии. Граница между внешним и *внутренним ядром* находится на глубине 5120 км, там, где скорость *P*-волн возрастает до 11,1 км/с. Глубже, до центра Земли, скорость продольных волн меняется мало, увеличиваясь до 11,3 км/с.

В соответствии с распределением скоростей было получено распределение плотности. Первым обобщил данные сейсмозондирования и построил модель плотности Земли К.Е. Буллен (1906–1971). На рис. 3.4 приведена современная модель распределения плотности Земли в зависимости от глубины.

В пределах земной коры плотность изменяется от 2,7 до 2,9 г/см³, затем скачкообразно возрастает до 3,3–3,4 г/см³. Внутри мантии происходит постепенный рост плотности до 5,7 г/см³. На границе мантии с ядром (2900 км) наблюдается скачок плотности до 10 г/см³, в пределах внешнего ядра плотность увеличивается до 12,5 г/см³, средняя плотность внутреннего ядра оценивается величиной 13–13,5 г/см³.

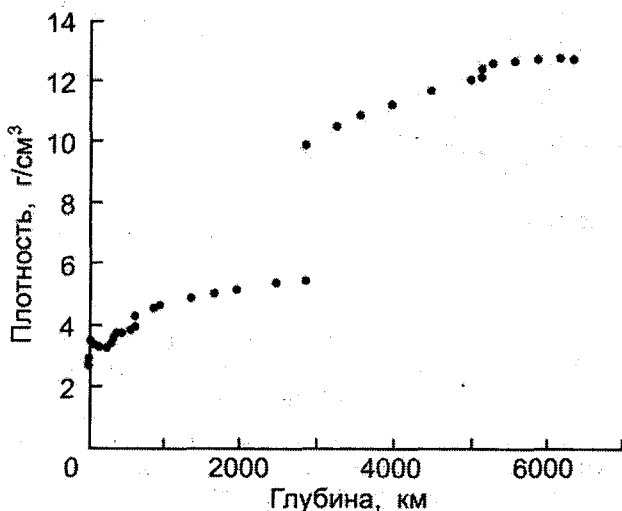


Рис. 3.4. Современная модель распределения плотности Земли в зависимости от глубины [Ярошевский, 2000]

Распределение плотности во внутренних оболочках Земли известно в настоящее время с точностью до 1–2 %. Приведенное выше разделение Земли на четыре оболочки постоянно детализировалось по мере накопления новых данных, таких, например, как сверхглубокое бурение на океаническом дне. В результате, сейчас довольно хорошо известно вертикальное строение земной коры и детальная структура верхней мантии. Более глубокие оболочки Земли – это объект научных гипотез.

Земная кора

Верхняя граница земной коры – поверхность материков и океанического дна. Нижняя – раздел Мохоровичича. Границы земной коры неровные, перепад высот (H) верхней границы: от $H_{\text{мак}} = 8\,848$ м (г. Джомолунгма) до $H_{\text{мин}} = 11\,022$ м (Марианская впадина). Перепад на нижней границе ~ 70 км. Средняя высота суши над уровнем Мирового океана 875 м, средняя глубина Мирового океана 3800 м.

Различают материковый (или континентальный) и океанический типы земной коры, схематическое изображение которых приведено на рис. 3.5 (отметим, что это самая простая из существующих в настоящее время моделей, более детальное представление о строении земной коры показано ниже в разд. 5.6 на рис. 5.1).

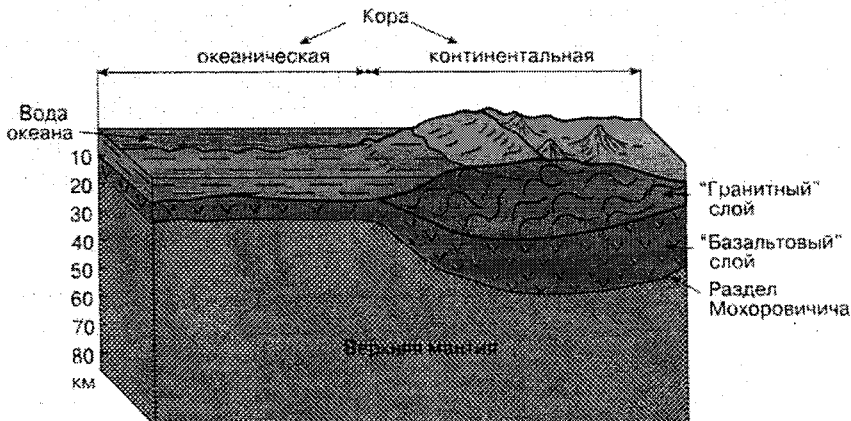


Рис. 3.5. Два главных типа земной коры [Фролова, 1996]

Материковая кора. Мощность меняется от 25–30 км под равнинами до 60–75 км в горных районах. Средняя мощность 40 км. По данным сейсмосондирования на материках выделяют три слоя, различающихся по плотности и составу.

1. *Осадочный слой*, плотность $2,2\text{--}2,3 \text{ г/см}^3$. Толщина от 2–3 км (платформенные области) до 20 км (горные). Этим слоем покрыто 70–80 % суши. Осадочные породы представляют собой продукты разрушения, перемещения, разрушения первичных пород (песок, глина). Кроме того, это продукты химических и биохимических реакций, происходящих на земной поверхности и в водной среде (известняки, соли). На осадочных породах залегает слой почвы.

2. *«Гранитный» слой*, плотность $2,4\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$. Теперь этот слой называют гранито-гнейсовым. Мощность слоя под равнинами составляет примерно 8 км, под горами – до 25–30 км. Слой сложен породами, в которых высокое содержание оксида кремния – больше 64 %. Это так называемые кислые породы (граниты, гнейсы). Примерно половину составляют граниты, около 40 % – гранито-гнейсы и ортогнейсы, а оставшаяся часть представляет собой в разной степени метаморфизованные породы.

3. *«Базальтовый» слой*, плотность $2,8\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$. От гранитно-го отделяется поверхностью Конрада. Это сплошная оболочка, сложенная менее кислыми породами, в которых содержание оксида кремния менее 52 %. По химическому составу и по скоростям прохождения сейсмических волн он близок к базальтовым породам. В настоящее время считается, что породы слоя близки к базальтам и габбро. Мощность слоя от 5 до 30 км. Сейчас этот слой чаще называют гранулито-базитовым. Такое название получили метаморфические и магматические породы, слагающие нижний слой земной коры.

Океаническая кора. Она значительно тоньше материковой. Состоит из двух слоев: осадочного и базальтового. Мощность коры 5–15 км.

1. *Осадочный слой* развит неравномерно. На равнинах его мощность изменяется от нескольких сотен метров до трех (иногда более) километров. Этот слой отсутствует на срединных океанических хребтах. Значительная вариация мощности осадочного слоя

прослеживается в океанических желобах. Она может быть как выше средней и достигать 6,5 км (юго-запад Японских островов), так и намного ниже, вплоть до практического отсутствия в некоторых районах Индийского океана. Ежегодно с материков в океан сносится более 27 млрд т обломочного и растворенного материала.

2. *Базальтовый слой.* Толщина 3–12 км. В центральной части Тихого океана мощность базальтов оценивается величиной от 5 до 8 км. В настоящее время выделяют третий слой океанической коры, который предположительно состоит из основных пород типа габбро и ультраосновных пород (серпентиниты, пироксениты).

Граница между океанической и материковой корой проходит по дну океана на глубине 2,5–3,0 км.

Мантия

Верхняя граница мантии совпадает с поверхностью Мохо, нижняя – с разделом Вехерта-Гутенберга – находится на глубине 2900 км. Плотность меняется от 3,3 до 5,7 г/см³. Мантия неоднородна. Выделяется верхняя мантия (слой В) – слой Гутенберга (до 400–410 км), средняя или переходная зона (слой С) – слой Голицына (до 1000 км) и нижняя (слой D) (до 2900 км). Теперь чаще под термином «верхняя мантия» понимают слои В и С.

Наиболее изученной является верхняя мантия. В ее пределах на глубине 120–250 км под материками и 60–400 км под океанами вещество находится в вязком, частично расплавленном состоянии. Его называют астеносферой (гр. *asthenes* – слабый), или волноводом. Вязкость и плотность вещества этого слоя меньше, чем перекрывающего и нижележащего слоев. Астеносфера является зоной зарождения вулканов.

Верхняя часть мантии выше астеносферы вместе с земной корой носит название литосфера, или каменная оболочка Земли. В целом мантия находится в твердом состоянии, кроме слоя астеносферы.

Ядро

Плотность возрастает от 10 до 12,5 г/см³ и далее до 13 г/см³. Выделяют внешнее ядро (слой Е) – до глубины 4980 км, переходное (слой F) – до 5120 км и внутреннее (слой G). Исчезновение поперечных волн на границе мантии и ядра свидетельствует о том,

что внешнее ядро, скорее всего, находится в жидком состоянии, а внутреннее – в твердом. Другим свидетельством того, что внешнее ядро является жидким, является существование вековых вариаций магнитного поля Земли. Давление в центральной части ядра достигает 343 ГПа, температура – 5000 К.

3.3. Вещественный состав земной коры

Внутренние геосферы по химическому составу неоднородны, так как меняется плотность вещества, а как известно, плотность – величина для данного вещества практически постоянная. Уровень изученности химического состава внутренних оболочек Земли неодинаков, что вполне очевидно, так как непосредственному изучению доступна лишь малая часть земных недр. Прямые данные о составе вещества Земли относятся, главным образом, к земной коре.

Химический состав земной коры

Впервые целенаправленно химический состав земной коры начал изучать американский ученый Ф. Кларк (1889 г.). Он проанализировал 6000 образцов горных пород и рассчитал среднее содержание химических элементов в земной коре. Позднее академик А.Е. Ферсман (1883–1945) предложил называть кларком вещества числовую оценку среднего содержания химических элементов в земной коре, выраженную в процентах или единицах массы. Исследования химического состава земной коры проводили также В.М. Гольдшмидт, В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, А.П. Виноградов. Значения кларков, полученные ими, оказались весьма близки. В табл. 3.1 приведены кларки химических элементов, наиболее распространенных в земной коре.

Таблица 3.1

Значения кларков химических элементов по А.Е. Ферсману

№ п/п	Химический элемент	Кларк	№ п/п	Химический элемент	Кларк
1	Кислород	49,13	8	Калий	2,35
2	Кремний	26,00	9	Водород	1,0
3	Алюминий	7,45	10	Титан	0,61
4	Железо	4,20	11	Хлор	0,20
5	Кальций	3,25	12	Сера	0,10
6	Натрий	2,40		Остальные 80 элементов	0,96
7	магний				

Большинство элементов в земной коре содержатся в очень небольших количествах, составляющих доли процента, т.е. являются редкими и сверхредкими. Атомы кислорода имеют большие размеры, поэтому можно считать, что из них, как из кирпичиков, построена земная кора, а остальные элементы заполняют промежутки между ними.

Преобладание в земной коре, помимо кислорода, кремния и алюминия позволяет назвать эту геосферу – «сиаль», или сиалическая оболочка, как ее первым назвал Э. Зюсс.

Элементы в земной коре находятся в различных соединениях – минералах, образовавшихся в результате природных процессов на поверхности Земли и в ее недрах.

Минералы земной коры

Химические элементы, соединяясь по определенным законам, в определенных количествах образуют минералы (лат. *minera* – кусок руды). Минералы представляют собой природные химические соединения, однородные по своему составу и строению и обладающие определенными свойствами. Некоторые химические элементы встречаются в земной коре в свободном состоянии – такие минералы называют самородными элементами.

Минералы являются продуктами определенных физико-химических процессов, происходящих в земной коре, а их состав и строение во многом определяются концентрацией тех или иных химических компонентов, температурой и давлением, существовавшими в период их образования. При изменении условий одни минералы преобразуются в другие, устойчивые во вновь создавшейся обстановке; при этом изменяется не только их состав, но строение, внешний вид и свойства. Условия, в которых образуются минералы, весьма разнообразны, но основные пути их возникновения следующие: магматические процессы, метаморфические процессы (перекристаллизация пород в глубине литосферы), экзогенные изменения и осадконакопление на земной поверхности.

Большинство минералов находятся в твердом виде, но есть и жидкие (ртуть, вода), и газообразные (горючие газы). До 1800 г. было известно примерно 100 самостоятельных минеральных видов. Начиная с этого времени темп открытия новых минералов непрерывно растет, что иллюстрирует приведенная на рис. 3.6 диа-

грамма, на которой показано количество открытых минералов в период с 1800 по 1998 г.

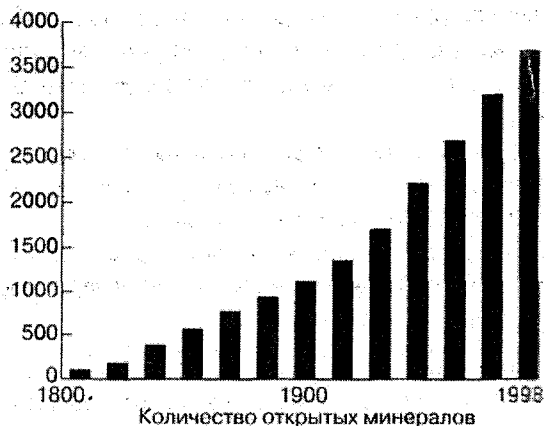


Рис. 3.6. Рост числа минеральных видов в XIX–XX вв. [Пушаровский, 1999]

Рост числа новых минералов связан с совершенствованием научных методик и аппаратуры, в частности, с появлением в 1912 г. такого метода изучения состава и структуры минералов, как рентгенографический анализ. Именно минералы были первыми кристаллическими материалами, на которых было продемонстрировано явление рентгеновской дифракции. Сейчас известно более 4000 самостоятельных минеральных видов, и открытие каждого нового минерала является событием в науке. Созданные природой химические соединения расширяют наши представления о формах концентрации химических элементов не только на Земле, но и на других планетах. Анализируя свойства минералов, их соотношение с другими минеральными видами можно воссоздать историю формирования вмещающих горных пород.

Среди известных минералов лишь 20–30 составляют 99,5 % земной коры. Их называют порообразующими, например, кварц, полевой шпат, роговая обманка. Остальные встречаются относительно редко. Примерно 200 минералов являются продуктами глубинных магматических процессов. (Магма – это природный силикатный расплав различного состава, из которого образуются такие минералы, как, например, полевые шпаты.) Образование примерно

1000 минералов связано с химическими процессами, в которых участвуют нагретые подземные (гидротермальные) растворы. Остальные образуются в приповерхностных условиях при взаимодействии внешней части ее твердой оболочки с гидросферой, атмосферой и биосферой. Это взаимодействие протекает особенно интенсивно тогда, когда на поверхности обнажаются глубинные породы, которые не равновесны с новой для них средой – природными водами, газами, живыми организмами. В связи с этим примерно 50 % минеральных видов содержат воду либо в виде молекул, либо – ОН-групп, что отражает огромную роль воды в земной минералогии.

Французские исследователи Ж. Буйе и А. Кайо вывели соотношение, связывающее число минералов (N), с размерами площади (S), на которой они находятся. Оказалось, что для площади от 10 мм^2 до 134 млн км^2 (свободная ото льда площадь поверхности материков) справедлива формула $N = 7,5 S^{0,18}$.

По А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому (1990 г.), в земной коре преобладают полевые шпаты (43 %), пироксены (авгит) – 16,5 %, оливин – 6 %, амфиболы (роговая обманка) – 5 %, слюды – 3,1 %, кварц – 12 %, карбонаты – 2,5 %, рудные – 1,5 %, прочие – 10 %.

Среди минералов заметное место занимают биогенные минералы:

а) результат прямого участия живых существ в геохимических процессах (явления взаимодействия и существования химических элементов). Примеры: сера восстанавливается из SO_2 и H_2S под воздействием сульфатредуцирующих бактерий;

б) кристаллические вещества в твердых тканях живых организмов (кальцит, апатит – в эмали, костях, хрящах, опал – скелеты диатомовых водорослей).

Твердые минералы разделяют на кристаллические и аморфные. Кристаллические минералы характеризуются упорядоченным внутренним строением (структурой) – слагающие их элементарные частицы (атомы, ионы, радикалы) располагаются в пространстве закономерно, образуя кристаллическую решетку. Вследствие этого кристаллическое вещество проявляет способность к самоогранке кристаллов – образованию ограничивающих их плоскостей. В зависимости от условий образования одни и те же вещества мо-

гут иметь разные формы кристаллической решетки, при этом, несмотря на одинаковый химический состав, возникают разные минералы (полиморфизм). Например, при расположении атомов углерода рядами прочностные связи между ними малы, возникает мягкий минерал – графит, при группировке их в виде каркаса связи весьма крепкие и образуется другой минерал – алмаз, самое твердое из известных в природе веществ.

Для аморфных минералов характерным свойством является *изотропность* – физические и механические свойства их во всех направлениях одинаковы. Кристаллические минералы – анизотропны.

Минералы очень редко встречаются в виде отдельных кристаллов, в основном они образуют различные скопления компактно сросшихся кристаллов – агрегаты (рис. 3.7). Это, прежде всего, *друзы* – скопления кристаллов, приросших к стенам пещер и трещинам в горных породах, *секреции* – результат постепенного заполнения небольших пустот минеральным веществом, которое отлагается на их стенках, *конкреции* – более или менее округлые образования, возникшие путем осаждения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации (мелкие округлые образования концентрического строения называют оолитами, а более крупные – пизолитами). Причудливые сростки, напоминающие *розы*, образуют кристаллы кальцита и гипса. Большое распространение имеют натечные образования, которые возникают при кристаллизации минерального вещества из просачивающихся подземных вод. Натёки, свисающие со сводов пустот, называются *сталактитами*, растущие вверх со дна пещер – *сталагмитами*.

Аморфные минералы характеризуются беспорядочным расположением составляющих их частиц и в этом отношении подобны жидкостям или расплавам. Они образуют однородные плотные или землистые массы с матовым, восковым или жирным блеском.

Свойства минералов

При изучении минералов пользуются кристаллографическим, рентгенометрическим, кристаллооптическим, термическим, химическим и другими точными методами исследований, однако для распознавания основных породообразующих минералов достаточно визуального метода, основанного на определении легко уста-

навливаемых их свойств. К таким свойствам относят цвет, прозрачность, блеск, плотность, спайность, излом, твердость, растворимость, реакция с HCl .

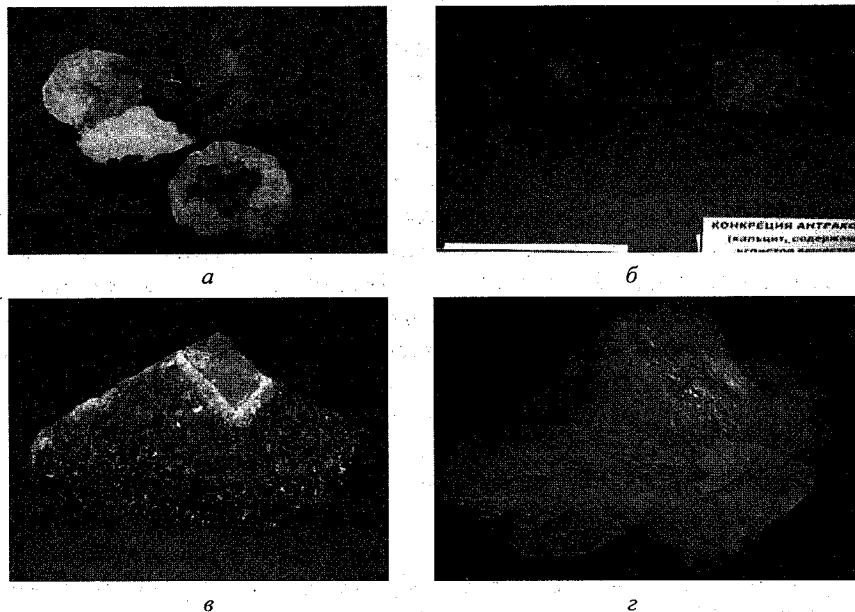


Рис. 3.7. Агрегаты минералов (а – секретиции кварца, б) – слева конкреция фосфорита, справа – антраконита, в) друза аметиста, г) роза кальцита)
(Коллекция РГГМУ)

Цвет минералов объясняется селективностью спектрального состава исходящих от них излучений в зависимости от их способности поглощать ту или иную часть спектра падающего на них света и обуславливается сочетанием химического состава, кристаллической структуры и присутствием примесей. Цвет одного и того же минерала может быть различным. Определенный цвет присущ лишь немногим минералам, и в этом случае является надежным диагностическим признаком. Определению минерала помогает отнесение его к светлым или к темным.

Прозрачность – свойство вещества пропускать сквозь себя свет. Минералы подразделяются на прозрачные, полупрозрачные, просвечивающие, непрозрачные.

Блеск – способность минералов отражать падающий на них свет. Различают следующие виды блеска: металлический, полуметаллический, алмазный, стеклянный, жирный, восковой, перламутровый, шелковистый и др. Следует заметить, что от цвета минерала блеск не зависит. Тонкопористые, землистые минералы обладают матовой поверхностью – падающий свет рассеивается ею в самых различных направлениях.

Плотность – зависит от химического состава и структуры минерала, причем особенно важную роль играет атомная масса входящих в него элементов, а также их валентность и размер ионных радиусов. По плотности минералы разделяются на легкие – до 2,5, средние – 2,5–4,0 и тяжёлые – более 4,0 г/см³. Большинство породообразующих минералов имеют плотность 2,5–3,0 г/см³.

Спайность – способность минерала раскалываться по определенным кристаллографическим направлениям с образованием гладких, блестящих, параллельных плоскостей, называемых плоскостями спайности. Спайность может быть в одном или в нескольких направлениях, по проявлению различают следующие виды спайности: весьма совершенная, совершенная, средняя, несовершенная.

Излом – форма поверхности, образующаяся при раскалывании минерала. Минералы, обладающие спайностью, дают ровный или ступенчатый излом, минералы с несовершенной спайностью или лишенные ее чаще всего имеют следующие виды изломов: раковистый, занозистый, зернистый, землистый.

Твердость – способность минерала оказывать сопротивление царапанию, зависит от типа структуры и прочности связей атомов (ионов), составляющих кристаллическую решетку минерала. Для диагностики минералов используется шкала твердости (табл. 3.2).

Растворимость (сильная) минералов в воде обнаруживается на вкус при касании образца кончиком языка. Легкорастворимые соли обладают соленым или горько-соленым вкусом.

Реакция с HCl (10 %) – используется для выявления карбонатов – происходит "вскипание" – выделение пузырьков углекислого газа в результате протекания реакции $\text{CaCO}_3 + 2\text{HCl} = \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$.

Магнитность. Единственный минерал, который обладает четко выраженными магнитными свойствами, является магнетит (Fe_3O_4).

При диагностике минералов используется комплекс признаков, который дает возможность правильно определить минерал.

Таблица 3.2

Твердость минералов

Относительная твердость (шкала Мооса)	Минерал	Абсолютная твердость мПа	Заменитель
1	Тальк	20	Мягкий карандаш
2	Гипс	360	Ноготь
3	Кальцит	1090	Медная монета
4	Флюорит	1890	Железный гвоздь
5	Апатит	5360	Стекло
6	Ортоклаз	7950	Острие ножа
7	Кварц	11200	Острие напильника
8	Топаз	14270	
9	Корунд	20600	
10	Алмаз	100600	

Классификация минералов

Минералы классифицируют по составу, происхождению, строению и другим признакам. В основе одной из принятых в настоящее время классификации минералов лежит химический состав – признак, по которому минералы подразделяют на классы. Наибольшее распространение имеют минералы класса силикатов, оксидов и гидроксидов, карбонатов, сульфатов, фосфатов, галогенидов, сульфидов и самородных элементов.

Силикаты. Поскольку в земной коре преобладают кислород, кремний и алюминий, большая часть минералов – около 800 – относится к классу силикатов. Земная кора до глубины 16 км состоит из них на 85 %. Силикаты подразделяются на первичные – минералы магматического происхождения и вторичные – метаморфические. К первым относятся полевые шпаты (ортоклаз, плагиоклазы), авгит, роговая обманка, оливин, слюды (мусковит, биотит). Ко вторым – серпентин, хлорит, тальк. Особняком стоит каолинит – минерал, образующийся при химическом выветривании.

Для силикатов характерны сложный химический состав (основные элементы O, Si, Al, второстепенные Fe, Ca, Na, K, Mg, H) и

изоморфные замещения одних элементов другими. Минеральное разнообразие зависит также от способа сочленения кремнекислородных тетраэдров, которые лежат в основе структуры силикатов. Кремнекислородный тетраэдр (SiO_4^{4-}) имеет четыре свободные валентные связи, за счет которых тетраэдры могут быть по-разному связаны друг с другом, т.е. могут иметь общие вершины, могут быть изолированы или располагаться в виде цепочек, лент, слоев, каркасов (рис. 3.8).

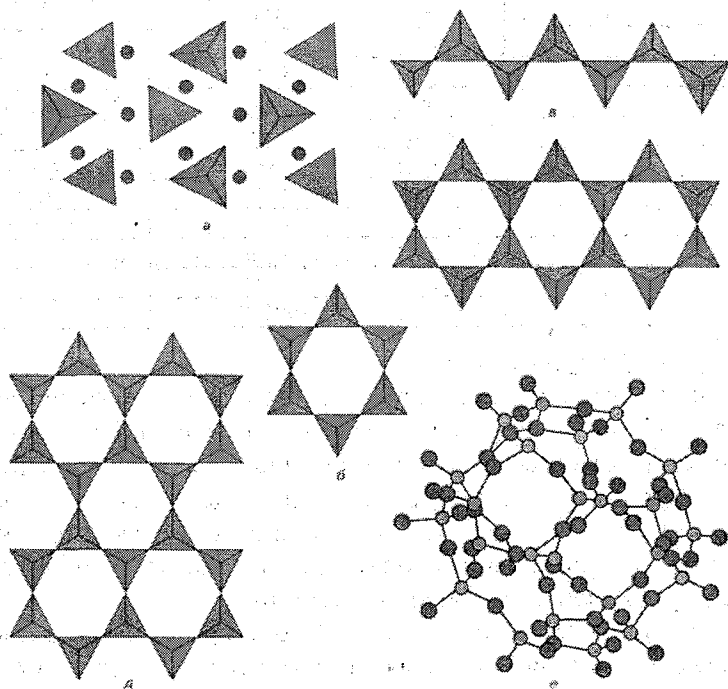


Рис. 3.8. Объединение кремнекислородных тетраэдров в различные группы [Ульянов, 2000]

a – изолированные кремнекислородные тетраэдры, соединяющиеся катионами магния и железа (оливин);
б – кольцевые группировки (берилл);

в – цепочка кремнекислородных тетраэдров (пироксены);

г – лента кремнекислородных тетраэдров (амфиболы);

д – плоская сетка кремнекислородных тетраэдров (слюда, тальк);

е – трехмерный каркас кремнекислородных тетраэдров (кварц)

По способу соединения кремнекислородных тетраэдров силикаты делят на островные (ортосиликаты), цепочечные (пироксены), ленточные (амфиболы), листовые и каркасные.

Самым распространенным *ортосиликатом* является оливин, который представляет собой железомagneзиальный минерал – $[\text{Mg}, \text{Fe}]_2 \text{SiO}_4$. Отличительной особенностью оливина является его зеленый (оливковый) бутылочный цвет и высокая твердость (7 по шкале Мооса). Ортосиликаты состоят из изолированных тетраэдров с присоединенными к ним катионами. В случае оливина – это железо и магний.

В *пироксенах*, к которым относятся, в частности, авгит, гиперстен и диопсид, тетраэдры, соединяясь между собой общими вершинами, образуют цепочки. Перечисленные минералы имеют сравнительно высокую твердость и играют заметную роль в составе горных пород.

Амфиболы представлены в земной коре одним из основных породообразующих минералов – роговой обманкой. Химический состав этого минерала весьма переменчив, так же как и цвет. Визуально роговая обманка определяется по характерному шелковистому блеску при сравнительно высокой твердости (5,5). Тетраэдры в амфиболах образуют ленточную структуру, т.е. цепочки соединены между собой попарно.

Листовые (или слоевые) силикаты – это большая группа минералов, которые относятся к слюдам и гидрослюдам. Самые распространенные из них – это мусковит – бесцветная калиевая слюда, биотит – черная железомagneзиальная слюда и серицит – мелкочешуйчатая разновидность мусковита. Отличительным свойством слюд является весьма совершенная спайность в одном направлении, что объясняется способом соединения тетраэдров, которые образуют непрерывные слои, состоящие из сцепленных между собой лент. К этой же группе относится тальк – минерал, входящий в шкалу твердости Мооса под номером 1, а также группа мягких глиноподобных минералов, таких как каолинит, галлаузит, монтмориллонит и др.

Каркасные силикаты в составе земной коры составляют 57 % от объема всех минералов этого класса. Кремнекислородные тетраэдры соединены между собой в виде сложных разнообразных

каркасов, за счет чего каркасные силикаты характеризуются высокой твердостью (6–6,5) и совершенной спайностью в двух направлениях (или средней). К каркасным силикатам относятся полевые шпаты, составляющие, как указано выше, 47 % массы земной коры. Среди полевых шпатов выделяются ортоклаз – KAlSi_3O_8 (прямоколющийся) и плагиоклазы (косоколющиеся). Плагиоклазы представлены непрерывным рядом изоморфных минералов, в которых в разных пропорциях содержатся альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) и анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Изоморфизм – это способность атомов разных химических элементов замещать друг друга в одних и тех же позициях кристаллической структуры. Изоморфные замещения возможны между атомами (ионами) с близкой электроотрицательностью и близкими (различие не более 15 %) размерами (атомными или ионными радиусами). На рис. 3.9 показаны некоторые из наиболее важных минералов класса силикатов и алюмосиликатов.

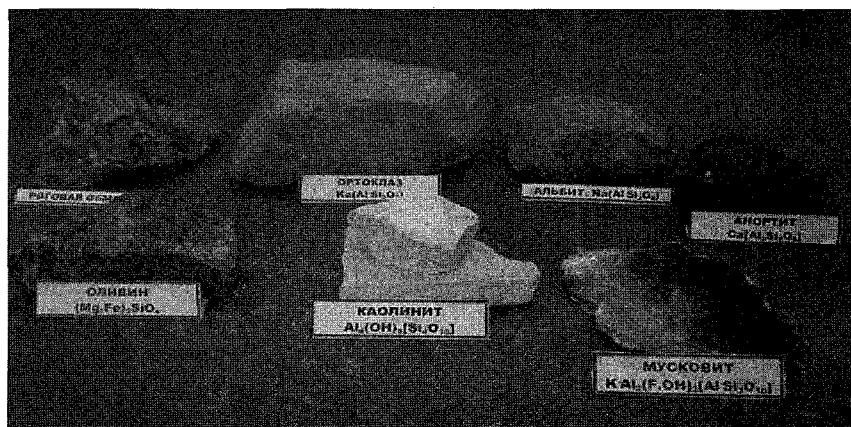


Рис. 3.9. Силикаты и алюмосиликаты (Коллекция РГГМУ)

Вторым по распространенности классом минералов являются оксиды и гидроксиды – соединения химических элементов с кислородом (оксиды) и с кислородом, гидроксильной группой (ОН) и водой (гидроксиды). Этот класс делится на две группы: оксиды и гидроксиды кремния (рис. 3.10) и оксиды и гидроксиды металлов. Общее массовое количество оксидов в земной коре составляет 17 % (из них на долю кремнезема приходится 12,6 %, на долю оксидов железа – 3,9 %).

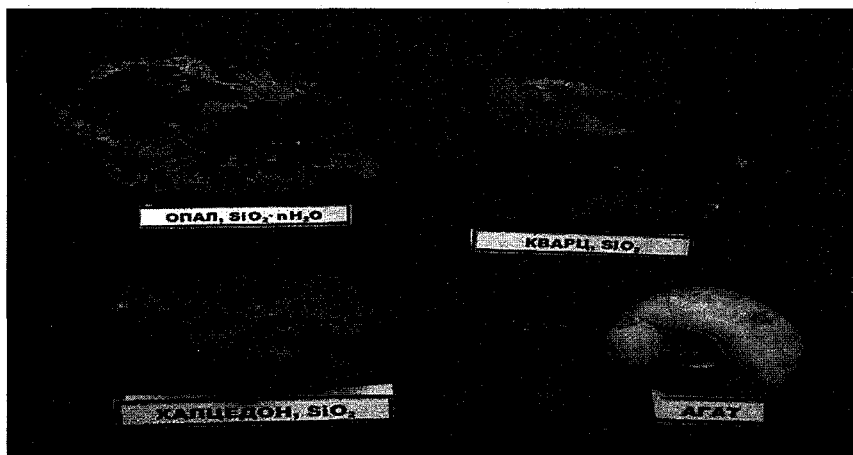


Рис. 3.10. Оксиды и гидроксиды кремния (Коллекция РГТМУ)

Оксиды кремния различаются по своей структуре. Минерал с кристаллической структурой – кварц (SiO_2). Скрытокристаллической разновидностью кварца является халцедон. Аморфной структурой характеризуется опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Общими свойствами оксидов и гидроксидов кремния являются высокая твердость (6,5–7) и несовершенная спайность.

В группу оксидов и гидроксидов металлов входят важнейшие рудные минералы: магнетит ($\text{Fe} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_4$), гематит (Fe_2O_3), корунд (Al_2O_3), лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), представляющий собой агрегат минералов гетита ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$) и гидрогетита ($\text{FeO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), гидроксиды алюминия – гиббсит ($\text{Al}(\text{OH})_3$), бемит ($\text{AlO}(\text{OH})$) и диаспор (HAlOH), входящие в состав боксита – руды алюминия.

Карбонаты, сульфаты, галогениды – соответственно, соли угольной (H_2CO_3), серной (H_2SO_4), соляной (HCl) и фтористоводородной (HF) кислот. Минералы этих классов образуются путём осаждения в водоемах, характеризуются светлой окраской, невысокой твердостью и плотностью, в разной степени растворимы в воде.

В класс карбонатов (рис. 3.11) входят кальцит (CaCO_3), доломит ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), магнезит (MgCO_3) и сидерит (FeCO_3). К сульфатам относятся гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ангидрит (CaSO_4) и барит (BaSO_4). Среди галогенидов наибольшее распространение имеют галит (NaCl), сильвин (KCl), флюорит (CaF_2) (рис. 3.12).

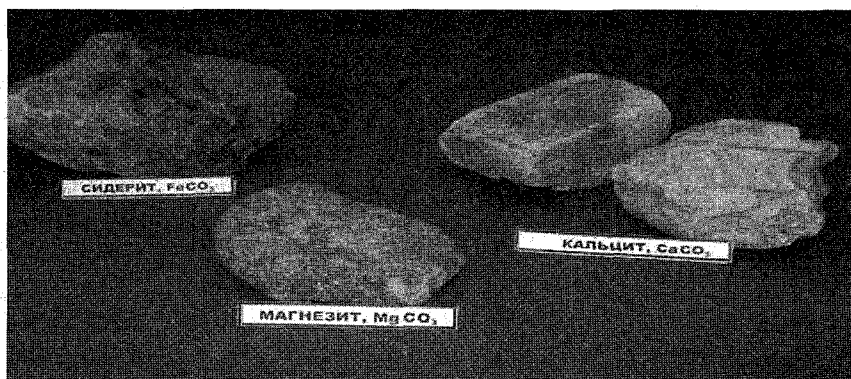


Рис. 3.11. Карбонаты (Коллекция РГГМУ)

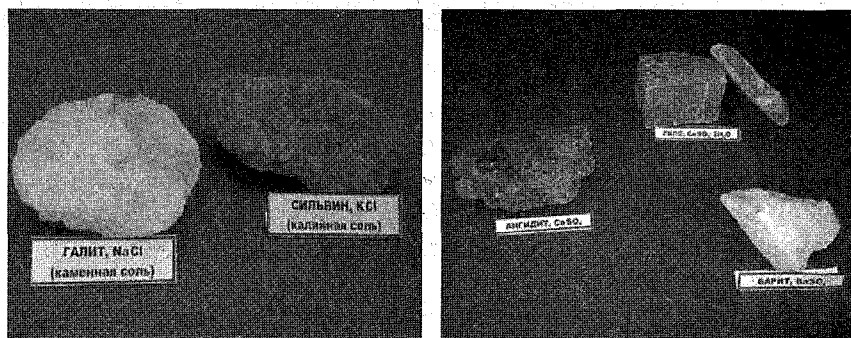


Рис. 3.12. Галогениды (а) и сульфаты (б) (Коллекция РГГМУ)

Сульфиды – соединения металлов и некоторых неметаллов с серой. Они не являются породообразующими минералами, но многие из них представляют собой важную руду цветных и благородных металлов. Происхождение их в основном гидротермальное, общие свойства – металлический блеск, сравнительно низкая твердость (кроме пирита), большая плотность. Самым распространенным сульфидом является пирит (FeS_2). **Фосфаты** – соли ортофосфорной кислоты H_3PO_4 . Самым распространенным минералом является апатит – единственный минерал, содержащий фосфор в промышленных количествах.

Самородные элементы – минералы, состоящие из одного химического элемента. В самородном виде встречаются золото, серебро, медь, алмаз, графит, сера.

Минералы группируются в естественные ассоциации – горные породы.

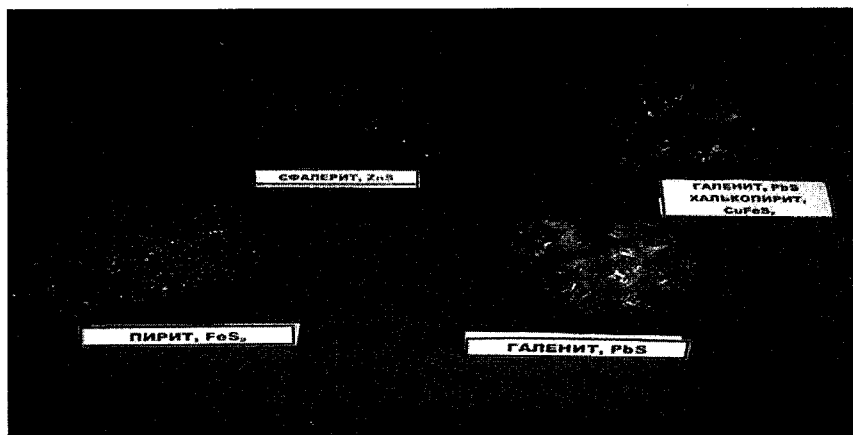


Рис. 3.13. Сульфиды (Коллекция РГГМУ)

Горные породы

Горными породами называют естественные устойчивые ассоциации (агрегаты) минералов, сформировавшиеся в результате геологических процессов и залегающие в виде определенных тел. В природе выделено более 1000 видов горных пород.

Горные породы характеризуются минеральным составом, структурой, текстурой и формами залегания. Как правило, горная порода состоит из нескольких минералов (полиминеральные породы), но может состоять и из одного (мономинеральные).

Под *структурой* понимают особенности внутреннего строения породы, определяемые абсолютными и относительными размерами и формой кристаллических зерен или обломков, слагающих породу. *Текстура* характеризует особенности пространственного расположения слагающих породу составных частей.

В основу классификации горных пород положен генетический принцип, т.е. их происхождение. Различают три генетических типа горных пород: магматические, осадочные и метаморфические.

Магматические горные породы

Магматические (или изверженные) породы образуются в результате застывания магмы, представляющей собой огненно-жид-

кий силикатный расплав. Классификация магматических пород построена с учетом условий их образования, строения и минералогического состава.

При внедрении магмы в толщу земной коры под действием больших давлений, длительного остывания, а также летучих веществ, содержащихся в магме, происходит полная ее кристаллизация, в результате чего образуются так называемые *глубинные* (интрузивные) породы. Структуры глубинных пород: по степени раскристаллизации – полнокристаллические (рис. 3.14), по абсолютному размеру кристаллов – крупнозернистые (размер кристаллов более 5 мм), среднезернистые (2–5 мм) и мелкозернистые (менее 2 мм). Характерной текстурой интрузивных пород является массивная. В породах с такой текстурой зерна минералов расположены беспорядочно.

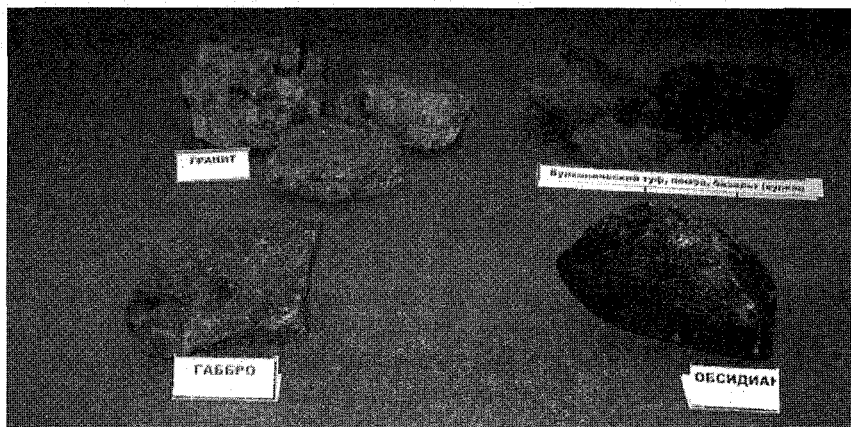


Рис. 3.14. Кристаллическая структура гранита и габбро, стекловатая обсидиана, афанитовая базальта (Коллекция РГГМУ)

Если магма достигает поверхности Земли и растекается по ней, то условия образования пород характеризуются низким давлением, быстрым остыванием и выносом летучих минерализаторов в окружающую атмосферу. Образующиеся при затвердевании лавы породы не успевают раскристаллизоваться, их называют *излившимися* (эффузивными) породами. Характерными структурами эффузивных пород (рис. 3.14) являются скрытокристаллическая (или афанитовая), *стекловатая* и *порфировая* (в скрытокристалли-

ческой или стекловатой основной массе включены отдельные кристаллы, называемые *вкрапленниками* – порфирами). Порфировая структура эффузивных пород формируется при кристаллизации магмы в две стадии. Первая протекает на глубине, где и образуются порфиры, вторая – вблизи или на поверхности Земли, куда поступает магма с уже образовавшимися в ней кристаллическими зёрнами самых высокотемпературных минералов. По особенностям сложения выделяют породы с *пузырчатой*, *миндалекаменной* и *массивной* текстурами. Пузырчатая текстура формируется при быстром подъёме и затвердевании магмы с высоким содержанием газов, которые выделяются при резком падении давления. Если образовавшиеся при этом пустоты заполняются вторичными минералами (опал, кальцит и др.), такая текстура называется миндалекаменной.

Важнейшими минералами магматических пород являются первичные силикаты, а из оксидов – кварц. Все эти минералы можно разделить на светлоокрашенные – ортоклаз, альбит, кварц, мусковит и темноокрашенные – авгит, роговая обманка, анортит, оливин, биотит. Окраска породы зависит от соотношения входящих в нее темных и светлых минералов.

Эффузивные породы подразделяются на свежие (кайнотипные) и измененные (палеотипные). Для свежих магматических пород характерен блеск кристаллов и высокая твердость. Изменение минерального состава выражается в каолинизации полевых шпатов (появляется белесость), серпентинизации и хлоритизации авгита, роговой обманки и оливина (появляется светло-зеленая окраска), а также в образовании на них оксидов железа (появляется ржавчина). У измененных пород невысокая твердость и плохо выраженная кристалличность.

Минеральный состав магматических пород определяется химическим составом магмы и условиями ее кристаллизации. Преобладающими элементами в магме являются кремний и кислород, поэтому именно содержание SiO_2 является основным классификационным признаком магматических пород. По содержанию оксида кремния породы делятся на кислые (содержание SiO_2 более 65 %), средние (SiO_2 – 52–65 %), основные (SiO_2 – 40–52 %) и ультраосновные (SiO_2 – менее 40 %).

Самой распространенной кислой интрузивной породой является *гранит* (рис. 3.15). Это порода с полнокристаллической

структурой, в которой обязательно содержится кварц (до 30 %) и такие светло-цветные минералы, как ортоклаз и альбит. Подчиненное значение имеют слюды, роговая обманка. Граниты и близкие к ним породы среди интрузивных пород составляют 90–95 %. Эффузивным аналогом гранита является *липарит* – порода светло-серого цвета с афанитовой или порфировой структурой.

Представителями средних пород являются диорит (интрузивная порода) и андезит (эффузивная). Основные минералы этих пород – кальциево-натриевые полевые шпаты. Содержание темно-цветных минералов (роговая обманка, авгит, биотит) достигает 15–30 %. Кварц может содержаться в количестве не более 5 %. Диорит имеет полнокристаллическую структуру, андезит – афанитовую или порфировую.



Рис. 3.15. Образцы гранита (Коллекция РГТМУ)

Среди эффузивных пород наибольшее распространение имеет *базальт* (до 98 %), который относится к основным породам. Типичная интрузивная основная порода – *габбро*. Базальты – это кайнотипные темные породы с афанитовой или порфировой структурой, состоящие из плагиоклазов (преобладают лабрадор и анортит), пироксенов (авгит) и часто оливина. В составе габбро, имеющего полнокристаллическую структуру, содержатся те же минералы.

Ультраосновные породы залегают в нижней части земной коры. Это дуниты, перидотиты, пироксениты. Они имеют темную окраску и плотно-кристаллическую структуру. Основные минералы этих пород железо-магнезиальные силикаты – оливин и пироксены.

Осадочные горные породы

Осадочные горные породы образуются в поверхностной зоне земной коры при низких температурах и невысоком давлении в результате разрушения других ранее существовавших пород, выпадения в осадок различных веществ из водной среды, накопления продуктов жизнедеятельности растительных и животных организмов, а также путем скопления обломочного материала, выбрасываемого вулканами. В соответствии с этими процессами осадочные породы разделяют на обломочные, хемогенные, органогенные и пирокластические. Нередко образование осадочных пород идет при одновременном участии разных процессов. В связи с этим состав и структуры осадочных пород весьма разнообразны.

В состав осадочных пород входят: 1) обломки разных пород; 2) минералы, сохранившиеся после разрушения и выветривания исходных пород; 3) минералы, образовавшиеся за счет разложения материнских пород; 4) минералы, выпавшие в осадок; 5) остатки животных организмов и органическое вещество растительного происхождения. Минералы осадочных пород могут быть в кристаллическом, аморфном и коллоидном состояниях, а сами породы – в рыхлом, связном, сильно уплотненном, сцементированном и кристаллическом состояниях.

Обломочные породы

Образование обломочных пород идет по следующей схеме:

- разрушение материнских пород при выветривании;
- перенос водой, ветром, ледниками, за счет гравитационных сил;
- отложение в морях, озерах, болотах, в долинах рек, а также в пониженных частях рельефа на континентах;
- уплотнение накопившегося осадка (или цементация) и превращение его тем самым в горную породу.

Материнские породы могут претерпевать дробление и химические изменения и без переноса образующихся продуктов разрушения. Такие породы называют элювиальными. В процессе переноса обломочного материала происходит дальнейшее его раздробление, истирание, разложение неустойчивых к выветриванию минералов, составляющих обломки пород, образование глинистых минералов. Обломки прочных и устойчивых к химическому воздействию минералов и пород по мере переноса становятся окатанными, приобретают гладкую поверхность, а также подвергаются по пути следования некоторой сортировке по величине обломков.

В соответствии со структурой обломочные породы подразделяют на *грубообломочные* (или псефиты, размер обломков больше 2 мм), *песчаные* (псаммиты, размер обломков от 0,1 до 2 мм), *пылеватые* (алевриты, размер обломков от 0,01 до 0,1 мм) и *глинистые* (пелиты, размер обломков меньше 0,01 мм). В последние годы глинистые породы выделяют в отдельную группу, так как они являются продуктом преимущественно химического разрушения горных пород, а не механического дробления.

Обломки горных пород с течением времени могут цементироваться природными цементами, среди которых выделяются глинистый, железистый, карбонатный, кремнистый материал. В связи с этим обломочные породы делят на рыхлые и сцементированные. Наконец, по степени окатанности обломков выделяют породы, состоящие из окатанных и остроугольных обломков (рис. 3.16).

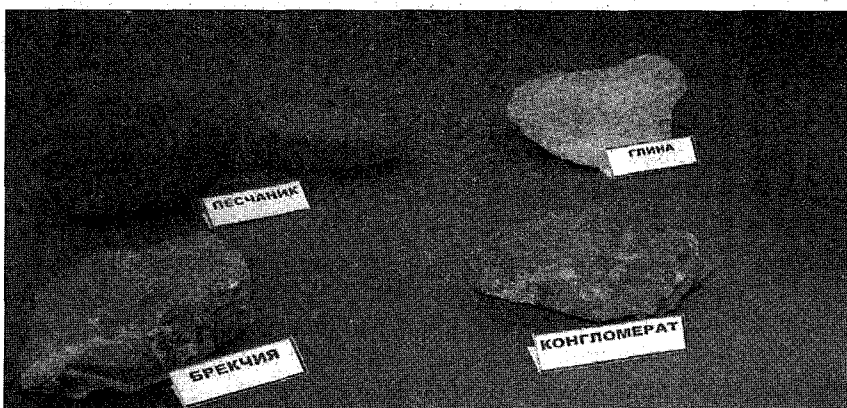


Рис. 3.16. Образцы обломочных пород (Коллекция РГТМУ)

В результате, учитывая все структурные особенности обломочных пород, к псефитам – грубообломочным неокатанным рыхлым породам относят *дресву, щебень, глыбы*.

Порода, состоящая из таких же, но сцементированных обломков, называется *брекчия*. Если рыхлые грубообломочные породы состоят из окатанных обломков, то они, в зависимости от размера, носят названия *гравий, галечник и валунник*. Если перечисленные обломки сцементированы, то породы носят общее название *конгломераты*, соответственно гравийные (гравелиты), галечниковые и валунные. К псаммитам – песчаным породам относят *пески*, если они не сцементированы, и *песчаники*, представляющие собой сцементированные песчаные зерна. В зависимости от размера зерен различают грубозернистые, крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые пески и песчаники. *Алевриты* (пылеватые породы) представлены в земной коре лёсом – рыхлой пористой породой. Сцементированная пылеватая порода носит название *алевролит*.

Пелиты – глинистые породы, являются самыми распространенными осадочными породами. По данным Л.Б. Рухина они составляют не менее 60 % от общего объема осадочных пород земной коры. Особое внимание геологов к глинистым породам связано с их весьма специфическими свойствами. Среди таких свойств: резкое падение прочности при увлажнении, разжижение при динамических воздействиях, набухание при обводнении и усадка при высушивании. Этими свойствами объясняются многие катастрофические явления, такие как оползни, сели, просадки. Глины обладают высокой адсорбционной способностью, благодаря которой они являются природными минеральными барьерами против распространения различных загрязнений.

Причина уникальных свойств глинистых пород состоит в том, что они сложены частицами глинистых минералов, имеющих очень маленькие размеры, часто не превышающие 0,1–1,0 мкм (1 мкм = 0,001 мм). Столь мелкие частицы невозможно увидеть в оптический микроскоп. Изучение глин стало возможно после создания просвечивающего электронного микроскопа (ПЭМ). В этом приборе в качестве исследовательского зонда используется тонкофокусированный пучок электронов. Длина волны электронов в сотни тысяч раз короче световых волн. В результате разре-

шающая способность ПЭМ (минимальное расстояние между двумя точками микрообъекта, на котором они еще видны в микроскопе раздельно) составляет 1, 4 ангстрема (1 ангстрем = 10^{-10} м), а увеличение может достигать нескольких сотен тысяч или даже миллионов раз.

Метод просвечивающей электронной микроскопии позволяет определять минеральный состав и размер глинистых частиц. Глинистые минералы относятся к слоистым и слоисто-ленточным силикатам алюминия, железа и магния. В ПЭМ можно увидеть удлиненнопластинчатые частички гидрослюды, шестигранные пластинки каолинита, облакообразные микроагрегаты частиц монтмориллонита, частицы-трубочки галлаузита и других глинистых минералов. Их кристаллохимическими особенностями во многом определяются особые свойства глинистых пород. Так, например, монтмориллонит имеет раздвижную кристаллическую решетку. При гидратации этого минерала (взаимодействии с водой) молекулы воды могут входить в промежутки между элементарными слоями кристаллической решетки и заметно раздвигать их. Глинистые минералы обладают высокой способностью к ионному обмену, т.е. замене некоторых ионов на поверхности и в кристаллической решетке частиц на ионы, поступающие из раствора. Указанные особенности глинистых минералов, совместно с их высокой дисперсностью, а потому и чрезвычайно развитой поверхностью, обуславливают очень большую адсорбционную способность — способность поглощать из растворов различные вещества и химические элементы. Важным является также то, что частицы глинистых минералов, находясь в воде, гидратируются (взаимодействуют с водой). При этом поверхность частиц заряжается отрицательно и к ним притягиваются гидратированные ионы другого знака. В результате формируются так называемые двойные электрические слои (ДЭС), т.е. при взаимодействии с водой вокруг глинистых частиц образуются тонкие пленки воды, оказывающие огромное влияние на свойства глинистых пород (пластичность, набухание при обводнении и др.).

Помимо минерального состава многие свойства глинистых пород объясняются их микроструктурой, под которой понимают размер и форму глинистых частиц и микроагрегатов, их взаимную

ориентацию и тип структурных связей. Микроструктура отражает влияние различных физико-химических факторов, в которых формировалась данная глинистая порода. Она во многом определяет прочность и деформационное поведение породы, характер ее изменения под действием тех или иных условий. Таким образом, определив микроструктурные параметры, можно предсказывать многие свойства глинистых пород и давать прогноз их изменения при различных воздействиях. Подобная информация необходима при строительстве инженерных сооружений и при решении многих природоохранных и экологических задач. Возможность исследований структуры глинистых пород появилась после создания в конце 50-х годов XX в. растрового электронного микроскопа (РЭМ), который устроен аналогично ПЭМ, но в отличие от него имеет подвижный зонд. При этом используется телевизионный принцип развертки пучка электронов в растр (в кадр). На рис. 3.17 приведены две РЭМ фотографии глин с различной микроструктурой.

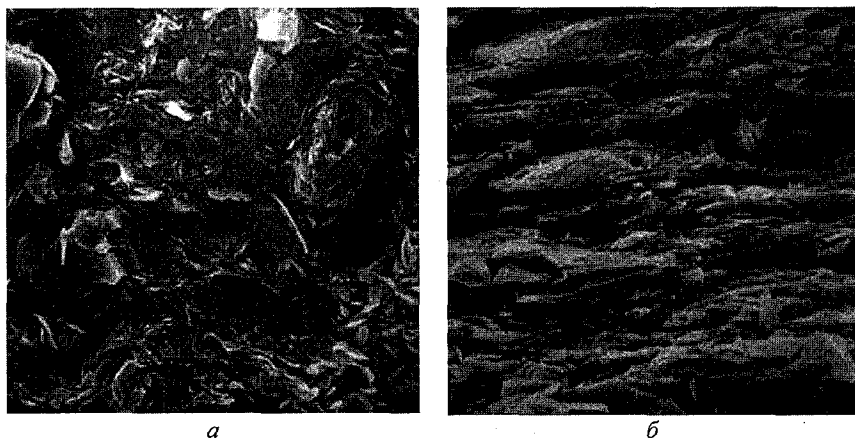


Рис. 3.17. РЭМ-фотография синей кембрийской глины с турбулентной микроструктурой (а) и глинистого сланца с ламинарной микроструктурой (б); увеличение 1000х [Соколов, 1996]

Детальное рассмотрение особенностей минерального состава и различных типов микроструктур глинистых пород выходит за рамки данного учебника. Здесь хотелось бы только указать, что понимание и учет сложных природных процессов, влияющих на

свойства глин, необходимы при проектировании инженерных сооружений, возводимых на этих специфических породах. Неверная оценка этих особенностей может привести к непредсказуемому поведению глинистых пород и вызвать катастрофические последствия, как это случилось, например, в Провансе (Франция), где в 1959 г. произошло смещение и последующее разрушение плотины высотой 66,5 м, приведшее к гибели более тысячи человек. Плотина была построена на глинистых породах, отличающихся сланцеватостью и трещиноватостью. После дождя произошло значительное уменьшение прочности этих пород, которые не выдержали нагрузку от массы плотины.

Хемогенные и органогенные породы

Хемогенные породы образуются в результате различных химических процессов, в том числе выпадения из истинных (путем кристаллизации) и коллоидных (вследствие коагуляции) водных растворов (рис. 3.18). Органогенные породы являются продуктами жизнедеятельности животных и растительных организмов. Некоторые породы (карбонатные, кремнистые) могут образовываться как химическим, так и органогенным путем. В водной среде, где в основном происходит накопление осадков химического и органогенного происхождения, оба эти процесса нередко протекают одновременно, вследствие чего образуются породы смешанного генезиса.

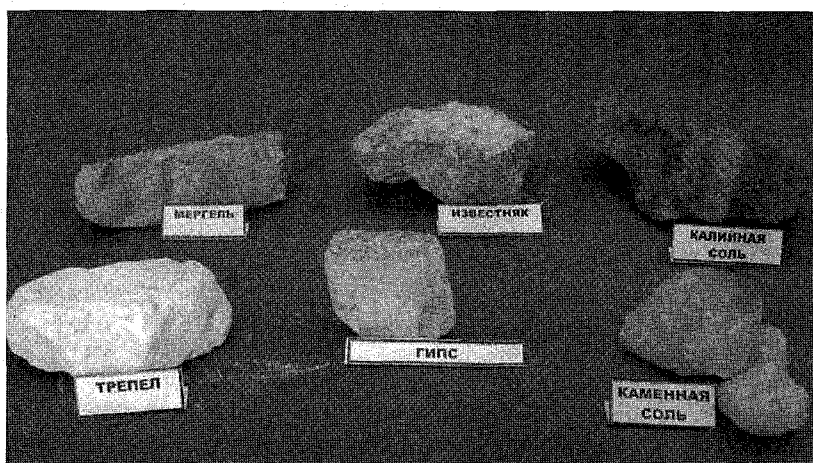


Рис. 3.18. Образцы х осадочных хемогенных пород (Коллекция РГГМУ)

Наибольшее распространение в земной коре имеют карбонатные породы, к которым относятся: известняк, мел, мергель, доломит, известковый туф.

Известняк — светло-серая, плотная порода, состоящая преимущественно из кальцита (CaCO_3). При содержании примесей известняк получает дополнительные определения: кремнистый, опесчаненный, глинистый, железистый, доломитизированный и др. Преобладающая структура известняка — скрытокристаллическая. Часто известняки разбиты трещинами отдельности. Если порода целиком состоит из видимых глазом раковин, то она называется известняком-ракушечником. Структура такого известняка — органогенная или детритусовая, если порода состоит из обломков раковин.

Известковый туф — пористая кавернозная порода серого цвета химического происхождения. Туфы образуются в местах выхода на поверхность подземных вод, содержащих бикарбонат кальция — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. При повышении температуры бикарбонат кальция переходит в монокарбонат (CaCO_3), который и выпадает в осадок, так как имеет меньшую растворимость, чем бикарбонат кальция. Сравнительно плотные разновидности известкового туфа называются травертином.

Мел — белая, землистая мягкая порода, образованная из скелетов планктона, микроскопических раковин фораминифер (органогенная составляющая) и кальцита, имеющего химическое происхождение.

Мергель — глинисто-карбонатная порода, представляющая собой однородную тонкую массу от землистого до плотного сложения, может содержать примесь обломочного материала; легко выветривается, растрескивается, разрыхляется и распадается на угловатую щебенку и дресву.

Доломит — карбонатная порода, состоящая преимущественно из минерала доломита — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. В виде примесей наиболее часто присутствуют глинистое вещество, гипс, оксиды железа. Доломиты имеют химическое происхождение. Часто образуются из известняка при замещении части кальция магнием. Это происходит под воздействием на известняки подземных вод, содержащих магний.

Отличительной особенностью карбонатных пород, которая помогает их полевому определению, является реакция со слабой (10 %) соляной кислотой. Все описанные выше породы «вскипают» от капли HCl – происходит выделение углекислого газа. Только доломит реагирует с соляной кислотой замедленно и при его истирании в порошок.

Другая группа пород, которые могут быть как хемогенными, так и органогенными, – кремнистые породы.

Диатомит имеет органогенное происхождение. Он образуется из скелетов диатомовых водорослей. *Трепел* – порода химического генезиса. Обе породы состоят из опала ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и визуально трудно различимы. Породы светлого, часто белого, цвета, слабо сцементированные или рыхлые, очень легкие, тонкопористые, похожие на мед, но в отличие от которого не реагируют с HCl . Уплотненный трепел называется *опокой*. К хемогенным кремнистым породам относятся *яшма* и *кремнь*, состоящие из халцедона (SiO_2). Это плотные скрытокристаллические породы с характерным раковистым изломом. Яшма в отличие от кремня пестро окрашена из-за присутствия в ней красящих веществ (хромофоров).

Осадочные породы, образовавшиеся чисто химическим путем в результате выпадения из истинных растворов, при испарении морских или озерных вод, образуют группу сульфатных и галоидных пород.

Сульфатные породы – это *гипс* ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и *ангидрит* (CaSO_4), состоящие из одноименных минералов. Это светлоокрашенные, легкие, с низкой твердостью породы, которые в определенных условиях испытывают взаимные превращения. Ангидриты вблизи поверхности в результате реакции гидратации (присоединения воды) переходят в гипс. Гипсы, наоборот, на глубине теряют воду и превращаются в ангидрит.

Наиболее распространенными галоидными породами являются *каменная соль*, состоящая из минерала галита, и *калийная соль* – минерал сильвин. Породы часто содержат примеси и прослойки сульфатов, карбонатов, глин.

К хемогенным породам относятся железистые породы.

Бурый железняк – представляет собой скопления лимонита с примесью глинистых минералов, опала, кварца и др. Структура скрытокристаллическая или аморфная, состояние – от рыхлого до весьма плотного. *Красный железняк* – это скопление гематита (Fe_2O_3), магнитный железняк – скопление магнетита (Fe_3O_4).

Углеродистые породы – продукты преобразования остатков растительных и животных организмов, погребенных в земных толщах, под действием геолого-геохимических факторов. К углеродистым породам относятся горючие органогенные породы. Твердые породы представлены *торфом*, *углями*, *горючими сланцами*; жидкие – *нефтью*; газообразные – *природным горючим газом*. Торф и угли (бурый, каменный, антрацит) образуют ряд в зависимости от степени разложения органического вещества и образования минерального углерода. Первый в этом ряду – торф содержит 50–60 % углерода, антрацит – 90 % (рис. 3.19). Битуминовые горючие сланцы отличаются от аналогичных по строению глинистых сланцев высокой степенью их насыщения битумом. Твердые битумы – *озокерит* и *асфальт* – представляют собой продукты окисления нефти.



Рис. 3.19. Образцы органогенных пород (Коллекция РИГМУ)

Осадочные горные породы весьма разнообразны. Общими характерными признаками для них являются слоистость, невысокие твердость и плотность, пористость или кавернозность, содержание остатков растительных и животных организмов, преимущественно светлая окраска.

Пирокластические породы

При вулканических извержениях на поверхность земли выбрасывается большое количество обломков, которые в зависимости от силы извержения разносятся от места взрыва на расстояния от нескольких километров до сотен и тысяч километров. Осаждающийся материал образует рыхлые скопления вулканического пепла (пылеватые частицы) и вулканического песка (песчаные). Более крупные продукты извержения вулканов называют лапиллями (камушки) и вулканическими бомбами, размер которых может достигать нескольких метров. Постепенно выброшенные обломки уплотняются, цементируются и превращаются в плотные породы – вулканические туфы и вулканические брекчии.

Метаморфические горные породы

Метаморфические горные породы возникают в результате преобразований осадочных, магматических и других ранее образовавшихся метаморфических пород, происходящих в земной коре под воздействием высокой температуры, большого давления, горячих растворов и газов. Процесс метаморфизма выражается в перекристаллизации пород, в изменении их минерального, а иногда и химического состава (за счет обменных реакций). Эти изменения протекают в твердом состоянии или в условиях некоторого пластического течения пород. При *региональном* метаморфизме преобразованиям подвергаются огромные толщи пород, погружившиеся на большую глубину в зонах прогибов земной коры или в результате блоковых опусканий. При *контактовом* метаморфизме изменениям подвергаются осадочные породы при внедрении в них магматических тел, имеющих высокую температуру. Здесь имеют место локальные преобразования вдоль контактов осадочных пород (глин, песчаников, известняков) с интрузиями за счет приносимого ими тепла и выделения из них газов и водных растворов (рис. 3.20). Метаморфические породы состоят из минералов, устойчивых в условиях высоких температур и давлений. К ним относятся большинство первичных породообразующих минералов изверженных пород: кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка, авгит. Кроме того, в метаморфических породах могут содержаться минералы, образующиеся в процессе метаморфизма (серицит, хлорит, тальк, серпентин, гранат, графит).

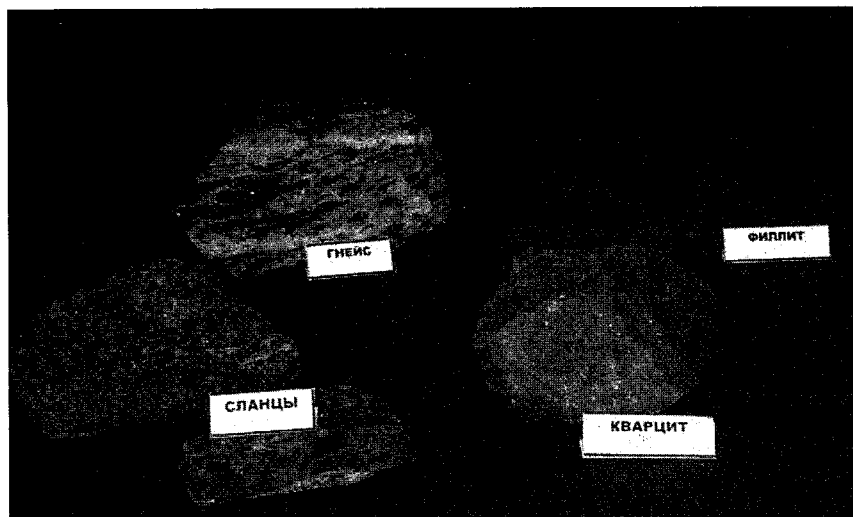


Рис. 3,20. Образцы наиболее распространенных метаморфических пород
(Коллекция РГГМУ)

Структуры метаморфических пород обычно кристаллические или скрытокристаллические. При перекристаллизации под воздействием давления чешуйчатые и таблитчатые минералы располагаются длинными осями и плоскостями перпендикулярно направлению давления. В результате возникают специфические текстуры – *сланцеватая* (если в исходной породе преобладают чешуйчатые минералы) и *смешанная* или *гнейсовая* (в породе наряду с чешуйчатыми минералами присутствуют таблитчатые).

Большую группу метаморфических пород составляют *сланцы*, образующиеся из различных пород и имеющие разный состав, но обладающие общим признаком – сланцеватой текстурой. В начальную стадию метаморфизма образуются *глинистые сланцы*, которые отличаются от аргиллитов незначительным количеством серицита и хлорита. Их чаще относят к осадочным породам. В верхней зоне метаморфизма образуется *филлит*, состоящий главным образом из серицита и кварца. Филлит характеризуется скрыто-кристаллической структурой, сланцеватой текстурой и в отличие от глинистого сланца слабым шелковистым блеском. В средней зоне метаморфизма возникают *кристаллические сланцы*, в которых новообразованиями являются мусковит, биотит, гранат,

графит. Структура сланцев полнокристаллическая, текстура сланцеватая. Называют сланцы по преобладающим минералам: тальковый сланец, серицитовый, кварцево-биотитовый, слюдяной и т.д. *Гнейс* – полнокристаллическая порода средней и нижней зоны метаморфизма, где формируются наиболее глубоко метаморфизованные комплексы. Отличительной особенностью гнейсов является крупнозернистая структура и смешанная (гнейсовая) полосчатая текстура, которая визуальнo легко определяется по наличию в породе четко ориентированных зерен таблитчатых и чешуйчатых минералов. Гнейсы образуются при глубоком метаморфизме интрузивных пород (гранит, диорит), глинистых и кристаллических сланцев.

Кварцит – мономинеральная кварцевая порода кристаллической структуры и массивной текстуры. Образуется при контактовом метаморфизме песчаников. Часто кварциты содержат магнетит и гематит. Такие породы называют железистыми кварцитами. Тонкозернистые разновидности таких кварцитов называют джеспилитами.

Мрамор – полнокристаллическая карбонатная порода, образующаяся при перекристаллизации известняков и доломитов. Цвет породы может быть самым разным, в зависимости от цвета примесей. Чистые разновидности белые. Мрамор в отличие от кварцита реагирует с соляной кислотой.

Роговик – плотно-кристаллическая порода контактового метаморфизма. Чаще всего образуется из глинистых и песчано-глинистых пород.

3.4. Вещественный состав мантии и ядра Земли

Представления о вещественном составе мантии и ядра Земли складываются преимущественно из косвенной информации, источником которой являются данные о составе метеоритов (метод аналогии), сейсмологические исследования, лабораторные и численные эксперименты с привлечением методов теоретической физики и квантовой механики. Кроме того, верхняя мантия изучается путем сверхглубокого бурения и анализа вулканических лав.

Состав мантии

Метод аналогии. В течение длительного времени химический состав мантии оценивался по аналогии с составом тел Солнечной системы, прежде всего метеоритов. Разнообразие состава метеоритов объясняется их образованием при столкновениях различных астероидов (малых планет). Небесные тела диаметром больше нескольких сотен километров под действием гравитации становятся сферическими и претерпевают химическую дифференциацию. Их ядра обогащаются тяжелыми элементами (Fe), а оболочки становятся каменными. Поэтому осколки могут быть разного состава, так как это части разных оболочек: центральные части железные и железо-каменные, а внешние — каменные.

В соответствии с составом каменных метеоритов-хондритов в мантии должны преобладать кремний и магний, поэтому эту геосферу называли «Сима». В ней меньше, чем в земной коре O_2 , Si, Al, Ca, больше — Fe, Mg, Ni.

Анализ вулканических лав. Образцы для анализа состава и P - T -параметров образования горных пород (P — давление, T — температура) попадают на Землю, благодаря излиянию мантийных магм. В таких магмах могут содержаться ксенолиты — твердые мантийные породы, захваченные и вынесенные на поверхность более поздними и более глубинными расплавами. Мантийные ксенолиты выносятся на поверхность алмазоносными кимберлитовыми и базальтовыми магмами повышенной щелочности. Их плотность и вязкость таковы, что скорость подъема достигает 40 км/ч. Вынос алмазоносных ксенолитов с глубин 120–140 км проходит за 3–4 ч. Эта глубина определяется по условиям стабильности алмаза. За короткое время ксенолиты не успевают измениться, т. е. не происходит фазовых переходов. Ксенолиты содержат: гранат (Fe , Mg , Ca)₃ $Al_2Si_3O_{12}$, оливин (Fe , Mg)₂ SiO_4 , клинопироксен Ca (Mg , Fe) Si_2O_6 , стипшовит (модификация SiO_2 с плотностью 4,31 г/см³). На основе этой информации созданы петрологические модели верхней мантии. Одна из них — пиролитовая: главные минералы оливин, пироксены и гранат в отношении 4:2:1.

Экспериментальные исследования. Это основной метод моделирования вещественного состава нижней мантии. Согласно современным взглядам, в составе мантии преобладают Si, Mg, Fe, Al,

Са, О. Для того чтобы установить, в виде каких соединений они присутствуют на глубинах больше 600–700 км, проводят изучение устойчивости разных минералов в условиях таких температур и давлений, которые существуют в глубоких слоях мантии. Для этого исследуемый кристалл помещают между двумя алмазными наковальнями, при сжатии которых создается давление, соответствующее давлению в этой части мантии и земном ядре. Исследования проводили в диапазоне давлений от 24 ГПа (глубина 670 км) до 100 ГПа (глубина 2200–2300 км) при нагревании лучом лазера до 2000 К. Другой целью экспериментов был поиск адекватной интерпретации выделенных в недрах Земли геофизических границ, фиксируемых по изменению скоростей сейсмических волн. Выводы по результатам экспериментов оказались неоднозначны. Так, оказалось, что примерно 70 % объема нижней мантии могут быть представлены перовскитом $(\text{MgFe})\text{SiO}_3$, 20 % – магнезиевюститом – $(\text{MgFe})\text{O}$, остальное стишовит (SiO_2) и оксиды кальция, натрия, калия, алюминия и железа. Очень устойчивым оказался вюстит Fe_xO . По последним данным на глубине 900 км устойчив магнезит – MgCO_3 . Общее заключение таково, что на сейсмических границах, которых в настоящее время выделено значительно больше, чем в модели плотности Земли К.Е. Буллена, происходят существенные минеральные преобразования. Это глубины 410, 670, 850, 1200, 1700, 2000, 2200, 2300, 2900 км. Таким образом, структура мантии является существенно неоднородной.

Химический состав ядра Земли

Состав ядра наименее изучен. В 1877 г. Д.И. Менделеев доказывал существование у Земли ядра, состоящего из железа. Он сопоставлял данные о плотности железа (7 г/см^3), средней плотности земной коры и средней плотности Земли, а также состав железных метеоритов. В.И. Вернадский был против идеи о железном ядре. Он считал, что железо и никель метеоритов резко отличаются от земных минералов. Известные русские ученые-геологи В.Н. Лодочников и В.В. Белоусов в 1939 г. пришли к выводу, что плотность увеличивается с глубиной не из-за изменения состава вещества, слагающего Землю, а под действием массы вышележащих пород. В результате происходит фазовый переход вещества в металлическую фазу, плотность возрастает скачкообразно (например,

MgO – периклаз при давлении $4 \cdot 10^6$ атм. переходит в металлическую фазу и плотность возрастает от 6,0 до 12 г/см³).

Сейсмические данные показывают, что ядро Земли характеризуется меньшей плотностью, чем значение, получаемое на основе модели ядра, состоящего только из железа при тех же физико-химических параметрах. Это уменьшение плотности большинство исследователей связывают с присутствием в ядре таких элементов, как Si, O, S и даже H, образующий сплавы с железом. Для физико-химических условий, существующих в ядре (давление 250 ГПа и температуры 4000 – 5000 К), вероятным является присутствие железа в форме Fe₃S и Fe₇S. В 1992 г. (данные Дж. Бэдингга, Х. Мао и Р. Хэмли) было установлено, что гидрид железа FeH может формироваться при высоких температурах и давлениях и оказывается устойчив при давлениях, превышающих 62 ГПа, что соответствует глубинам 1600 км. Полученные результаты показывают, что присутствие водорода в ядре вполне допустимо. Добавка водорода снижает плотность ядра до значений, согласующихся с сейсмическими данными.

Новая стратификация мантии Земли и современные представления о составе и строении ядра используются при моделировании глубинных геодинамических процессов, что позволяет сделать более обоснованные построения в отношении состава, структуры, геодинамики и эволюции Земли.

3.5. Особенности залегания пород разного происхождения

Осадочные породы

Осадочные породы по природе своей слоисты, что обусловлено условиями их образования (рис. 3.21). Как правило, формируются они в водной среде. Под *слоем* (пластом) понимают относительно однородное геологическое тело (горную породу), имеющее плоскую форму, толщина которого во много раз меньше площади его распространения. Совокупность слоев разного состава, но одинакового происхождения, образует *толщу* осадочных пород. Толщина слоев в толще обычно бывает от нескольких сантиметров до нескольких метров. Переход от слоя к слою может быть как резким, так и постепенным, что зависит от быстроты смены условий образования и может также обуславливаться последующим час-

тичным разрушением ранее отложившихся осадков. Изучение характера напластования дает важную информацию об условиях накопления и дальнейшего преобразования слоев. В слое выделяют верхнюю поверхность – *кровлю* и нижнюю – *подшову*. Кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой называют *истинной мощностью слоя*. Любое другое пересечение слоя дает *видимую мощность слоя*, величина которой всегда больше истинной мощности.

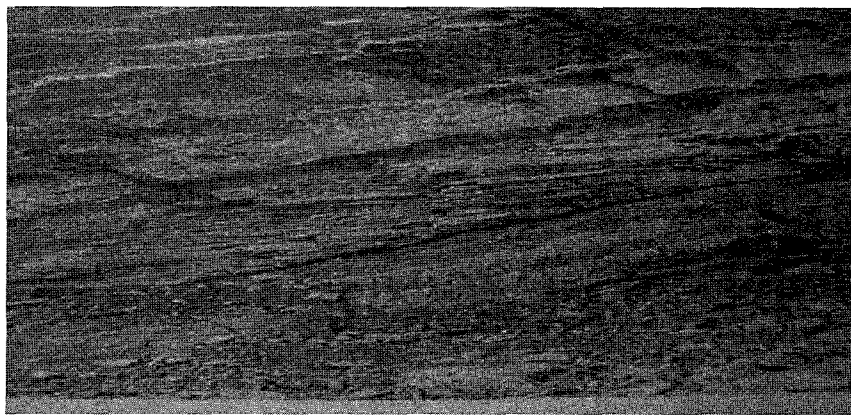


Рис. 3.21. Чередование песчаников (светлая окраска) и алевролитов (более темная) с параллельной и косо́й слоистостью (обнажение в береговом обрыве р. Лены) [Япаскурт, 2000]

Магматические породы

Форма и размеры *магматических тел* зависят в первую очередь от того, внедрилась ли магма в толщу земной коры или она излилась на поверхность Земли. *Глубинные (интрузивные)* тела бывают самой разной формы и размеров, что зависит от тектонической обстановки, в которой происходит внедрение магмы, от характера и дислоцированности (дислокация – нарушение первичного залегания горных пород) вмещающих пород и свойств самой магмы. По отношению к вмещающим породам глубинные магматические тела подразделяются на три типа: *согласные* (поверхность интрузива параллельна или почти совпадает со слоями вмещающих пород), *секущие* (интрузивы резко пересекают слои) и *промежуточные*. Среди согласных выделяют: *силлы* – пластообразные, *лакколиты* – грибообразные, *лополиты* – чашеобразные и

факолиты – серповидные тела. Секущие тела, ограниченные параллельными стенками, образующиеся при заполнении магмой вертикальных и наклонных трещин в период растяжения участка земной коры, называются *дайками* (рис. 3.22). Подобные тела менее правильной формы – *жилами*. К промежуточным типам относят тела огромных размеров – *батолиты*, залегающие в центральных частях складчатых поясов и сложенные обычно гранитами и тела меньших размеров – *штоки*.

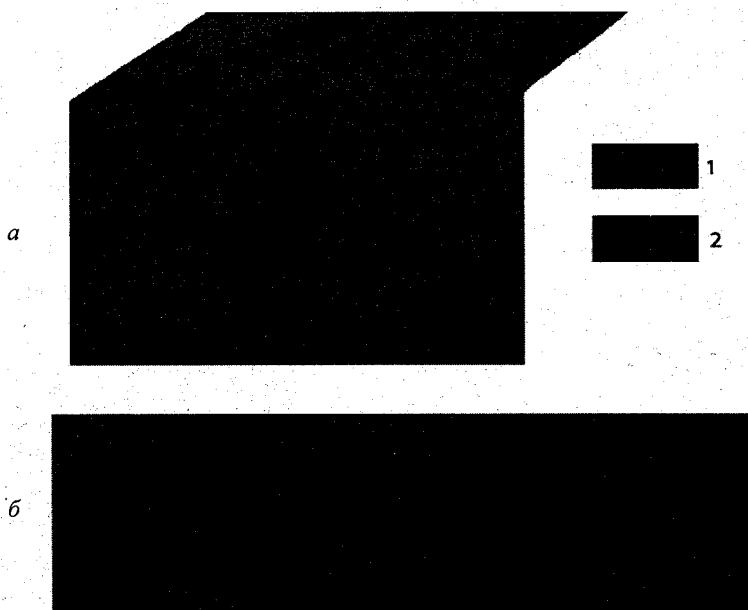


Рис. 3.22. Дайка (а) и силл (б) в разрезе [Попов, 2000]

1 – магматическая горная порода; 2 – вмещающие осадочные породы

Формы залегания тел, возникающих *при растекании лавы* по дневной поверхности, зависят от характера вулканического извержения, состава лавы и рельефа местности. В наземных условиях при трещинных излияниях жидких основных лав на сравнительно ровную поверхность образуются *покровы* – тела, имеющие значительное площадное распространение и небольшую мощность. При центральном типе извержений возникают *конусы вулканов*, а на их склонах образуются *потоки* – плоские и узкие тела, вытянутые в направлении течения лавы (рис. 3.23). При достижении дневной

поверхности вязкой кислой магмой, не способной растекаться, образуются *купола*. При подводных излияниях образуются тела, которые именуют *подушечными лавами*. Собственные формы залегания *метаморфических пород*, образовавшихся при региональном метаморфизме, прослеживаются редко. При контактовом метаморфизме возникает *зона измененных* (метаморфических) пород вдоль контакта с интрузией.



Рис. 3.23. Потоки лавы из кратера вулкана Этна [Кай Карри-Линдл, 1981]

3.6. Современные представления о процессах формирования земной коры

До середины XX в. научные дискуссии о том, как образовались главные магматические породы, слагающие земную кору, а именно гранит и базальт, велись, главным образом, с позиций здравого смысла. Происходило это потому, что состав и условия залегания этих пород были известны лишь в общих чертах, а физико-химические процессы, которые могли привести к их образованию, оставались неисследованными. Во второй половине XX в.

положение изменилось. Результаты сверхглубокого бурения на материках и в океане, термодинамические расчеты и прямые эксперименты, моделирующие зарождение магмы и последующую кристаллизацию минералов, перевели дискуссию на новый уровень, позволили создать вполне обоснованную петрологическую модель образования земной коры. В то же время современные методы исследований и полученные на их основе данные породили, как обычно, новые проблемы, не решенные до сих пор. В данном разделе в исключительно кратком виде изложены современные представления о формировании океанической коры, обобщенные проф. МГУ им. М.В. Ломоносова Т.И. Фроловой (1996), и модели образования гранитов, суммированные проф. Московской государственной геологоразведочной академии В.С. Поповым (1997). Ниже в разд. 5.6 приведена история развития представлений о формировании земной коры и литосферы.

Магма

Магма – расплавленное вещество сложного химического состава, образующееся в мантии или в пределах земной коры при определенных температуре и давлении. Эффузивный магматизм (вулканизм) проявляется на поверхности суши или океанического дна. Интрузивный магматизм (плутонизм) – внедрение магматических расплавов в ослабленные зоны земной коры, их кристаллизация и образование горных пород.

Образование магмы происходит при нарушении термодинамического равновесия, причиной которого являются физико-химические процессы, тектонические движения, изменение потоков тепла. При этом происходит резкий переход твердого вещества в жидкое., плотность понижается. Увеличивают подвижность магмы газы, которая приобретает способность подниматься вверх.

Выделяют мантийную магму, которая образуется в астеносфере (базальтовая) и коровую, которая образуется за счет плавления осадочных и метаморфических пород (гранитная). Кислая магма густая, температура 800–1000 °С. Основная – более жидкая, перемещается спокойно, температура 1100–1300 °С. Скорость ее подъема от 10 до 50 км/ч.

В магматическом очаге магма может находиться очень долго, пока не нарушится термодинамическое равновесие. Первичные

очаги находятся на большой глубине, в районах вулканических цепей под глубинными разломами. Их глубина больше мощности земной коры.

Вулканизм и его роль в эволюции Земли

Вулканизм — совокупность явлений, протекающих в земной коре и под нею, приводящих к прорыву расплавленных масс через твердую кору. Самые ранние процессы вулканизма синхронны со временем образования планеты Земля. Считается, что уже на стадии аккреции (слипания) происходил ее разогрев. За счет аккреции и гравитационного сжатия выделялось тепло, которого было достаточно для ее начального плавления. Затем к этим источникам тепла присоединилось выделение тепла радиоактивными элементами. Плавление сопровождалось процессами дифференциации вещества Земли и обособление железо-каменной оболочки, близкой по составу хондритам, и железо-никелевого ядра. При этом Земля приобрела большой флюидный запас, который во многом определил ее эндогенную активность. По мере консолидации Земли в направлении от ее внешних оболочек к центру возрастало внутреннее флюидное давление, и наступала периодическая дегазация, сопровождавшаяся образованием магматических расплавов, поступающих на поверхность при растрескивании застывшей земной коры. Самый ранний вулканизм был связан с остыванием Земли и сопровождался образованием атмосферы и гидросферы.

Древнейшая кора Земли, выплавившаяся из мантии, была основного состава, т.е. была базальтовой. После образования гидросферы к процессам магматизма присоединилось осадконакопление. Первичная кора начала активно перерабатываться продуктами дегазации и обогащаться кремнеземом и щелочами. Дегазация была обусловлена формированием твердого внутреннего ядра Земли. Геодинамический режим в различных частях планеты был различен. Одни участки подвергались сжатию, другие — растяжению. В областях сжатия, где была затруднена дегазация и подъем на поверхность возникающих расплавов, расплавы испытывали интенсивную дифференциацию, а ранее образовавшиеся основные вулканические породы, уплотняясь, опускались на глубину и переплавлялись. Формировалась протоконтинентальная кора, имеющая двухслойное строение и контрастный состав: верхняя часть — кислые вулканические и интрузивные породы, переработанные

метаморфизмом в гнейсы и гранулиты, нижняя — породами основного состава, базальтами, коматитами и габброидами. Такая кора была свойственна протоконтинентам.

В областях растяжения формировалась протоокеаническая кора, имевшая преимущественно базальтовый состав.

По расколам в протоконтинентальной коре и в зонах ее сочленения с протоокеанической корой образовывались первые подвижные пояса Земли — протогеосинклинали. Обстановка растяжения ранних этапов развития подвижных поясов сменялась обстановкой сжатия, что приводило к появлению кислых пород. Подвижные пояса, закончившие свое развитие, причленялись к областям развития континентальной земной коры и увеличивали ее площадь. От 60 до 85 % современной континентальной коры было сформировано 3,5–4,0 млрд лет назад. Мощность ее была близка к современной (35–40 км).

Эндогенная активность периодична. Преобладание основного магматизма, фиксирующего растяжение коры, сменялось преобладанием гранитообразования и метаморфизма, которые являются признаками сжатия. Эта периодичность определяет наличие магматических и тектонических циклов, которые наложены на необратимое развитие Земли.

Вулканизм и образование океанической коры

Исследования пород океанического дна показало, что они представлены породами основного и ультраосновного состава. Земная кора под океанами тоньше, чем под континентами и в ней нет гранитного слоя. Эти особенности океанической коры нашли объяснение после разработки новой глобальной тектоники (гипотезы литосферных плит).

Литосфера разделена на ряд плит разного размера, которые находятся в постоянном движении на поверхности астеносферы. Океаническая кора образуется в срединных океанических хребтах (СОХ) при их раздвижении (*спрединге*) за счет магматических расплавов, поступающих из глубин Земли и застывающих, образуя магматические (эффузивные) горные породы. Таким образом расширяется океаническое дно и увеличивается площадь океанов. Так как радиус Земли не менялся в течение геологической истории, кора должна где-то исчезать. Это происходит в результате засасы-

вания в глубоководные желоба, расположенные на окраинах континентов с последующим погружением в мантию (*субдукция*). Средингом и субдукцией тектоника плит объясняет образование океанов. Подтверждением этих процессов является молодость пород, слагающих океаническое дно. Атлантический океан – 160–180 млн лет, Тихий – 500 млн лет.

СОХ известны во всех океанах. Они образуют единую Мировую рифтовую систему длиной 60 тыс. км. Иногда звенья СОХ внедряются в континенты в виде рифтовых структур (Аденский и Калифорнийский заливы). Ширина СОХ от сотен до 2,0–2,5 тыс. км, а высота над дном 1–3 км. Строение разное (рис. 3.24). Одни имеют в осевой части рифтовое ущелье (Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский). Другие – имеют пологие склоны и центрального рифта нет (Восточно-Тихоокеанское поднятие). В пределах хребтов имеются гьяры (трещины) – свидетели обстановки растяжения. Хребты разбиты поперечными разломами (трансформными). Эти разломы компенсируют различную степень растяжения отдельных отрезков хребтов.

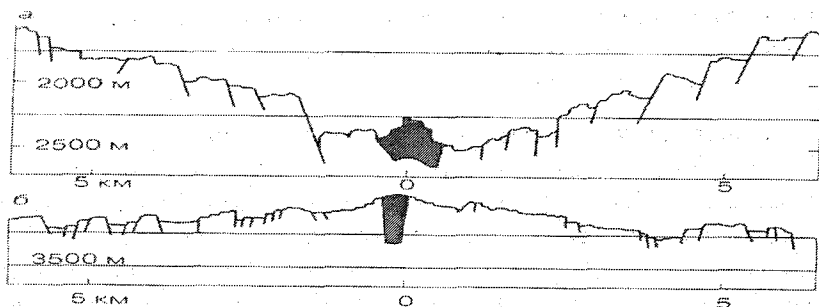


Рис. 3.24. Профили океанических рифтовых зон: а – Срединно-Атлантический рифт; б – Восточно-Тихоокеанское поднятие [Фролова Т.И., 1996]

Данные палеомагнитных исследований, проведенных в океанах, позволили построить шкалу инверсий магнитного поля Земли в пределах хребтов и установить наличие линейных магнитных аномалий. Эти аномалии параллельны простиранию хребта (рис. 3.25). По ним можно установить время формирования коры в различных частях океана и скорость раздвижения хребтов (от 1–2 до 10–15 см/год). В срединных хребтах сосредоточена современная

К СОХ приурочена гидротермальная деятельность. Струи горячих растворов (350–400 °С) содержат CO_2 , H_2O , CH_4 и пр. и формируют рудные столбы, «пагоды», откладывая сульфиды, сульфаты и оксиды металлов (цинка, меди, железа, кальция, марганца). «Курильщики», как называют эти источники, имеют высоту до 20–50 м. Срок жизни 20–30 лет. Среднее гидротермальное поле выносит ежегодно до 90 т металлов.

Океаническая кора современных океанов формируется из различных зон спрединга. Западная часть Тихого океана сформирована 150 млн лет назад. Срединно-Атлантический хребет как единая структура стал существовать 65 млн лет назад.

Магматизм широко развит на океанических плитах и приурочен к подводным вулканическим горам, островам, разломам. В Тихом океане насчитывается более 55 тыс. вулканов, из них активны около 2 тысяч. Это так называемые «горячие точки».

Океаническая кора составляет 42 % от площади поверхности Земли. Установлено, что из-за небольшой мощности коры все магматические породы океанов являются производными расплавов, зарождающихся в мантии. Они имеют основной и ультраосновной состав, так как невозможна выплавка богатых кремнеземом пород из перидотитового вещества мантии. Для формирования больших объемов пород с высоким содержанием кремнезема необходим материал континентальной коры.

Образование гранитов

Граниты – породы, характерные для верхней части континентальной земной коры. Они формировались на протяжении всей геологической истории. Самые древние имеют возраст 3,8–4,0 млрд лет, молодые – 1–2 млн лет. Гранитные породы образуют тела, которые первоначально не выходили на поверхность. Верхние контакты гранитных тел в момент образования располагались на глубине от одного до 10–15 км. В настоящее время они обнажены благодаря последующему подъему и размыву пород кровли. Граниты составляют около 80 % объема всех магматических тел, затвердевших на глубине в верхней части континентальной земной коры. С учетом близких к ним по составу пород процент увеличивается до 90–95 %.

Физико-химическая модель гранитов – это система $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$. На основе изучения равновесия этой системы были сделаны следующие выводы:

- образование гранитных магм происходит в результате частичного плавления кварц-полевошпатовых пород (песчаников, глинистых осадков, ранее образовавшихся магматических пород, гнейсов);

- гранитная магма может образоваться при дифференциации менее кремнекислых магм, из которых в процессе кристаллизации выделяются тугоплавкие твердые фазы.

- в образовании гранитов велика роль воды; безводные силикатные расплавы образуются при температуре больше 950°C , вода понижает температуру расплава до $850\text{--}650^\circ\text{C}$.

Источником воды могут быть слюды, в которых содержание воды может достигать 4%, и амфиболы, которые содержат до 2 % H_2O .

Образование гранитов обычно рассматривается как заключительная стадия многоступенчатой эволюции земной коры. Граниты разнообразны по составу и структуре. Самые ранние – Р-граниты занимают значительную часть земной коры. Они образовались при дегидратации амфибола при нагревании корового вещества и переходу в расплав кварца и части плагиоклазов. Они переплавляются в I-граниты, имеющие разный состав из-за различных преобразований и повторного плавления. А-граниты образовались из кварц-полевошпатовых пород, метаморфизованных глубинными щелочными растворами. Они характерны для стабильных блоков земной коры. S-граниты образовались при метаморфизме осадочных кварц-полевошпатовых пород. В них много ортоклаза. I- и S-граниты распространены в подвижных геологических поясах.

В проблеме происхождения гранитов есть еще вопросы, на которые пока нет ответов. Но современные методы исследований достигли такого уровня, что можно надеяться, что ответы на них будут найдены.

Основные выводы. Информацию о вещественном составе и структуре внутренних оболочек Земли получают как из данных натуральных наблюдений, так и по материалам косвенных геофизических исследований (в первую очередь, гравиметрии и сейсмологии). Литосфера – каменная оболочка Земли – включает в себя земную кору и часть верхней мантии до верхней граница астеносферы. Различают земную кору материкового и океанического типов, которые характеризуются существенными особенностями состава, строения и условий формирования. Кора океанического типа представлена основными и ультраосновными (30–40 % SiO_2) породами. Земная кора под океанами тоньше, чем под континентами (7–10 км – мощность океанической коры, 40–70 км – материковой), и в коре под океанами нет гранитного слоя. Кора океанического типа наблюдается на 42 % площади поверхности Земли.

При изучении внутреннего строения Земли значительное внимание должно быть уделено изучению таких компонентов геологической среды, как породообразующие минералы и породы, среди которых выделяют осадочные, магматические и метаморфические горные породы.

Контрольные вопросы

1. Какие существуют методы изучения внутреннего строения Земли?
2. Чем отличается строение океанической коры от континентальной?
3. Что такое литосфера, астеносфера, мантия и ядро?
4. Какой химический состав и агрегатное состояние имеют внутренние геосферы Земли?
5. Что такое «кларк» вещества?
6. Что такое минералы, по каким признакам они определяются и классифицируются?
7. Как образуются магматические, осадочные и метаморфические горные породы?
8. На какие генетические типы делятся осадочные горные породы?

Глава 4

ВОЗРАСТ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПЕРИОДИЗАЦИЯ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

4.1. Геологическая хронология

Одной из задач геологии при изучении истории и закономерностей развития земной коры является определение возраста и последовательности формирования пластов горных пород. Эту задачу решает стратиграфия (лат. *stratum* — слой, настил и гр. *gráphō* — пишу, описываю) — раздел геологии, изучающий последовательность формирования горных пород и их первичные пространственные и временные взаимоотношения. Результаты изучения стратиграфии массивов горных пород позволяют решать вопросы палеогеографической обстановки, эволюции органического мира, тектонического развития. Систематизируя горные породы по времени их образования, стратиграфия устанавливает хронологическую последовательность геологических событий, т.е. их геохронологию. Различают относительную и абсолютную геохронологию.

Относительная геохронология устанавливает временную последовательность и соподчинённость основных этапов геологической истории Земли и развития жизни на ней, определяя относительный геологический возраст, т.е. время какого-либо события в истории Земли по отношению ко времени другого геологического события. Относительный геологический возраст устанавливается по результатам изучения состава горных пород, их строения и содержащихся в них палеонтологических остатков. Методы относительной геохронологии на основе изучения последовательности напластования позволяют для данного региона определить, какие горные породы образовались раньше, а какие позже, и проводить сопоставление (корреляцию) пластов, расположенных на значительных расстояниях друг от друга. Продолжительность времени их формирования даётся в единицах геохронологической шкалы: эра, период, эпоха, век. Для решения большинства практических задач в геологии знание относительного геологического возраста является достаточным.

Абсолютная геохронология по накоплению в горных породах и минералах продуктов распада радиоактивных изотопов устанавливает точную дату формирования тех или иных пород, определяя возраст в единицах физического (астрономического) времени: тысячах, миллионах или миллиардах лет. Исчисление возраста ведётся по принятому соглашению от 1950 года, т. е. в нисходящем порядке.

4.2. Методы определения относительного возраста пластов горных пород

Стратиграфический метод. При применении стратиграфического метода необходимо сначала на конкретном разрезе осуществить расчленение толщи горных пород на стратиграфические подразделения, т.е. слои, пласты с определёнными, достаточно заметными признаками. В геологической практике границы между пластами обычно выделяют по их литологическому составу, хотя эти границы не обязательно совпадают с биостратиграфическими. Стратиграфические подразделения, выделенные на основе минерально-литологического состава, особенностей строения пластов горных пород, называются литостратиграфическими, а выделенные по содержащимся в горных породах органическим остаткам – биостратиграфическими.

Последовательность выделенных пластов и их протяжённость изучаются по простиранию. По хронологической последовательности залегания пластов в конкретном разрезе определяется их относительный возраст. При ненарушенном или сравнительно простом залегании пластов можно утверждать, что чем ниже залегает пласт, тем он древнее. Это принцип суперпозиции. Он был установлен в 1669 г. выдающимся датским естествоиспытателем Николаусом Стено (1638–1686)..

В регионах со сложной тектоникой (опрокинутые складки, надвиги, оползни и т.д.) более молодые горные породы могут перекрываться более древними. На таких участках сначала устанавливают геометрию залегания пластов, находят подошву и кровлю пластов и только затем делают выводы об относительном возрасте горных пород.

Для сопоставления (корреляции) разрезов по возможности выделяют маркирующий горизонт – слой, выдержанный по мощности,

простирающийся на значительное расстояние и выделяющийся окраской, литологическим составом, органическими остатками.

При стратиграфических исследованиях, особенно при сопоставлении геологических разрезов, находящихся на расстоянии друг от друга, необходимо учитывать возможную смену литологического состава пластов вследствие изменений условий осадконакопления, а также неполноту геологических отложений как следствие перерывов в седиментации, денудации ранее образованных отложений и т.д. (рис. 4.1.). Поэтому стратиграфический метод при сопоставлении разрезов по литологическому составу пластов позволяет делать достаточно надёжные заключения только для небольших площадей.

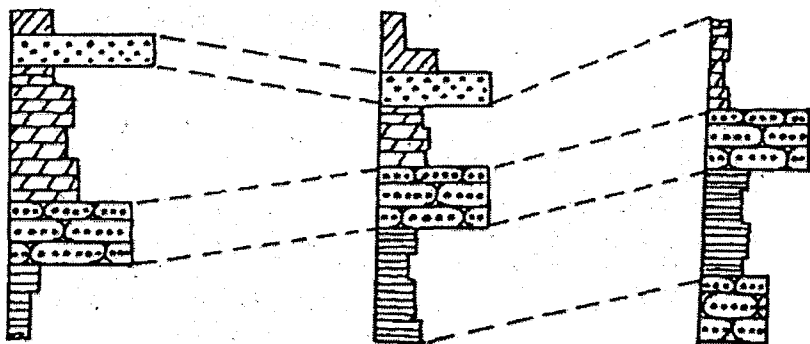
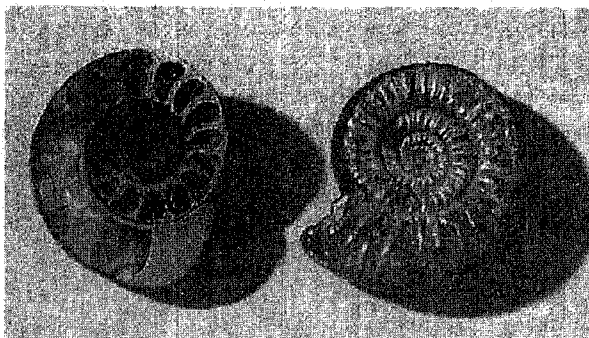


Рис. 4.1. Корреляция разрезов по литологическому составу пластов [Короновский, 2002].

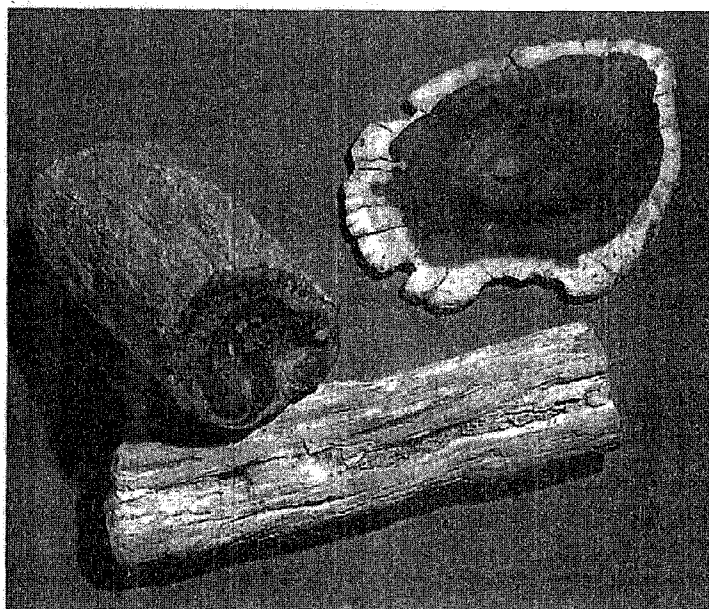
Палеонтологический метод. Палеонтология – это наука, изучающая органический мир прошлых геологических эпох и закономерности его эволюции в тесной взаимосвязи с историей развития Земли. В основе палеонтологического метода изучения относительного возраста горных пород лежит принцип последовательной смены в разрезе содержащихся в пластах осадочных пород остатков флоры и фауны, отражающей определённые этапы в развитии органического мира.

Осадочные отложения изучаются по содержащимся в них окаменелостям, т.е. окаменелым остаткам животных (фауны) и растительных (флоры) организмов. Под окаменелостями понимают любые сохранившиеся в пластах пород остатки организмов или

следов их жизнедеятельности (хождения, ползания и т.д.). Лучше сохраняются остатки животных и растений, живших в водной среде, морях и озёрах, где после их гибели происходит быстрое захоронение и последующее окаменение остатков.



a



б

Рис. 4.2. Псевдоморфозы по раковине аммонита (*a*) и древесине (*б*)
[Практическое руководство..., 2004]

Процесс превращения рыхлого осадка в плотную горную породу называется литификацией, а идущий одновременно процесс затвердевания или окаменения содержащихся в осадке органических остатков – фоссилизацией. Фоссилиями называют сами окаменелые органические остатки.

В процессе фоссилизации погребенных остатков фауны и флоры мягкие органические ткани обычно разлагаются. Гораздо лучше сохраняются твёрдые ткани (скелет, раковины, панцирь). Они замещаются минеральным веществом (кальцитом, пиритом и пр.) и в результате остатки превращаются в окаменелости (рис. 4.2.). При этом под действием давления твёрдые органические остатки обычно деформируются.

Сохранение мягких тканей требует специальных условий, не допускающих их разложения: быстрое замораживание или захоронение без доступа воздуха и т.д. Поэтому на севере Якутии в районах вечной мерзлоты находят сохранившиеся остатки мамонтов, пролежавшие в земле 20, 30 тысяч лет и более. Хорошо сохраняются мягкие ткани у насекомых и других мелких животных, увязших в смоле. Обнаружены остатки насекомых в янтаре – смоле хвойных деревьев палеогенового и неогенового периодов.

При полном замещении органического материала животных и растительных организмов может образоваться точная копия оригинала, сохраняющая все детали его строения. Такие копии называют псевдоморфозами по органическим остаткам (рис. 4.3). Широко известна псевдоморфоза пирита по останкам тела рудокопа, найденная в горных выработках близ г. Фалун, Швеция.

Каждый период геологической истории Земли характеризуется определённым комплексом организмов. Как следствие необратимости процесса эволюции, встречающиеся вверх по разрезу в ископаемом состоянии представители фауны и флоры сменяются во времени новыми более прогрессивными, высокоорганизованными формами. Необратимость закона эволюции, т.е. исчезнувший вид не появляется снова, установленная Чарлзом Дарвиным (1809–1882), и позволяет определять относительный возраст пластов горных пород по содержащимся в них остаткам флоры и фауны.



Рис. 4.3. Четырёхсантиметровый трилобит,
погребённый в отложениях озёра (Чехия) более 500 млн лет назад.
В процессе разложения трилобит замещался пиритом [Вуд и др., 1977]

Роль отдельных групп ископаемых организмов при определении относительного возраста пластов горных пород в конкретном разрезе и при сопоставлении разрезов (рис. 4.4), удалённых на значительные расстояния друг от друга, определяется характером распространения видов животных и растительных организмов во времени и пространстве. Наибольшее практическое значение имеют так называемые руководящие фоссилии, или руководящие формы. Это организмы, обладающие чёткими диагностическими признаками, существовавшие относительно короткое время, характеризующиеся быстрой эволюцией, сравнительно невысокой зависимостью от условий седиментации и типа осадка и заселявшие в массовом количестве большие территории. Поэтому руководящие формы имеют ограниченное вертикальное и широкое горизонтальное или площадное распространение.

Руководящие формы — это пелагические и бентосные организмы. Пелагические (гр. *pélagos* — море) организмы — это морские животные и растения, обитающие в толще воды и не связанные с дном водного бассейна, легко мигрируют или переносятся водой и поэтому имеют большое площадное распространение. Бентосные

(гр. béntos – глубина) животные и растительные организмы, обитающие на дне и в грунте морских бассейнов, характеризуются сравнительно небольшим площадным распространением, и поэтому имеют меньшее значение при корреляции отложений, значительно удалённых друг от друга. Руководящие формы характеризуются наличием твёрдого скелета, что необходимо для их сохранения в ископаемом состоянии.

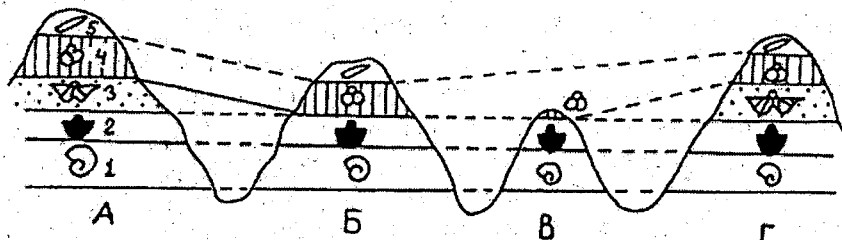


Рис. 4.4. Сопоставление разрезов палеонтологическим методом.
[Короновский, 2002]. Слой 3 отсутствует в разрезах Б и В

Для исследования закрытых районов, т.е. районов со слабой обнажённостью, где на поверхность не выходят коренные породы, и изучаемых при помощи скважин, в качестве руководящих форм приобретают значение микрофоссилии – микроскопические остатки животного, растительного, а иногда невыясненного происхождения. Это скелеты мелких животных (фораминифер, радиолярий и т.д.), споры и пыльца растений, фрагменты скелетов, чешуйки рыб и другие микроскопические органические остатки. Малые размеры позволяют получать их из кернов буровых скважин в достаточном количестве для определения относительного возраста вскрытых скважинами пластов. Более крупные органические остатки в кернах скважин редки и встречаются только в виде обломков, которые трудно идентифицировать.

Изучение руководящих форм позволяет осуществить детальное расчленение разреза, выделив биостратиграфические подразделения, проследить границы простираения пластов и провести корреляцию разрезов, расположенных друг от друга на значительном расстоянии. Если пласты осадочных горных пород в разрезах, находящихся на сравнительно небольшом расстоянии друг от друга, содержат остатки одинаковых органических форм, то можно

утверждать, что эти горные породы сформировались в одно время. Если же разрезы находятся на значительном расстоянии друг от друга, то можно утверждать, что пласты с одними и теми же органическими формами являются синхронными образованиями только с определённой вероятностью. Следует учитывать, что разновозрастные отложения, удалённые друг от друга, могут заключать различные органические формы, что объясняется сменой по простиранию палеогеографических условий, экологических условий среды обитания морских организмов, различной длительностью существования этих форм на всём ареале их распространения, т.е. они не вымирают одновременно. Иногда вымерший в данном регионе вид появляется в другом регионе в более молодых отложениях, что объясняется его миграцией в другие регионы, возможно экологически более благоприятные. Для исключения возможных ошибок в синхронизации отложений, особенно удалённых друг от друга, необходимо проводить анализ не только большего числа руководящих форм, а всего комплекса органических остатков, содержащихся в данном пласте.

Палеонтологический метод не может рассматриваться универсальным. Некоторые пласты осадочных горных пород в силу тех или иных причин не содержат органических остатков, это так называемые палеонтологически немые отложения. Изучение стратиграфии таких отложений, а также магматических и метаморфических, требует применения других методов, рассматриваемых в специальных курсах.

4.3. Методы определения абсолютного возраста горных пород

Методы относительной геохронологии, определяющие временную последовательность геологических событий на основании данных стратиграфии и палеонтологии, не позволяют устанавливать даты наступления геологических событий, их продолжительность и выразить это время в абсолютных единицах, т.е. в обычных астрономических единицах — годах.

На протяжении XIX в. неоднократно предпринимались попытки рассчитать время наступления тех или иных событий на основе оценок скоростей процессов седиментации, соленакопления, денудации. Однако при этом не учитывалось, что эти процессы не

являлись непрерывными, протекали с переменной скоростью, действовали не изолированно, т. е. наблюдаемые геологические объекты являются результатом различных взаимозависимых процессов. Поэтому полученные оценки времени наступления были далеки от истинных значений. Получалось, что возраст наиболее древних горных пород не превышает первых десятков миллионов лет.

Точное определение даты, т.е. абсолютного времени наступления геологических событий, стало возможным только после открытия в 1902 году закона радиоактивного распада:

$$N = N_0 e^{-\lambda t},$$

где N_0 — количество нераспавшихся ядер в начальный момент времени $t = 0$; N — количество нераспавшихся ядер в момент времени t ; λ — постоянная распада, равная вероятности распада ядра в единицу времени.

Таким образом, число нераспавшихся ядер убывает со временем по экспоненциальному закону. Количество распавшихся за время t ядер определяется выражением:

$$N_0 - N = N_0 (1 - e^{-\lambda t}).$$

Время, в течение которого распадается половина первоначального количества ядер, называется периодом полураспада T . Величина T определяется из предыдущего выражения

$$\frac{1}{2}N_0 = N_0 e^{-\lambda T}, \text{ откуда } T = \ln 2 / \lambda = 0,693 \lambda.$$

Период полураспада для известных в настоящее время радиоактивных изотопов колеблется от $3 \cdot 10^{-7}$ с до $5 \cdot 10^{15}$ лет.

На основании проведенных экспериментов было установлено, что распад радиоактивных изотопов происходит с неизменной скоростью, не зависящей от внешних воздействий (в пределах точности измерений). У каждого радиоактивного элемента своя скорость радиоактивно распада, она определяется экспериментально и характеризуется периодом полураспада T . Для определения возраста горных пород обычно используют радиоактивные изотопы свинца, тория, калия, рубидия, углерода (табл. 4.1).

Суть методов ядерной геохронологии заключается в том, что, зная период полураспада исходного (материнского) элемента и количественное соотношение в минерале, входящем в состав гор-

ной породы, материнского и дочернего элемента, являющегося конечным продуктом распада, можно рассчитать абсолютный возраст горной породы.

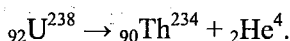
Таблица 4.1

Изотопы, используемые в абсолютной геохронологии

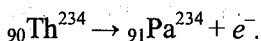
Радиоактивный изотоп (материнский)	Стабильный изотоп (дочерний)	Период полураспада
U^{238}	Pb^{206}	4,5 млрд лет
U^{235}	Pb^{207}	713 млрд лет
Th^{232}	Pb^{208}	14,1 млрд лет
K^{40}	Ar^{40}	1,3 млрд лет
Rb^{87}	Sr^{87}	47 млрд лет
C^{14}	N^{14}	5730 лет

В природе наблюдается несколько типов радиоактивного распада. Для определения абсолютного возраста применяются альфа-распад, бета-распад и электронный захват.

Альфа-распад. Превращение ядер с массовым числом A в ядра с $A-4$ в результате испускания альфа-частиц, состоящих из двух протонов и двух нейтронов, т. е. ядер гелия. В результате атомный вес материнского элемента уменьшается на 4, а атомный номер на 2, и дочерний элемент смещается в периодической системе на две клетки влево. Примером альфа-распада является распад изотопа урана ${}_{92}U^{238}$ с образованием тория ${}_{90}Th^{234}$:

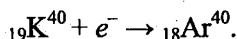


Бета-распад. Ядра материнского элемента испускают электроны. Свободных электронов в ядре нет. Они появляются при распаде нейтронов на протоны и электроны (бета-частицы). Дочернее ядро имеет атомный номер на номер больше, чем у материнского. При этом массовые числа у обоих ядер одинаковы. В результате в периодической системе дочерний элемент занимает клетку справа. Примером бета-распада будет превращение тория Th^{234} в протактиний Ra^{234} :



Электронный захват (е-захват или К-захват). Ядро поглощает один из электронов своего атома, обычно с ближней орбиты, т. е. К-электрон. В результате один из протонов превращается

в нейтрон. Дочерний элемент смещается на одну клетку влево. Примером электронного захвата является превращение K^{40} в Ar^{40} :

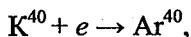


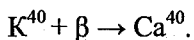
Абсолютный возраст в геологии определяется по минералам, содержащим радиоактивные изотопы. С момента образования этих минералов в них происходит накопление продуктов распада — дочерних элементов. По количественному соотношению дочернего и материнского элементов определяется абсолютный возраст минерала. Для этого используют материнские изотопы с длительным периодом полураспада, иначе они бы уже перестали существовать. Это торий, уран, рубидий и некоторые другие. В настоящее время в ядерной геохронологии применяются свинцовые методы, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый и радиоуглеродный методы.

Свинцовые методы основаны на радиоактивном распаде U^{238} (ряд урана), Th^{232} (ряд тория) и U^{235} (ряд актиноурана). Продуктами распада во всех трёх случаях являются изотопы свинца и ядра гелия. В первом случае конечным продуктом распада является Pb^{206} , во втором — Pb^{208} и в третьем — Pb^{207} . Абсолютный возраст определяется по атомарному соотношению материнских и дочерних изотопов в минерале, т. е. по отношениям: Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} и Pb^{208}/Th^{232} . При этом работают с сильно радиоактивными минералами. Это монацит (Ce, La, Y, Nd, Th)[PO_4], циркон (Zr, Th, U, Hf)[SiO_4], ураниит (U, Th) O_2 и ортит (Ca, Ce, Th) $_2$ (Al, Fe) $_3$ [SiO_4] $_3$ (OH).

Свинцовые методы дают возможность определять абсолютный и относительный возраст наиболее древних отложений горных пород, не содержащих палеонтологических остатков. Погрешность метода $\pm 5\%$.

Калий-аргоновый метод основан на распаде радиоактивного изотопа K^{40} , присутствующего в составе природного калия в количестве 0,0119 атомных %, или 0,0122 весовых %. Радиоактивный изотоп K^{40} в отличие от стабильных изотопов K^{39} и K^{41} обладает естественной радиоактивностью, причём происходит бета-распад с образованием Ca^{40} и e-захват с образованием Ar^{40} . При этом 88 % калия переходит в Ca^{40} и 12 % в Ar^{40} .



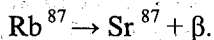


Таким образом, для определения возраста калиевых минералов могут быть использованы эти две ядерные реакции. Однако практическое значение имеет первая реакция, поскольку присутствующий в минералах аргон является почти исключительно радиогенным, а по содержанию изотопа Ca^{40} определять возраст крайне затруднительно, так как продукт распада Ca^{40} неотличим от первичного Ca^{40} , присутствующего в горных породах изначально.

Калий-аргоновый метод даёт достаточно точные оценки возраста, его погрешность ($\pm 4\%$) и используется для определения возраста магматических, осадочных и метаморфических горных пород. Применению данного метода способствуют распространение в природе калиевых минералов и сравнительная простота определения содержания в них аргона и калия. Калиевые минералы — это слюды (биотит $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(F,OH)$, мусковит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(F,OH)$, лепидолит $KLi_2Al(Si_4O_{10})(F,OH)_2$, глаукоцит $K(Mg,Fe,Al)_2[(Al,Si)Si_3O_{10}](OH)_2$, ортоклаз и микроклин $K[AlSi_3O_8]$, сильвин KCl , многие пироксены и амфиболы.

Возраст осадочных горных пород наиболее надёжно устанавливается по глаукоциту, а магматических и метаморфических пород — по биотиту, мусковиту и калиевому полевоому шпату. Калиево-аргоновый метод применим для определения абсолютного возраста, при условии, что горные породы не подвергались нагреванию свыше $300-400^\circ C$. Калиевые полевые шпаты при нагревании свыше $400^\circ C$, а слюды свыше $600^\circ C$ начинают терять аргон и поэтому могут быть заниженные оценки возраста.

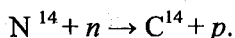
Рубидий-стронциевый метод основан на распаде радиоактивного изотопа Rb^{87} и превращения его в стабильный изотоп стронция Sr^{87} путём бета-распада по схеме:



Природный рубидий состоит из смеси двух изотопов Rb^{85} и Rb^{87} при их распространении 72,15 и 27,85 % соответственно. Абсолютный возраст определяется по соотношению Rb^{87}/Sr^{87} , которое всегда > 1 , но чем моложе порода, тем оно должно быть более значимым. Точность метода $\pm 3-5\%$, сильно зависит от степени замкнутости системы. Распад рубидия протекает довольно медленно.

Поэтому до недавнего времени метод применялся для определения возраста докембрийских магматических и метаморфических горных пород. В последнее время в связи с повышением точности аналитических методов рубидий-стронциевый метод становится эффективным и для определения возраста фанерозойских отложений, преимущественно кислых и средних пород. Рубидий-стронциевый метод применим к тем же минералам, что и калий-аргоновый метод. Часто для контроля оба метода применяют одновременно. Согласованность возрастных оценок, полученных этими двумя методами, является надёжным критерием достоверности установленного абсолютного возраста.

Радиоуглеродный метод определения возраста горных пород основан на определении количества радиоактивного изотопа C^{14} в содержащихся в породах органических остатках. Этот изотоп образуется в атмосфере под воздействием космических лучей в результате взаимодействия нейтронов с атомами атмосферного азота N^{14} по реакции:



После чего C^{14} окисляется до CO_2 и усваивается при фотосинтезе растениями вместе с неактивным CO_2 . Пока организм жив, в нём сохраняется соотношение между радиоактивным C^{14} и стабильным C^{12} изотопами углерода. Животные поедают растительную пищу, и также в составе их тканей всегда есть некоторое количество C^{14} . После отмирания организмов фотосинтез прекращается и содержание в них радиоактивного изотопа C^{14} начинает убывать вследствие реакции распада:



Период полураспада C^{14} составляет 5760 лет, по последним оценкам — 5360 лет. Содержание стабильного изотопа C^{12} остаётся неизменным. Таким образом, соотношение концентраций радиоактивного и стабильного изотопов углерода (C^{14}/C^{12}) в органических остатках позволяет устанавливать абсолютный возраст остатков растительных и животных организмов: торф, уголь, кости и остатки кожных покровов, раковины и т.д. Метод позволяет определять возраст, если он не превышает 65–70 тыс. лет, и поэтому применяется для датировки молодых четвертичных отложений — поздний

плейстоцен-голоцен, а также для объектов археологии и различных антропологических остатков. Необходим тщательный отбор образцов, так как результаты анализов могут быть искажены процессами гниения, выветривания, адсорбцией углерода из воздуха и грунтовых вод. Погрешность метода составляет $\pm 5\%$ или 50–100 лет.

Основная проблема рассмотренных и других методов абсолютной геохронологии – это получение максимально достоверных оценок возрастных дат. Для этого необходима точность аналитических методов при определении содержания радиоактивных изотопов и продуктов их распада, хорошая сохранность исследуемых минералов, без следов химических изменений в результате процессов метаморфизации, выветривания, при которых возможен как привнос, так и вынос элементов. Только в этом случае можно получать достаточно надёжные результаты.

В настоящее время радиологические методы продолжают совершенствоваться. Внедряются новые методы с более высокой точностью определения возраста, расширяется их область применения. Помимо задач региональной геологии решаются общегеологические (стратиграфия докембрия и работа по уточнению геохронологической шкалы) и теоретические задачи (определение возраста метеоритов, земной коры и др.).

4.4. Геохронологическая и стратиграфическая шкалы

Стратиграфические исследования начинаются на конкретном разрезе осадочных отложений. По литологическому составу, включениям палеонтологических остатков, условиям залегания выделяются стратиграфические подразделения (стратоны), представляющие собой совокупности горных пород, обособленных по признакам, позволяющим устанавливать их пространственно-временные соотношения, т. е. последовательность их формирования и положение в стратиграфическом разрезе. Стратиграфические границы – поверхности, ограничивающие стратон по подошве (нижняя граница), и кровля (верхняя граница). Латеральные границы – определяют пределы географического распространения горных пород, слагающих данный стратон. Геологический разрез, на котором впервые выделено определённое стратиграфическое подразделение (стратон), называется стратотипическим, или стратоти-

пом, а район, на котором находятся стратотипические разрезы, дополняющие его характеристику, принято называть стратотипической местностью (страторегионом).

Каждому стратиграфическому подразделению соответствует эквивалентное ему геохронологическое подразделение. Это интервал относительного геологического времени, в течение которого образовались горные породы, входящие в состав данного стратиграфического подразделения, включая время внутренних перерывов. Последовательный временной ряд геохронологических подразделений составляет геохронологическую шкалу (шкалу относительного времени). Это последовательный ряд геохронологических эквивалентов общих стратиграфических подразделений в их таксономической последовательности.

Стратиграфические подразделения не присутствуют повсеместно вследствие перерывов в осадконакоплении, процессов эрозии и т.д. У каждого региона своя последовательность геологических событий. А соответствующие им геохронологические подразделения, их геохронологические эквиваленты, являются универсальными, т. е. применимы для различных регионов, так как земная кора развивалась на протяжении всего времени, а время является континуумом – оно непрерывно.

Стратиграфической основой для проведения геологических работ на данной территории служит стратиграфическая схема – графическое выражение временных и пространственных соотношений стратонов, составляющих полный или частичный разрез определённого участка земной коры.

4.5. Основные стратиграфические и геохронологические подразделения

На территории Российской Федерации действует стратиграфический кодекс России [Стратиграфический кодекс России, 2006]. Выполнение его положений обязательно при проведении геологических работ. В стратиграфическом кодексе даны основные правила, определяющие содержание и применение стратиграфических понятий, терминов и названий. Соблюдение этих правил обеспечивает единообразие в применении стратиграфических терминов.

В стратиграфическом кодексе выделены основные стратиграфические подразделения, отражающие их географическое распро-

странение: потенциально планетарное, региональное или местное (в пределах геологического района).

Общие	Региональные	Местные
Акротема	Горизонт	Комплекс
Эонотема	Слой с географическим	Серия
Эратема	названием	Свита
Система		Пачка
Отдел		
Ярус		
Хронозона		

Общие стратиграфические подразделения – это совокупности горных пород (геологические тела), образовавшиеся в течение интервала геологического времени, зафиксированного в стратотипическом разрезе. Общие стратиграфические подразделения имеют потенциальное планетарное распространение и отражают общие закономерности развития лито- и биосферы. Совокупность общих стратиграфических подразделений составляет общую геостратиграфическую шкалу.

Границы общих стратиграфических подразделений устанавливаются с помощью различных методов. Для докембрийских отложений применяются преимущественно геохронометрические методы. Для палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений применяется биостратиграфический метод, базирующийся на эволюции органического мира. Для четвертичной системы ведущее значение также имеют климатостратиграфические, геохронометрические и палеомагнитные методы.

Общим стратиграфическим подразделениям соответствуют геохронологические эквиваленты.

Общие стратиграфические подразделения	Геохронологические подразделения
Акротема	Акрон
Эонотема	Эон
Эратема	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век
Хронозона	Фаза

Совокупность общих стратиграфических подразделений, расположенных в порядке их стратиграфической последовательности, составляет общую стратиграфическую шкалу. Сопоставив с общей стратиграфической шкалой конкретные геологические разрезы, можно восстанавливать историю развития региона. Последовательный ряд геохронологических подразделений, соответствующих общим стратиграфическим подразделениям составляет геохронологическую шкалу, отражающую эволюцию органического мира и построенную на основе детального анализа эволюции органического мира. В табл. 4.2 приведены соотношения геохронологических и стратиграфических подразделений, т. е. единиц времени и соответствующих им комплексов пород.

4.6. Геохронологическая шкала и возраст Земли

Вся история Земли делится на два этапа. Древнейший этап, время скрытой жизни — это криптозойский эон, или докембрийский. Он охватывает время от возникновения Земли как планеты до появления первых органических форм с твёрдым, первое время, наружным скелетом. Второй этап, время явной жизни — это фанерозойский эон. Он начинается с массовым появлением животных организмов с твёрдым скелетом и продолжается в настоящее время. Продолжительность фанерозойского эона около 600 млн лет, тогда как криптозойского около 4 млрд лет.

Цифры (см. табл. 4.2) указывают нижнюю временную границу стратиграфических подразделений.

Таким образом, по последним данным длительность геологического времени составляет 4,56 млрд лет. Это возраст Земли. Возраст образцов, доставленных с Луны, 4,5 млрд лет. По-видимому, такое расхождение объясняется тем, что до этого вся Луна или только её кора на значительную глубину были в расплавленном состоянии. Для сравнения можно добавить, что по данным астрономии возраст Солнца 6 млрд лет. Возраст нашей галактики, Млечного пути, составляет 11012 млрд лет. Данные, полученные в 2003 г. с помощью космического телескопа Хаббла, позволили оценить возраст нашей Вселенной в 13,7 млрд лет с точностью до 200 млн лет.

Таблица 4.2

Геохронологическая / Геостратиграфическая шкала

Эон (Эоно-тема)	Эра (Эратема)	Период (Сис-тема)		Эпоха (Отдел)	Возраст в млн лет, от 1950 г.
Фанерозой-ский	Кайнозойская KZ	Четвертичный Q		Голоценовая	0,01
				Плейстоцено-вая	1,6
		Неогеновый N		Плиоценовая	5,4
				Миоценовая	23,0
		Палеогеновый P		Олигоценная	34,0
				Эоценовая	59,0
	Мезозойская MZ	Меловой K		Палеоценовая	66,0
				Поздняя	97,5
		Юрский J		Ранняя	144,0
				Поздняя	163,0
				Средняя	187,0
		Триасовый T		Ранняя	208,0
				Поздняя	230,0
				Средняя	240,0
				Ранняя	245,0
	Палеозойская PZ	Пермский P		Поздняя	258,0
				Ранняя	286,0
		Каменно-угольный C		Поздняя	296,0
				Средняя	320,0
				Ранняя	360,0
		Девонский D		Поздняя	374,0
				Средняя	387,0
				Ранняя	408,0
		Силурийский S		Поздняя	420,0
				Ранняя	438,0
		Ордовикский O		Поздняя	448,0
				Средняя	478,0
				Ранняя	505,0
		Кембрийский E		Поздняя	523,0
				Средняя	540,0
				Ранняя	570,0
Криптозой-ский (Докембрий-ский)	Протерозой-ская PR	Поздний протеро-зой	Вендская		650,0
			Ри	Поздняя	1000
			фе	Средняя	1350
			й	Ранняя	1650
		Ранний протерозой			2500
	Архейская AR	Поздний архей			3000
		Средний архей			3400
		Ранний архей			3800
		Глубокий архей (катархей)			4560

Основные выводы. Относительная геохронология, определяя относительный возраст пород, устанавливает временные и пространственные взаимоотношения между горными породами и геологическими телами. Основные методы – стратиграфический и палеонтологический – появились в начале XIX в. Определение абсолютного возраста стало возможным после открытия в 1902 г. закона радиоактивного распада. Применяемые в настоящее время радиологические методы позволяют определять абсолютный возраст минералов. Это дало возможность расчленить немые толщи докембрия и решить многие другие практические и теоретические задачи геологии. Были определены временные границы эр, периодов и других геохронологических подразделений. Достаточно точно установлен возраст Земли как геологического тела – 4,56 млрд лет.

Контрольные вопросы

1. Что такое относительная и абсолютная геохронология?
2. Что такое стратиграфический метод определения относительного возраста?
3. Что такое фоссилизация и литификация?
4. Почему изучение палеонтологических остатков позволяет определять относительный возраст пластов горных пород?
5. Что такое руководящие формы палеонтологических остатков и их роль при изучении осадочных толщ?
6. В чём суть методов определения абсолютного возраста горных пород?
7. Перечислите основные методы определения абсолютного возраста и дайте их краткую характеристику.
8. Что такое геохронологическая и стратиграфическая шкалы?
9. Назовите основные стратиграфические и геохронологические подразделения.
10. Назовите эоны, эры, периоды, эпохи геохронологической шкалы.

Глава 5

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВО ВРЕМЕНИ

5.1. Основные тектонические структуры земной коры

Тектонические структуры — это конкретные, в большей или меньшей степени обособленные друг от друга участки земной коры, отличающиеся от сопредельных участков определённым сочетанием состава и условий залегания слагающих их пород. Отличительные признаки этих участков сформированы главным образом в результате тектонических движений, магматизма, метаморфизма, процессов осадконакопления. Тектонические структуры различаются по масштабам проявления, по тектоническому режиму развития и по глубине проникновения в глубь Земли.

Наиболее крупными тектоническими структурами Земли являются литосферные плиты, океаны и континенты.

Литосферные плиты — это обширные участки литосферы, тысячи километров в поперечнике, ограниченные сравнительно узкими зонами сейсмической и вулканической активности. Литосферные плиты могут быть океанические, континентальные и смешанные. Наиболее молодыми являются океанические плиты, их возраст не превышает 100–180 млн лет. Они же и самые тонкие: от 7–10 км под осевой частью срединно-океанических хребтов и до 80–100 км на наиболее древних участках океанического дна.

Литосферные плиты перемещаются по поверхности Земли как упругие жёсткие блоки, способные передавать прилагаемые к ним напряжения на значительные расстояния, не испытывая внутренних пластических деформаций, при этом их окраинные участки испытывают либо разрушение, либо наращивание.

Континенты и океаны — это наиболее крупные тектонические структуры земной коры. Континенты сложены континентальной корой, океаны — океанической (рис. 5.1). Граница между ними не совпадает с береговой линией, так как пространства, покрытые шельфовыми (мелководными) морями, сложены континентальной корой и относятся к континентам. Граница между континентальной и океанической земной корой проходит в зоне материкового

склона. Континенты и океаны обладают разной геологической историей, а следовательно, различным строением, составом и возрастом земной коры.

Континентальная земная кора имеет мощность в среднем около 40 км и состоит из трёх слоёв (снизу вверх): базальтового, гранитного и осадочного. Базальтовый слой сложен магматическими и метаморфическими породами основного состава, а также гранулитами, т.е. гнейсами, содержащими гранат. Базальтовый слой отделён от подстилающей мантии поверхностью Мохоровичича. Гранитный или гранитно-метаморфический слой образован магматическими и метаморфическими породами кислого состава: гранитоидами, гнейсами, кристаллическими сланцами. Несмотря на обязательное для континентальной коры присутствие гранитного слоя имеются участки с существенным сокращением мощности гранитного слоя вплоть до полного его выклинивания. Это участки земной коры промежуточного типа.

Континенты характеризуются следующими основными признаками: существенно большей мощностью земной коры, в составе которой повсеместно присутствует гранитный слой, верхняя мантия на границе с континентами имеет менее чётко выраженную границу, обеднена базальтовой составляющей и относительно более холодная. Магматизм в пределах континентальной коры как кислый, так и основной. Причём основной магматизм континентов по составу отличается от основного магматизма океанов.

Континентальная земная кора вторична, она сформировалась из океанической коры в процессе тектонических процессов, сопровождавшихся магматизмом и метаморфизмом, которые затем привели к образованию гранитного слоя.

Океаническая кора двухслойная (снизу вверх): базальтовый слой и осадочный слой. Мощность океанической коры до 10 км. Возраст не более 180 млн лет. Смена типов земной коры происходит по подножию континентального склона, где выклинивается гранитный слой и поднимается поверхность Мохоровичича.

Отсутствие гранитного слоя даёт основание для выделения океанической коры как самостоятельной структурной единицы. Различие между континентами и океанами не ограничивается типом земной коры и вообще литосферой, а идут глубже в верхнюю

мантию, имеющую под континентами и океанами различное строение. Под океанической земной корой астеносфера приподнята и имеет значительно большую мощность, чем под континентами. Для океанической земной коры отмечается повышенный тепловой поток и более высокая температура в верхней прикоревой части мантии. Океаны характеризуются исключительно основным магматизмом. Пониженное содержание кремнезёма в поступающих из мантии расплавах существенно понижает их вязкость, что позволяет им растекаться на поверхности на большие расстояния.

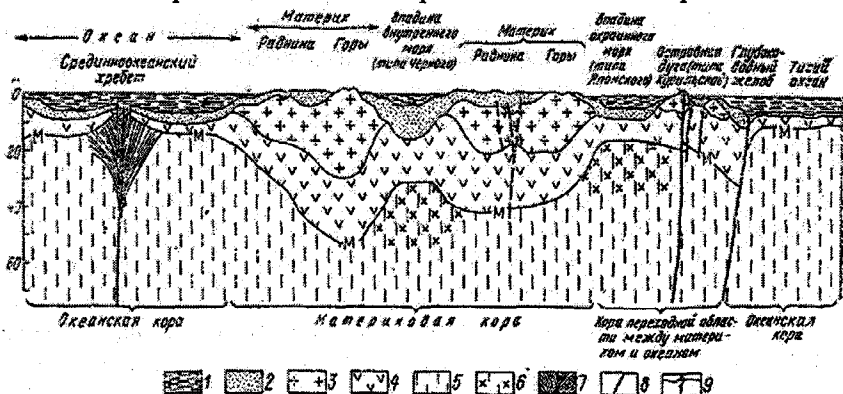


Рис. 5.1. Строение земной коры материков и океанов
[Немков, Левицкий, Гречишникова и др. 1986].

1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — гранитоидный слой; 4 — базальтовый слой; 5 — мантия (М — поверхность Мохоровичича); 6 — породы мантии повышенной плотности; 7 — породы мантии пониженной плотности; 8 — глубинные разломы; 9 — вулканический конус и магматический канал.

Практически вся океаническая земная кора сложена породами, не испытавшими складчатость и высокотемпературный метаморфизм, т.е. океаническая кора не испытала геосинклинальное развитие в его классическом понимании. Здесь не было интенсивного прогибания земной поверхности с накоплением мощных осадочно-вулканогенных толщ с последующей инверсией тектонических движений, интрузивным магматизмом, региональным метаморфизмом и складчатостью.

Граница между континентальными и океаническими участками земной коры проводится по границе выклинивания гранитного слоя, что приблизительно соответствует изобате 2,5–3,0 км.

Дальнейшее подразделение тектонических структур земной коры в пределах океанов и континентов производят на основе геотектонического режима их развития, под которым понимается направленность и интенсивность тектогенеза, магматизма и метаморфизма.

5.2. Основные структурные элементы океанов

Планомерное изучение рельефа океанического дна началось с изобретения эхолота — прибора, испускающего звуковые волны от нижней части корпуса судна и принимающего их после отражения от океанического дна. Фиксируется время T от момента испускания звуковых волн до момента их приёма на судне. Скорость звука в воде составляет примерно 1500 м/с, соответственно глубина H в данной точке будет

$$H = (1500 \text{ м/с} \cdot T)/2.$$

С этого времени были установлены основные морфологические элементы океанического дна — шельф, континентальный или материковый склон, океаническое ложе и его морфологические элементы.

Первые представления о процессах, происходящих на этой части земной коры и формирующих рельеф и структуру океанического дна, были получены в 50–60-е годы XX в., когда начались планомерные геолого-геофизические, в том числе буровые работы по изучению строения океанического дна. Были построены подробные карты изобат океанов, показавших крайнюю неоднородность морфологии океанического ложа, что объясняется неоднородностью земной коры в целом и океанической коры в частности.

Шельф представляет собой сравнительно равнинную и полугую (не более 1°) территорию, простирающуюся от береговой линии до глубины, где резко увеличивается крутизна океанического дна. Это внешняя граница шельфа. Глубина моря вдоль этой границы составляет 200–600 м. Ширина шельфа колеблется от одного километра до 1000–1500 км, составляя в среднем 70–80 км. Площадь шельфа 31,08 млн км², или 8,6 % поверхности Мирового океана. Образование современного шельфа объясняют таянием ледников 10–15 тыс. лет назад и начавшемся повышением уровня Мирового океана. До этого области современного шельфа пред-

ставляли собой сушу и являлись продолжением прибрежных материковых равнин. Освобождение воды при таянии ледников привело к их затоплению. Предполагается, что в XXI в. при потеплении климата и вызванного этим таяния ледников уровень Мирового океана может повыситься на 50–60 см.

В образовании шельфа определённую роль играл и тектонический фактор. Наклон шельфа в сторону океана и наличие сбросов указывает на произошедшие погружения окраинных частей континентов.

Формирование шельфа можно рассматривать как результат совместной деятельности морской трансгрессии и абразии, тектонических опусканий и осадконакопления.

За зоной шельфа следует материковый склон. Увеличивается угол наклона морского дна, средние значения составляют 3–5°, максимальные – до 45°. Нижняя граница материкового склона проходит в среднем по изобате 2,5–3 км. Его ширина колеблется от 8–10 км до 25–270 км, а площадь составляет 24,52 млн км² или 6,8 % от площади поверхности Мирового океана. Высота склона превышает 3 км, достигая в области островных дуг значений 5–6 км и более.

На крутых участках материкового склона рыхлые осадки под действием силы тяжести соскальзывают, скапливаясь у его подножия. Рельеф материкового склона представляет собой чередование крутых уступов и ступеней, покрытых осадками. Он осложнён системой поперечных глубоковрезанных подводных каньонов. По этим каньонам с континентов поступает в виде мутьевых потоков большое количество обломочного материала, формируя в устьях каньонов мощные конусы выноса. Иногда подводные каньоны представляют собой продолжения современных речных долин крупных рек (Гудзон, Конго, Амазонка и др.). У подножия материкового склона происходит интенсивное накопление осадочного материала, сносимого с континентов, и его рельеф представляет собой аккумулятивную равнину, осложнённую крупными холмами, образованными конусами выноса или гигантскими оползневыми массивами.

Шельфы и материковые склоны образуют подводные окраинные части континентов. Это зона соприкосновения и взаимодейст-

вия континентальной и океанической земной коры. Далее простирается собственно океаническое ложе — область океанической земной коры.

Подводные окраины континентов делятся на пассивные и активные. Первые характерны для Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, вторые — для Тихого океана. На пассивных окраинах практически отсутствует тектоническая активность, нет землетрясений и проявлений вулканизма. Пассивные окраины состоят из шельфа (глубина до 500 м), континентального склона (крутизна до 30° и глубина обычно не более 3 км) и континентального подножия шириной до 4–5 км.

Активные окраины континентов характеризуются сейсмической и часто связанной с ней вулканической активностью. Они бывают островодужного и андийского типов.

Островодужные окраины состоят из окраинного моря, островной дуги и глубоководного желоба шириной от 50 до 100 км, глубиной 6–11 км и протяжённостью до тысяч километров, расположенного вдоль фронтального склона островных дуг, обращённого в сторону океана. Окраинные моря подстилаются корой переходного типа с мощным слоем осадков — более 10 км. Островные дуги — это система надводных и подводных хребтов, приуроченных к единому фундаменту. Они делятся на энсиалитические дуги, залегающие на континентальной коре, мощностью до 30 км (Японская дуга) и энсиматические дуги, залегающие на океанической коре, мощностью до 20–25 км (Алеутская дуга).

Активные окраины континентов андийского типа характеризуются отсутствием окраинных морей и островных дуг, а глубоководные желоба примыкают непосредственно к окраинам континентов, представляющих собой крупные горные сооружения. Примером таких окраин является западное побережье Южной Америки.

Океаническое ложе — наиболее обширная по площади часть дна Мирового океана. В составе его рельефа выделяют глубоководные (абиссальные) равнины и разделяющие их подводные океанические поднятия.

Главной особенностью рельефа океанического ложа является планетарная система срединно-океанических хребтов (СОХ),

строение которой приведено в разделе 3.6. Нижние части склонов срединно-океанических хребтов обычно пологие, а осевые части СОХ выражены узкими (20–30 км) рифтовыми зонами, отличающимися магнитными аномалиями, повышенной сейсмичностью и высоким тепловым потоком – в 5–7 раз выше среднего, что свидетельствует о вертикальном движении снизу вверх конвекционных потоков в мантии под хребтами. Согласно концепции тектоники плит в зоне рифтов срединно-океанических хребтов происходит формирование новой океанической коры в результате спрединга (раздвижения жёстких блоков коры) и в образующемся пространстве воспроизводства новой коры океанического типа за счёт магмы основного состава, поднимающейся из верхней мантии, разогретой, восходящими конвекционными потоками. На некоторых участках СОХ, где поступление расплава из мантии происходит наиболее активно, рифтовая структура отсутствует, и образуются горсты – Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединно-Атлантический хребет у южной оконечности о. Исландия.

Отдельные участки срединно-океанических хребтов смещены относительно друг друга поперечными разломами, названные трансформными. На поверхности океанического ложа они выражены уступами дна или узкими глубокими каньонами.

Большая часть океанического ложа является асейсмичной. Это океанические платформы, или талассократоны, выраженными в рельефе как абиссальные равнины. Их поверхность осложнена многочисленными внутриплитными котловинами и поднятиями.

Нередко во внутриплитных котловинах выделяются изолированные плосковершинные вулканические горы, встречающиеся группами или как одиночные поднятия. Это так называемые гайоты. Они представляют собой конусы потухших вулканов, вершина которых срезана абразией. Часто на вершинах, когда они находятся на небольшой глубине, не более 50 м, образуются коралловые постройки. Гайоты возникают в результате погружения древних вулканических островов, вызванного нагрузкой масс вулканических пород на подстилающую океаническую кору, более тонкую и менее жёсткую, чем континентальная земная кора. Их плоские вершины располагаются на глубинах до 2500 м.

Внутриплитные поднятия образуют подводные банки, плато или острова с превышением рельефа в 2,5–3,0 км. Это поднятия Шатского в Тихом океане, Броккен в Индийском и др. В пределах внутриплитных поднятий получили развитие интенсивные извержения лав основного и ультраосновного состава. Наиболее широко распространены щелочные базальты.

К этому типу структур можно отнести архипелаги вулканических островов, вытянутые вдоль определённых линий. Например, система Гавайских островов, ориентированная с северо-запада на юго-восток. В юго-восточном направлении устанавливается последовательное омоложение возраста вулканических пород, слагающих острова. А на крайнем юго-восточном о. Гавайи вулканические процессы продолжаются и в настоящее время – вулкан Килауэа. Омоложение возраста островов и их линейное расположение позволяют предположить существование горячей точки в мантии, над которой перемещается литосферная плита.

5.3. Основные структурные элементы континентов

У континентов длительная геологическая история развития. Они сформировались под действием различных, часто разнонаправленных, геологических процессов, в результате которых из материнской океанической коры была сформирована континентальная кора. Это складкообразование, уплотнение осадочно-вулканогенных масс, региональный метаморфизм и гранитоидный магматизм. В зависимости от времени формирования континентальной коры и истории её развития отдельные части материков могут быть резко различны по структуре, составу и мощности коры.

Основными структурными элементами континентов являются континентальные платформы, континентальные рифты, глубинные разломы, подвижные складчатогeosинклинальные пояса, геосинклинальные и эпиплатформенные орогенные пояса.

Платформы – это обширные территории континентальной коры, обладающие слабой тектонической активностью, колебательными (эпейрогеническими) движениями малой амплитуды и малой скорости и спокойным равнинным рельефом. Платформы имеют двухъярусное строение, состоят из складчатого основания (фундамента) и покрывающего его осадочного чехла (рис. 5.2).

Нижний ярус или кристаллический фундамент платформ сложен складчатыми, глубоко метаморфизованными породами, прорванными гранитоидными интрузиями. Фундамент древних платформ докембрийского возраста, формировался в архее, раннем и среднем протерозое. Затем подвергался длительному размыву и денудации, в результате чего, были вскрыты наиболее древние породы, залегающие на большой глубине.

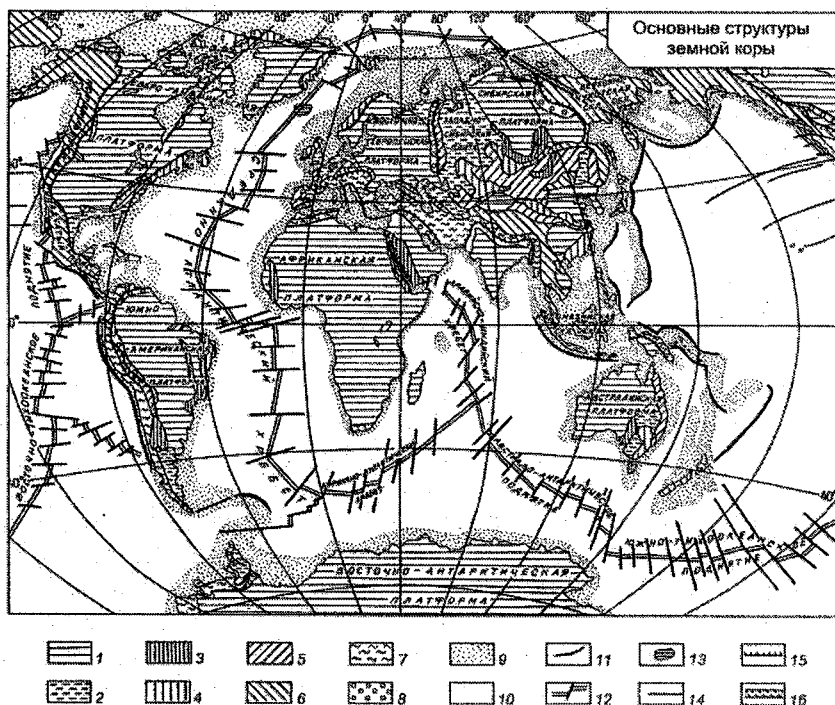


Рис. 5.3. Основные структуры земной коры [Хаин, 2001].

- 1 – древние платформы; 2 – молодые платформы; 3–7 – складчатые системы:
 3 – позднекембрийские, 4 – раннепалеозойские, 5 – позднепалеозойские,
 6 – мезозойские, 7 – кайнозойские; 8 – позднепалеозойские, мезозойские
 и кайнозойские краевые прогибы; 9 – зона шельфа и континентального склона;
 10 – ложе океана; 11 – глубоководные желоба; 12 – рифтовые зоны
 срединно-океанических хребтов; 13 – острова с корой океанического типа;
 14 – разломы; 15 – крупные надвиги; 16 – внутриконтинентальные рифты

Верхний ярус платформ представлен осадочным покровом или чехлом, залегающим полого и с резким угловым несогласием на породах фундамента. Платформенный чехол на древних платформах образован преимущественно осадочными, морскими и континентальными породами рифея – венда до кайнозоя.

Наиболее крупные структурные элементы платформ – это щиты и плиты, выделяются по положению фундамента.

Щиты – это области выхода на поверхность кристаллического фундамента платформы. Для этих областей на протяжении основного времени развития платформы, исключая кратковременные периоды, характерны положительные вертикальные движения. При этом они подвергаются интенсивной денудации. Поэтому в области щитов древних платформ на поверхность выходят наиболее древние сильно метаморфизованные породы. Платформенные осадки в пределах щитов встречаются спорадически, небольшими участками, имеют малую мощность. Примерами щитов являются Балтийский и Украинский щиты на Русской платформе, Анабарский и Алданский щиты на Сибирской платформе и Канадский щит на Северо-Американской платформе.

Плиты – это крупные отрицательные тектонические структуры платформ, испытывающие преимущественно нисходящие движения небольшой амплитуды. Для них характерно сплошное развитие осадочного чехла значительной мощности. Плиты древних платформ – это Русская, Среднесибирская и Сахарская плиты.

На плитах выделяют очень пологие структурные формы: отрицательные – синеклизы и положительные – антеклизы. Наклон пластов на крыльях синеклиз и антеклиз измеряется первыми градусами, иногда минутами. В пределах синеклиз фундамент погружается на 1,5–2 км, мощность осадочного чехла возрастает до 3–24 км. Для областей синеклиз характерно небольшое число перерывов в осадконакоплении. В.Е. Хаин выделяет два типа синеклиз. К первому типу он относит крупные и особенно глубокие синеклизы, с мощным осадочным чехлом до 24 км, обычно приуроченные к периферии платформ – Прикаспийская синеклиза. Второй тип – это трапповые синеклизы, с менее мощным осадочным чехлом. Верхняя часть разреза трапповых синеклиз сложена мощными пластами базальтовых пород (траппов), например Тунгусская синеклиза Сибирской платформы. На плитах выделяют и структуры более мелкого

порядка — своды составляющие антеклиз, впадины — составляющие синеклиз и валы — вытянутые пологие поднятия шириной в десятки, протяжённостью в первые сотни километров.

Авлакогены — линейные впадины внутри платформ, связанные с крупнейшими разломами фундамента. Их можно рассматривать как крупные рифтообразные прогибы, выполненные мощной толщей континентальных, морских и вулканогенных осадков. Авлакогены могут быть сквозными и пересекать всю платформу, но чаще они тупиковые и выходят на край платформы лишь одним концом. Это — погребенные структуры, вверх по разрезу обычно сменяются синеклизами. Днепровско-Донецкий авлакоген сменяется Украинской синеклизой.

Молодые платформы в зависимости от возраста их фундамента называют эпи- или послебайкальскими, эпикаледонскими, эпигерцинскими или эпикиммерийскими. Молодыми платформами являются эпибайкальская Тимано-Печорская, эпипалеозойская Западно-Сибирская, эпигерцинская Скифская и др. Площадь распространения молодых платформ примерно в 10 раз меньше, чем площадь распространения древних платформ. Рельеф аналогичен рельефу древних платформ. Породы фундамента молодых платформ метаморфизованы в меньшей степени. Структуры осадочного чехла в значительной мере наследуют структуры фундамента. Граница между осадочным чехлом и фундаментом обычно нечёткая, она достаточно чёткая только в районах, где чехол ложится на породы фундамента с большим перерывом.

Молодые платформы подчинены древним и либо располагаются между ними, как Западно-Сибирская между Восточно-Европейской и Сибирской, либо их окаймляют, как Средне-Европейская окаймляет Восточно-Европейскую.

Континентальные рифты. Это система сейсмически активных грабенов протяжённостью в тысячи километров, возникших в результате растяжения и утончения литосферы, сопровождаемых на глубине выступами астеносферного слоя, что вызывает повышенный тепловой поток и активизацию вулканической деятельности. Континентальные рифты широко распространены. Это Аравийско-Африканский рифтовый пояс — наиболее крупная структура этого типа на Земле (рис. 5.4). Прослеживается вдоль восточного побережья Африки на 6500 км, далее соединяется с

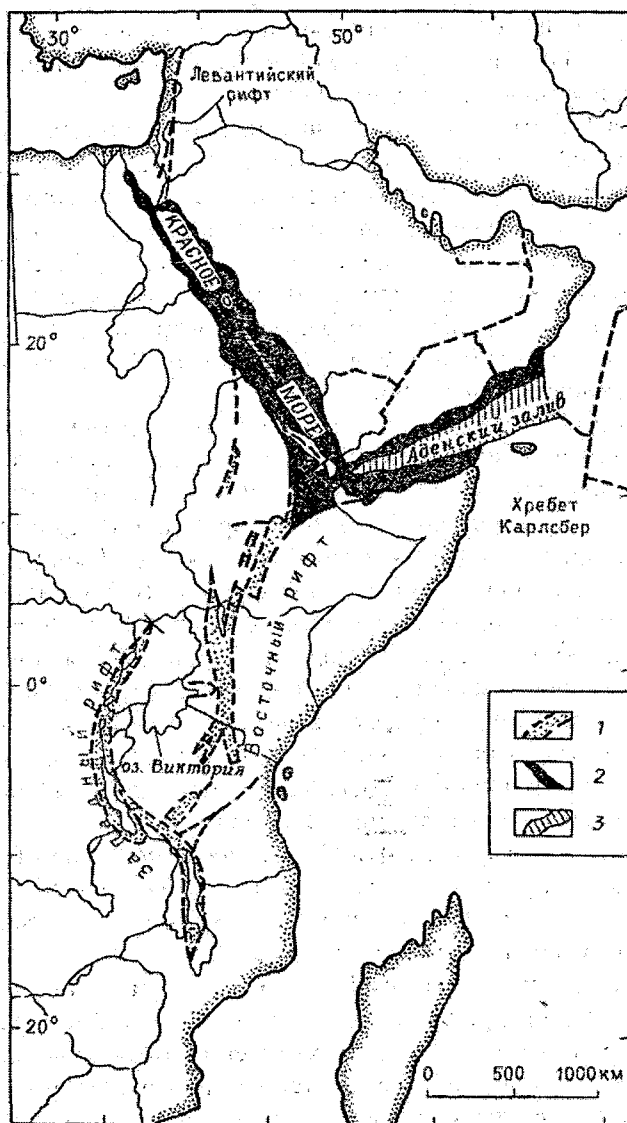


Рис. 5.4. Рифтовая система Восточной Африки и Аравийского полуострова [Павлинов, Соколовский; 1990].

1 — на континентальной коре; 2 — на тонкой континентальной коре;
3 — на океанической коре

рифтами Аденского залива и Красного моря. Байкальский рифт прослеживается на докембрийской платформе более чем на 2500 км и включает грабен, являющийся котловиной озера Байкал, и другие грабены. Рейнский рифт расположен на эпигерцинской платформе и также состоит из нескольких грабенов: Верхнерейнского, Гессенского и Нижнерейнского. Он сравнительно небольшой протяжённости, около 600 км.

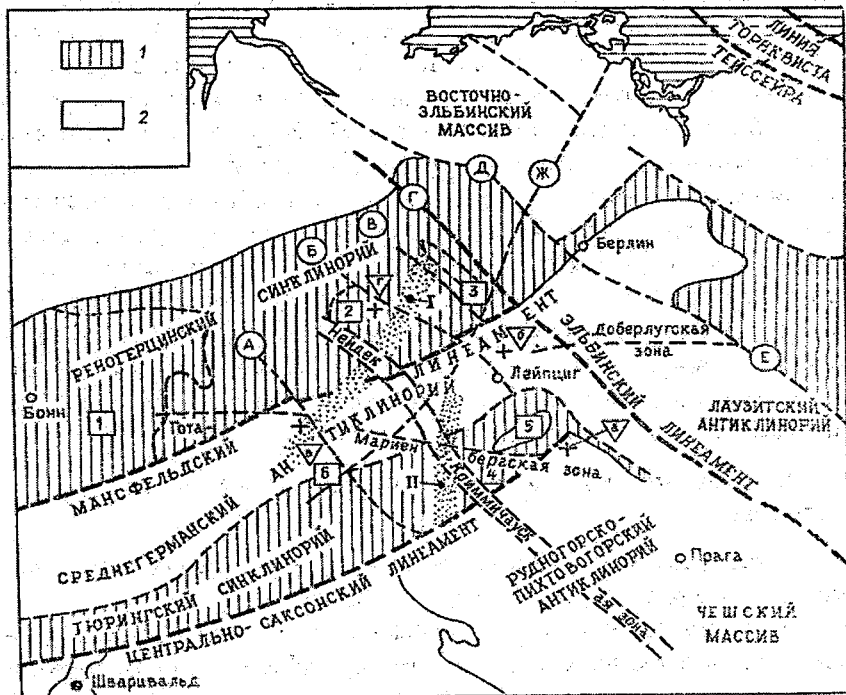


Рис. 5.5. Расположение зон разломов в Центральной Европе [Павлинов, Соколовский, 1990].

1 – синклинии; 2 – антиклинории.

Цифры в квадратах: 1 – Рейнские Сланцевые горы; 2 – Гарц; 3 – Флехтинген-Росслауское поднятие; 4 – Лесниц-Цвёницкая синклиналь; 5 – Гранулитовые горы; 6 – Тюрингский лес.

Буквы в кружках – разломы: А – Хаусааксенский; Б – Северо-Гарцский; В – Ал-лертальский; Г – Гарделеген-Виттенбергский; Д – Виттенберг-Хафельбергский; Е – Главный Лаузитский; Ж – Ильменау-Нойерупинский.

Буквы в треугольниках – дайковые комплексы.

Римские цифры – орогенные сводовые зоны

В настоящее время установлены следующие эпохи возникновения континентальных рифтов: архейская, протерозойская, палеозойская и мезозойско-кайнозойская. Они различаются масштабами, термическими режимами и особенностями магматизма.

Глубинные разломы — это разломы, характеризующиеся длительностью и унаследованностью развития, большой пространственной протяженностью и большой глубиной заложения. Они достигают границы Мохоровичича и уходят далее вглубь, возможно достигая астеносферы, т.е. представляют собой разломы сиалитической оболочки Земли. Многие глубинные разломы скрыты под толщей осадков покровами вулканических пород и могут быть заполнены телами интрузий. Характерной особенностью глубинных разломов является длительность развития. Так, Эльбинский глубинный разлом был активным в ордовике-девоне, затем в карбоне-перми, что подтверждается приуроченностью к нему в эти периоды вулканических пород и гранитоидного магматизма (рис. 5.5). В юре-палеогене опять активизация, продолжающаяся и в настоящее время и проявляющаяся в разнонаправленных движениях крыльев разлома. Северо-восточное крыло смещается на северо-запад, а юго-западное на юго-восток и Лаузитский блок при этом медленно поднимается.

5.4. Складчато-геосинклинальные пояса, области, системы

Части континентов? разобшающие платформы, получили название складчато-геосинклинальных поясов.

Если платформы как тектонические структуры континентальной коры малоподвижны и достаточно стабильны, то геосинклинали, также крупные тектонические структуры, являются мобильными (подвижными).

Существуют различные определения геосинклиналей. Одно из наиболее общепринятых рассматривает геосинклиналь как вытянутую зону с аномально высокой подвижностью, значительной расчленённостью, характеризующуюся на ранних этапах развития преобладанием интенсивных погружений, сменяющихся на заключительном этапе интенсивными поднятиями.

Геосинклинали характеризуются линейностью геосинклинальных зон и входящих в их состав геоструктурных элементов,

большим размахом и контрастностью вертикальных тектонических движений, огромной мощностью накопленных осадочных толщ (10–25 км) и их специфическим литологическим составом, активным магматизмом и метаморфизмом, повышенным тепловым потоком, высокой сейсмичностью и другими аномалиями геофизических полей. Эти отличительные признаки характеризуют геосинклинали как области максимальной тектонической и магматической активности земной коры. Следует также отметить для осадочных толщ геосинклиналей быструю изменчивость мощностей и литологического состава пластов вкрест простирания и относительную выдержанность пластов по простиранию.

Геосинклинальные участки земной коры в значительной степени неоднородны. Предлагается различать следующие геосинклинальные структуры: геосинклинальные пояса, геосинклинальные области, геосинклинальные системы, срединные массивы, частные геосинклинали и антиклинали, эвгеосинклинали и миогеосинклинали, орогенные структуры [Хаин, 2001].

Геосинклинальные пояса представляют собой обширные, линейно вытянутые тектонически высокоподвижные участки земной коры, разделяющие древние платформы или отделяющие их от океанов. Выделяют два основных типа геосинклинальных поясов: межконтинентальный – располагается между древними континентальными платформами и окраинно-континентальный – располагается между платформами и океаническим ложем, включая окраинные моря островные дуги и глубоководные желоба. Длина – десятки тысяч километров, ширина – порядка сотен, иногда тысяч километров.

С позднего протерозоя, за последние 1,6 млрд лет, возникли пять главных геосинклинальных поясов: Тихоокеанский, окружающий Тихий океан и отделяющий его ложе от материковых платформ; Средиземноморский, простирающийся от Гибралтара через южную Евразию до Малайского архипелага, где он сочленяется с Тихоокеанским поясом; Урало-Монгольский, огибающий Сибирскую платформу с запада и юга и отделяющий её от Восточно-Европейской и Китайской платформ; Атлантический, охватывающий побережье материков в северной части Атлантического океана; Арктический – вокруг Северного Ледовитого океана.

Геосинклинальные области — крупные, относительно обособленные участки геосинклинального пояса, отличающиеся от смежных областей строением, возрастом складчатости и особенностями истории её развития. Состоят из складчатых систем одного или близкого возраста, например завершившие складчатость в конце рифея называют байкалидами, в середине палеозоя — каледонидами и в конце палеозоя — герцинидами. Колебательные вертикальные (эпейрогенические) имеют относительно большую скорость и амплитуду. Границами геосинклинальных областей обычно являются глубинные разломы.

Геосинклинальные системы — линейно вытянутые зоны геосинклинальных поясов и областей, характеризующиеся высокой подвижностью, на начальной стадии — интенсивным погружением, а на заключительной — мощным складко- и горообразованием. Смежные геосинклинальные системы, разделённые срединными массивами, входят в состав геосинклинальных областей, образующих геосинклинальные пояса.

Срединные массивы — относительно устойчивые участки в пределах геосинклинальной области, существующие на протяжении ряда этапов её развития, не подвергавшиеся значительным опусканиям. По характеру отложений, магматизму и складчатости обнаруживают тектонический режим, близкий к платформенному. В отличие от платформы, окружённой складчатыми системами резко различного возраста, срединный массив лежит внутри складчатых сооружений близкого или одинакового возраста.

Частные геосинклинали (интрагеосинклинали) и частные антиклинали (интрагеоантиклинали). Интрагеосинклинали — это узкие прогибы внутри геосинклинальных систем, вытянутые на сотни километров при ширине в десятки километров, характеризующиеся отложениями большей мощности. Интрагеоантиклинали — это линейные поднятия, разделяющие интрагеосинклинальные прогибы в пределах геосинклинальных систем. Отличаются меньшей мощностью отложений.

Эвгеосинклинали и миогеосинклинали отражают поперечную зональность геосинклинальных систем. Эвгеосинклинали — это внутренние прогибы геосинклинальных систем, примыкающие к срединным массивам. Они обнаруживают в высокую

степень магматической активности как интрузивной, так и эффузивной. Отложения эвгеосинклиналей испытывают региональный метаморфизм, превращаясь в кристаллические сланцы. Миогeosинклинали – это внешние прогибы геосинклинальных областей, обращённые к смежной платформе и отличающиеся слабой магматической активностью – редкие покровы основных лав и небольшие гранитоидные массивы. Степень метаморфизма пород низкая.

Эвгеосинклинали ранее миогeosинклиналей начинают испытывать складчатость и поднятия, формируя горно-складчатые сооружения с переходом геосинклинальных поясов к орогенному периоду развития.

5.5. Развитие геосинклиналей

Геосинклинали, как выше уже отмечалось – это обычно линейно вытянутые зоны земной коры, характеризующиеся высокой подвижностью, контрастными изменениями геодинамических напряжений, большой мощностью отложений (10–25 км), трещиноватостью и, следовательно, высокой проницаемостью коры, выражающейся в активном магматизме и метаморфизме.

Возникновение и развитие геосинклиналей есть сложный и многостадийный процесс. В процессе изучения геосинклиналей и общего развития геотектоники, как науки о структурах земной коры и путях их развития, появились различные схемы, описывающие закономерности их развития как структур литосферы. В классическом учении о геосинклиналях выделяются два этапа их развития – геосинклинальный и орогенный. Геосинклинальный этап делится на стадию начального погружения и зрелую, или предорогенную стадию, орогенный этап – на раннеорогенную, собственно орогенную и посторогенную стадии (рис. 5.6).

Стадия начального погружения характеризуется интенсивным погружением и накоплением мощной (до 10–12 км) толщи морских песчано-глинистых осадков. Прогибание коры сопровождается образованием трещин и излиянием вдоль них базальтовых лав. В конце начальной стадии происходит инверсия наиболее глубоких прогибов, что сопровождается складкообразованием и внедрением первых гранитоидных интрузий. В геосинклиналях на этой стадии выделяются участки интрагеосинклинальные и интрагеоантиклинальные.

Зрелая, или предороговая, стадия характеризуется дальнейшим прогибанием геосинклинали. Скорость прогибания снижается, но увеличивается площадь опускающихся участков. Рельеф характеризуется наличием глубоких интрагеосинклинальных прогибов, являющихся морскими бассейнами, и разделяющих их узких интрагеосинклинальных поднятий – островных гряд. Происходит накопление в морских условиях с определённой ритмичностью глин, песчаников, алевролитов и др. В пределах миогеосинклиналей и участка затопления срединных массивов откладывается известняковая формация. Трещинный вулканизм сменяется центральным, преобладают подводные излияния. Завершение стадии отмечается внедрением гранитоидных интрузий преимущественно в звгеосинклиналях и метаморфизмом накопленных ранее осадков. Субвулканические интрузии представлены штоками, силами, дайками. Завершение данной стадии характеризуется сменой знака вертикальных движений, инверсия охватывает всю геосинклиналь. Стадия заканчивается внедрением гранитоидных интрузий, выделяемых как синорогенные.

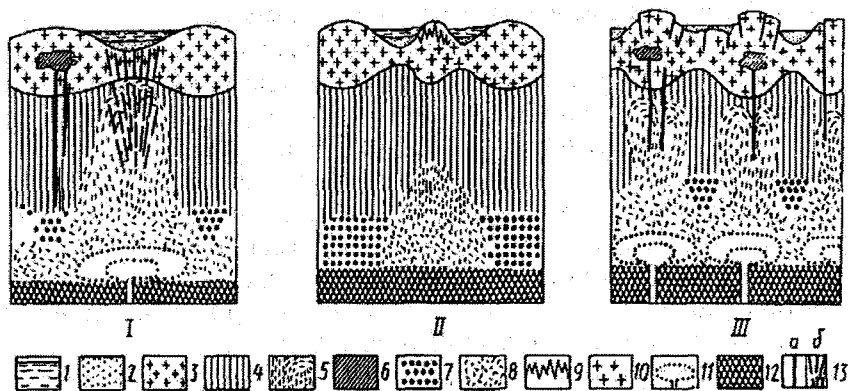


Рис. 5.6. Строение тектоносферы при геосинклинальном (I – доинверсионная и II – инверсионная стадии) и орогенном (III) режимах. [Короновский, Якушова, 1991].

1 – морская вода; 2 – осадки; 3 – континентальная кора; 4 – верхний слой мантии в холодном состоянии; 5 – то же в горячем состоянии; 6 – кислые и средние интрузивы; 7 – нижний слой мантии в холодном состоянии; 8 – то же в горячем состоянии; 9 – складкообразование; 10 – гранитизация; 11 – вынос тепла из глубоких сфер; 12 – средняя мантия; 13 – проницаемость; а – сосредоточенная, б – рассеянная

Раннеорогенная стадия характеризуется разрастанием интрагеоантиклинальных участков и соответственно сокращением областей аккумуляции осадков. Среди осадков преобладают грубозернистые терригенные, лагунные эвапоритовые и угленосные отложения. Усиливаются складкообразовательные процессы, надвиги. В связи со снижением проницаемости коры в условиях сжатия ослабевают эффузивный магматизм; продолжается внедрение гранитных интрузий. В конце стадии в результате разрастания интрагеоантиклинальных участков образуется слаборасчленённая суша, в которой начинают закладываться межгорные впадины и в зоне сочленения с платформами – передовые прогибы. Передовые прогибы имеют вытянутую форму, заполнены осадками мощностью до 10–15 км (рис. 5.7).

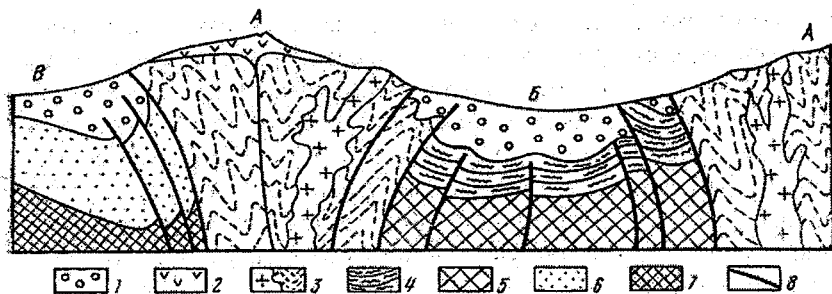


Рис. 5.7. Структурные элементы орогенной области.

[Немков, Левицкий, Гречишникова и др., 1986].

А – горное поднятие; Б – межгорная впадина; В – краевой прогиб.

1 – молассы (осадочные породы, заполняющие краевые и межгорные прогибы);

2 – вулканические покровы; 3 – складчатый геосинклинальный комплекс;

4–5 – срединный массив (4 – чехол, 5 – фундамент); 6–7 – платформа

(6 – чехол, 7 – фундамент); 8 – разломы.

Собственно орогенная стадия характеризуется активным горообразованием; скорость восходящих движений превышает скорость денудационных процессов (рис. 5.8). Одновременно углубляются передовые прогибы. В межгорных впадинах накапливаются мощные толщии грубообломочных континентальных отложений. По трещинам в сводовых частях поднятий на поверхность извергаются лавы кислого и основного состава. Продолжается формирование гранитоидных интрузий кислого и щелочного состава. В конце стадии практически завершается складкообразова-

ние, прежде всего в осевых частях, приобретающих сводово-глыбовую структуру, осложнённую разломами. В связи со значительной расчленённостью рельефа усиливается гравитационная складчатость, в результате образуются крупные пологие надвиги и покровы.



Рис. 5.8. Схема строения горно-складчатого сооружения на орогенном этапе: [Короновский, Якушова, 1991].

1 – горно-складчатое поднятие; 2 – межгорная впадина; 3 – передовой прогиб. Стрелки указывают направление сноса обломочного материала с растущего поднятия

Посторогенная стадия, называемая также тафрогенной (от греч. *taphros* – ров), является стадией развития геосинклинали, предшествующей её переходу в платформенный этап развития. Происходит образование крупных тектонических разломов – сбросов, приводящих к опусканию отдельных блоков и формированию грабенов, заполняемых обломочным материалом. По разломам, ограничивающим грабены, происходит излияние базальтов. Иногда посторогенную стадию относят к ранней стадии развития платформ.

Изложенная схема является в определённой степени идеализированной, не учитывающей последние результаты исследований на основе концепции литосферных плит о роли горизонтальных движений при формировании геосинклиналей. В наибольшей степени ей соответствует развитие каледонид Центрального Казахстана, Саян; герцинид Урала, Рудного Алтая; альпид Большого Кавказа, Альп и ряда других геосинклиналей. Формирование некоторых геосинклиналей существенно отличается от изложенной последовательности чередования стадий их развития.

В новом современном понимании геосинклинального процесса геосинклинали рассматриваются как области столкновения литосферных плит, где происходит формирование гранитного слоя континентальной коры за счёт процессов переплавления и дегидратации блоков океанической коры, углубляющихся в астеносферу, и за счёт метаморфизма, деформаций и магматических процессов во фронтальных участках сталкивающихся плит.

5.6. Основные гипотезы о развитии земной коры

В XVIII в. появились первые гипотезы, в той или иной степени научно обоснованные и объясняющие причины тектонических движений и природу эволюции Земли.

В 1829 г. Эли де Бомоном (1798–1874) была выдвинута контракционная гипотеза формирования структур земной коры, основанная на предположении Лейбница о первоначально расплавленной Земле и последующем её остывании. По мере охлаждения Земли формировалась твёрдая кора, которая затем трескалась и сминалась в складки из-за уменьшения объёма остывающих внутренних частей. Так возникали горно-складчатые системы. Однако оставались без ответа вопросы расположения горно-складчатых систем и периодичность их формирования. На первый вопрос был дан ответ в середине XIX в., когда появилось учение о геосинклиналях, согласно которому горно-складчатые системы возникают на месте прогибов, заполненных морскими осадками.

Контракционная гипотеза была общепризнанной почти до конца XIX века, когда появилось слишком много новых данных, противоречащих этой гипотезе. С открытием радиоактивности стало понятно, что тепловая энергия, выделяемая при ядерных реакциях, может компенсировать потери тепла при охлаждении Земли. Поэтому в начале XX века для объяснения процессов деформации земной коры были выдвинуты новые тектонические гипотезы.

В 1933 г. Вальтер Бухер (Бачер) (1888–1965) в книге «Деформация земной коры» изложил пульсационную гипотезу, предложенную ранее в 1902 г. Ротплетцем, по которой при общем сжатии Земли фазы сжатия чередуются с фазами расширения. Их чередование является следствием периодических пульсаций подкорковых масс Земли. В фазы растяжения наиболее пластичные участки земной коры погружаются, заполняются осадками и образуются геосинклинали – начальная и предорогенная стадии. В фазы сжатия эти участки поднимаются, и осадки сминаются в складки – раннеорогенная и собственно орогенная стадии. Пульсационная гипотеза получила дальнейшее развитие в трудах В.А. Обручева (1863–1956) и М.А. Усова (1883–1939).

В действительности стройность и логичность пульсационной гипотезы являются кажущимися. Гипотеза, признавая существующую связь глубинных процессов и движений земной коры,

искажает или просто игнорирует многие важнейшие геологические факты. В истории Земли отсутствуют глобальные фазы растяжения и сжатия. Погружение и поднятие в разных геосинклиналях происходят не одновременно. Даже в пределах одной геосинклинали одновременно существуют зоны погружения и области поднятий. Пульсационная гипотеза противоречит этим и многим другим фактам.

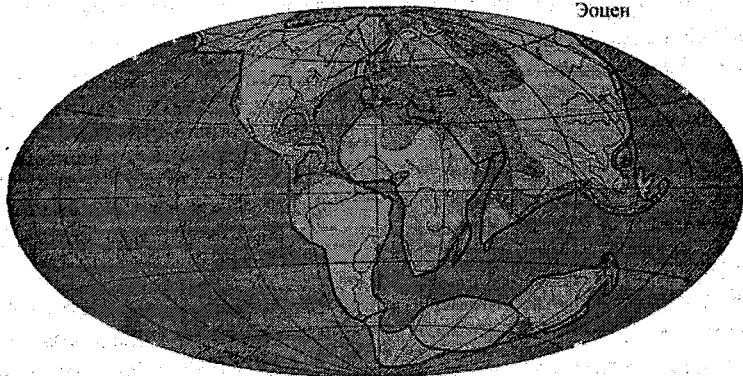
Гипотезу расширяющейся Земли сформулировал О. Хильгенберг в 1933 г., хотя на возможность расширения Земли указывали М.В. Ломоносов, Дж. Геттон и др. По представлениям О. Хильгенберга, с конца каменноугольного периода поверхность Земли увеличилась почти вдвое. В результате увеличения радиуса Земли раздвинулись континентальные блоки и образовались океанические впадины. Гипотеза достаточно голословная, совершенно не касается механизма расширения Земли. Современные расчёты показывают, что возможное расширение радиуса Земли за последние 350 млн лет не превышает долей процента.

Гипотеза глубинной дифференциации предложена в 1930–1940-х годах Рейн ван Беммеленом (1904–1983) и В.В. Белоусовым (1907–1990). Отдельные идеи этой гипотезы высказывались ранее в XVIII в. Гипотеза основана на предположении о первично холодной Земле. Последующее повышение температуры в недрах Земли объясняется выделением тепловой энергии при распаде радиоактивных элементов. В результате происходило частичное плавление вещества мантии и его дифференциация. Причиной поднятий участков литосферы является скопление под ними более лёгких силикатных расплавов – продуктов глубинной дифференциации. Вертикальные движения считаются первичными и основными. Горизонтальные движения допускаются только при складкообразовательных процессах. Складчатость пластов осадочных толщ объясняется смятием при их гравитационном сползании со склонов поднятий литосферы. Формирование океанических впадин рассматривается как результат опускания литосферы над областями оттока продуктов магматической дифференциации. Процесс завершается последующим преобразованием материковой коры в океаническую. Гипотеза противоречит современным оценкам возраста океанов и целому ряду других установленных фактов.

Верхний карбон



Эоцен



Начало квартера

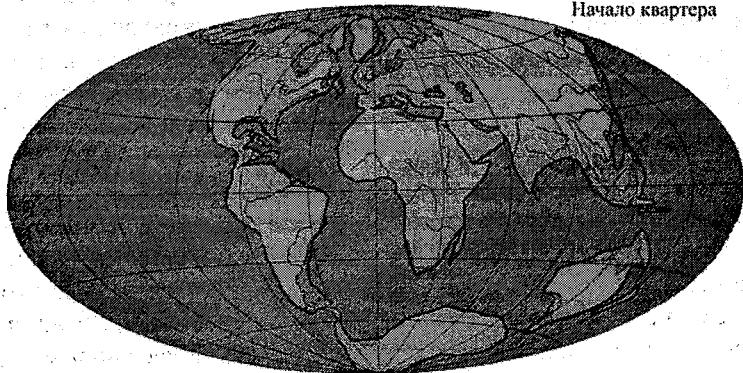


Рис. 5.9. Реконструкции земного шара для трёх периодов. Заштрихованы океаны.
[Вегенер, 1925]

Гипотеза подкорových течений, предложенная в О. Ампером (1875–1947) в 1906 г. и позже (1929 г.) более детально разработанная А.Холмсом (1890–1965), рассматривает существование в мантии круговорота подкорových конвекционных течений как причину движений земной коры и её деформации. Эти течения порождены медленными (1–10 см в год) подкорowymi течениями в верхней и средней мантии, вызванными различиями температур на одинаковых уровнях от земной поверхности. Наибольшие различия температур должны наблюдаться под континентальной корой, так как гранитный слой сравнительно обогащён радиоактивными элементами. К тому же у континентальной коры более низкая теплопроводность, чем у океанической. В местах наибольшего разогрева образуются восходящие потоки, они поднимаются и у подошвы коры разветвляются на горизонтальные и нисходящие потоки. При сближении встречных потоков происходит сжатие коры, при их расхождении её растяжение. Гипотеза не выделяет вертикальные и горизонтальные движения, придавая им одинаковые значения. Гипотеза достаточно умозрительно рассматривает механизм мантийных конвекционных потоков, противоречит полученным позже данным о строении литосферы и более глубоких оболочек Земли.

Все вышеперечисленные гипотезы структурной эволюции литосферы отводят первостепенную роль вертикальным движениям, не допуская горизонтальных перемещений материковых блоков на протяжении геологической истории. Эти гипотезы называют фиксистскими. Гипотезы, получившие название мобилистских, признают горизонтальные перемещения материковых блоков на тысячи и более километров и отводят этим движениям основную роль в формировании структур литосферы.

В 1912 г. Альфред Вегенер (1880–1930) опубликовал «Происхождение континентов и океанов» (русский перевод в 1925 г.), где сформулировал гипотезу дрейфа континентов – первую мобилистскую гипотезу. Идеи о возможности перемещений материков и о существовании в прошлом единого материка на основе сходства и соответствия очертаний береговых линий высказывались и раньше. Вегенер был первым, кто не ограничился анализом конфигурации береговых линий, а концепцию дрейфа континентов проверял данными геологии, палеонтологии, палеоклиматологии.

На основе сходства очертаний материков, общности геологических структур, соответствия территорий, подвергшихся оледенению, сходства флоры и фауны, особенно позднепалеозойской и раннемезозойской, в настоящее время разобшённых материков Вегенер сделал вывод о существовании в прошлом единого материка – Пангеи, который распался в начале мезозоя с последующим образованием современных континентов и океанов (рис. 5.9).

Вегенер утверждал, что континенты, обогащённые кремнезёмом и соответственно менее плотные, как бы плывут по более плотным глубинным породам под действием сил, возникающих при вращении Земли, подобно айсбергам. Встреченная вначале с интересом, гипотеза вскоре была отвергнута большинством исследователей, так как оставался непонятным механизм движения континентальных блоков и некоторые её положения противоречили имеющимся в то время фактам.

5.7. Новая глобальная тектоника

В 60–70 годах XX в. изучение строения и морфологии океанического дна, результаты бурения, данные палеомагнетизма и сейсмологии привели к отказу от концепции фиксизма, по которому континентальные блоки находятся в фиксированном положении относительно мантии. Полученные новые данные позволили сформулировать идеи мобилизма на фактической основе в виде концепции глобальной тектоники – гипотезы тектоники литосферных плит, ставшей основной идеей в геотектонике и геодинамике.

Согласно гипотезе тектоники плит литосфера, подстилаемая слоем пластичной астеносферы, разделена разломами на относительно монолитные жёсткие упругие плиты. На современном этапе развития Земли выделяется семь крупных (тысячи километров в поперечнике) и ряд малых (сотни километров в поперечнике) плит. Крупные плиты – это Евразийская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Индо-Австралийская, Тихоокеанская и Антарктическая литосферные плиты. Между крупными плитами расположены пояса из скоплений малых плит (рис. 5.10).

Плиты – достаточно стабильные образования, они существуют десятки миллионов лет, хотя за более длительные временные промежутки одни разломы исчезали, другие появлялись и соответственно менялись границы и размеры плит.

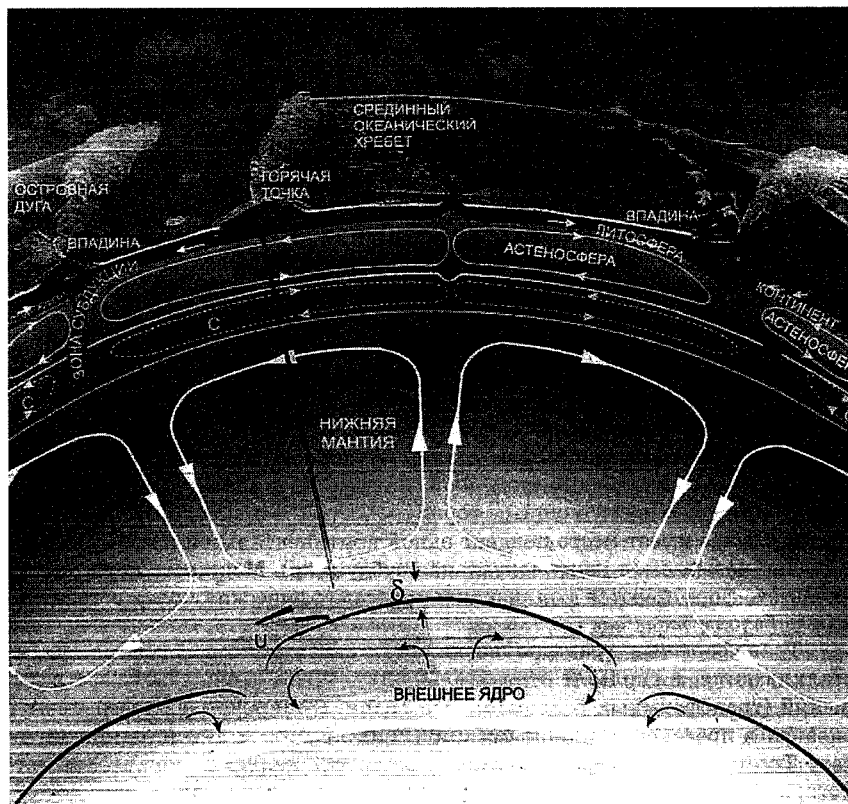


Рис. 5.11. Предполагаемый механизм тектоники литосферных плит. Конвекция в верхней мантии приводит в действие механизм тектоники плит. Расплавленное вещество подается на поверхность в срединно-океанических хребтах и других местах. Твёрдое вещество возвращается обратно на глубину в зонах субдукции. На рисунке изображена модель с отдельными конвективными ячейками в нижней и верхней мантии с промежуточным слоем С и вихревыми движениями во внешнем ядре [Гордиенко, 2008]

Границы между плитами являются тектонически активными зонами, характеризующимися повышенной сейсмической активностью, а площади внутри плит практически асейсмичны или слабо сейсмичны.

Плиты непрерывно смещаются относительно друг друга в горизонтальном и отчасти в вертикальном направлениях.

Механизм перемещение плит связан с мантийной тепловой конвекцией, вызывающей течение вещества в астеносфере, по поверхности которой происходят горизонтальные перемещения литосферных плит (рис. 5.11). Восходящие мантийные конвекционные потоки, достигая астеносферы, вызывают в ней как в слабо вязкой среде горизонтальное движение вещества. Под океанами мощность литосферы убывает, а мощность астеносферы возрастает, её температура выше, а вязкость на порядок меньше, чем под континентами. В связи с этим скорость перемещения океанических плит будет значительно больше, чем у континентальных и континентально-океанических плит. Под влиянием конвекционных течений литосферные плиты перемещаются из областей восходящих конвекционных потоков в области нисходящих. Форма мантийных течений периодически меняется, что отражается на движении литосферных плит и тектонической активности литосферы.

Литосферные плиты испытывают относительно друг друга перемещения трёх типов – плиты расходятся в противоположных направлениях (раздвиг), плиты сходятся навстречу друг другу (поддвиг), плиты скользят относительно друг друга (рис. 5.12). Границы между соседними плитами в зависимости от типа их перемещений и процессов, происходящих на их границе именуются соответственно дивергентными (от лат. *divergere* – расхождение), конвергентными (от лат. *convergere* – приближение) и трансформными (от лат. *transformatio* – преобразование).

На дивергентных границах расходящихся плит образуются срединно-океанические хребты (СОХ) с осевыми рифтами или грабенами, вдоль которых из астеносферы поступает базальтовый расплав из которого формируется новая океаническая кора (рис. 5.13, а). СОХ поднимаются над дном океана на 4–5 км, их ширина 1000–2000 км (рис. 5.14). Возраст отдельных участков рифтовой долины СОХ неодинаков. Наиболее древние мезозойские рифтовые долины в Атлантике, самые молодые, позднелавинные – в Калифорнийском заливе и Красном море, а основная часть сформировалась в конце мезозоя – начале кайнозоя, 65 млн лет назад.

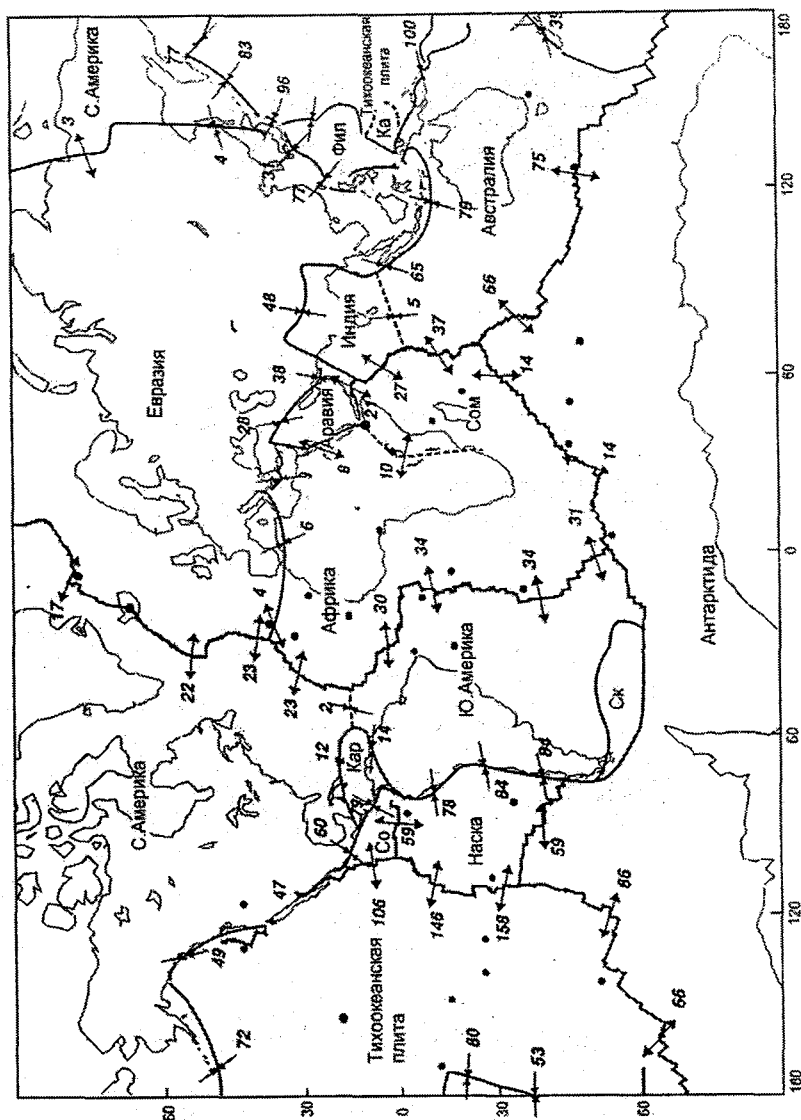


Рис. 5.12. Современные литосферные плиты и их кинематика.
[Лобковский, Никишин, Хаин, 2004].

Скорости смещения плит в мм/год.

Точками показана главные плюмы (горячие точки)

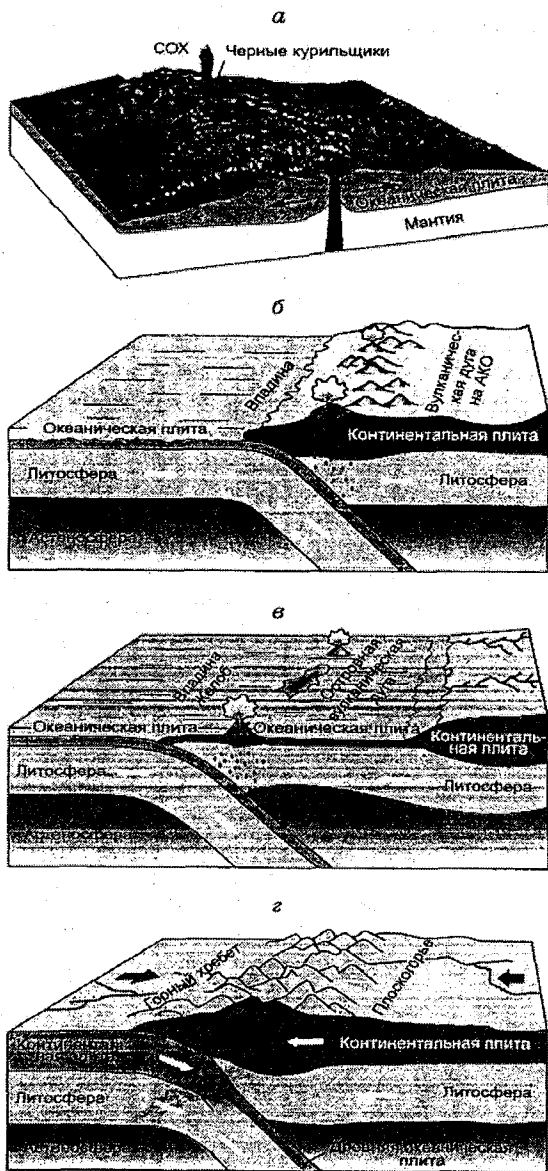


Рис. 5.13. Дивергентные (а) и конвергентные (б–г) границы литосферных плит [Гордиенко, 2008]

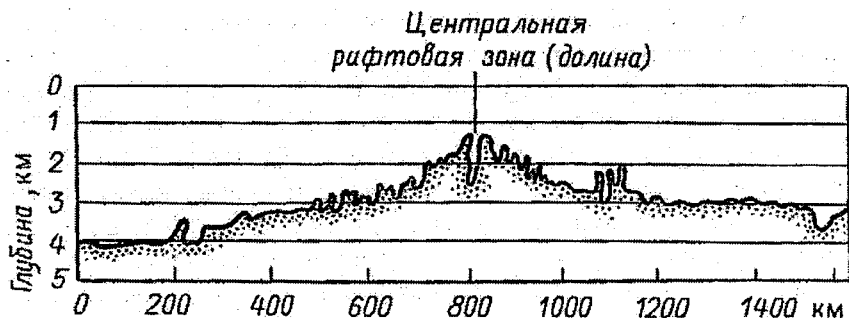


Рис. 5.14. Характерный профиль Срединно-Атлантического хребта
[Павлинов, Соколовский, 1990]

Процесс раздвигания литосферных плит с постоянным воспроизводством в зоне рифтов СОХ земной коры океанического типа получил название спрединг. Соответственно возраст океанического ложа самый молодой вдоль СОХ и наиболее древний на периферии (рис.5.15). Раздвиг плит горизонтальными ветвями конвекционных потоков дополняется их расталкиванием поднимающейся в зоне спрединга массой расплава и её сползанием со склонов СОХ.



Рис. 5.15. Возраст океанической коры, рассчитанный по магнитным аномалиям.
[Павлинов, Соколовский, 1990].

1 – суша; 2–8 – возраст пород океанического дна (млн лет): 2 – голоцен, плейстоцен и плиоцен (0–5); 3 – миоцен (5–23); 4 – олигоцен (23–28); 5 – эоцен (38–53); 6 – палеоцен (53–65); 7 – мел (65–135); 8 – юра (135–190); 9 – нет данных

По мере удаления новообразованная океаническая кора остывает и уплотняется, увеличивается мощность её осадочного покрова. Содержащиеся в базальте магнетит, гематит при остывании расплава ниже точки Кюри намагничиваются в соответствии с магнитным полем Земли и сохраняют свою ориентацию намагничивания независимо от более поздних изменений геомагнитного поля. Магнитное поле Земли периодически (через временные интервалы от десятков тысяч лет до десятков миллионов лет) испытывало инверсии – северный магнитный полюс становился южным и наоборот. Вследствие этого на океаническом ложе возникли полосы магнитных аномалий, параллельные осям спрединга. Разработанная шкала инверсий геомагнитного поля позволяет определять возраст различных участков океанического ложа и в целом ложа Мирового океана.

Скорость спрединга максимальна в юго-восточной части Тихого океана, где ежегодно наращивается до 18 см новой океанической коры. За 1 млн лет формируется полоса нового океанического ложа до 180 км и на каждый километр изливается около 360 км^3 базальтового расплава. Австралия удаляется от Антарктиды со скоростью 7 см в год, Южная Америка от Африки – со скоростью 4 см в год, Северная Америка от Европы – со скоростью 2 см в год. Медленнее процесс спрединга протекает в Красном море – 1,5 см в год.

Разрастание океанического ложа от СОХ при сохранении общей площади земной поверхности должно сопровождаться и убыванием океанического ложа. Это происходит в зонах конвергенции, где сталкиваются литосферные плиты – океаническая с континентальной, две океанические или две континентальные.

При приближении океанической плиты в зоне нисходящих конвекционных потоков к более лёгкой континентальной, обогащённой силикатами, происходит её погружение под континентальную плиту (см. рис. 5.13, б, в, г). Этот процесс называется субдукцией. Океанические плиты вместе с верхней частью мантии, их иногда называют слэбами, наклоняются под смежный с океаном континент или островную дугу, принадлежащие другой литосферной плите, и, погружаясь в мантию, уходят на глубину, образуя в зоне погружения глубоководные желоба, с осями которых совпадают зоны субдукции (рис. 5.16).

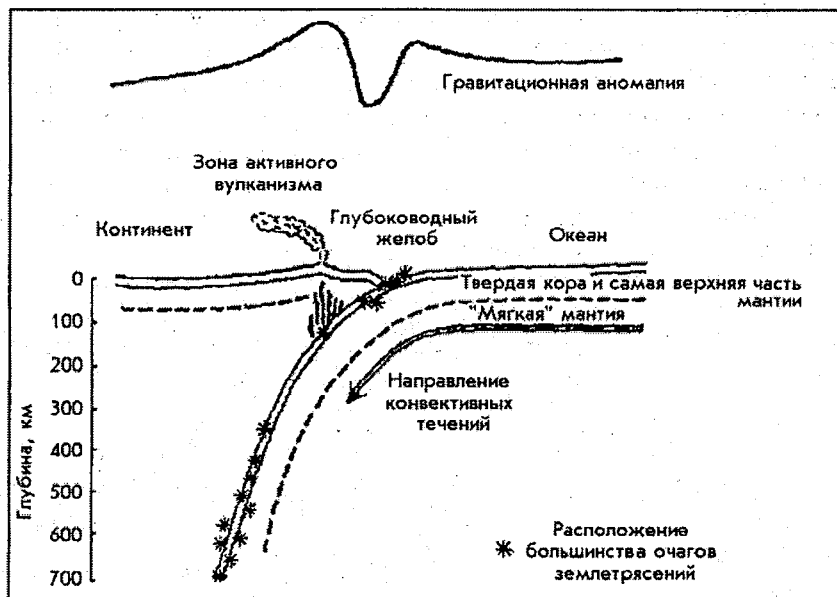


Рис. 5.16. Глубоководные желоба и очаги землетрясений [Лихт, 2004]

Глубоководные желоба в плане представляют собой узкие и длинные депрессии океанического ложа обычно дугообразной формы. В разрезе они асимметричны. Склон жёлоба, образованный опускающейся литосферной плитой, всегда более пологий. В таких желобах отмечаются максимальные океанические глубины. Линейные размеры и глубина некоторых желобов представлены в табл. 5.1.

Таблица. 5.1.

Размеры некоторых желобов

Желоб	Глубина, км	Ширина, км	Длина, км
Алеутский	7,7	50	3700
Японский	8,4	100	800
Курило-Камчатский	10,5	120	2200
Марианский	11,2	70	2550
Перу-Чилийский	8,1	100	5900
Филиппинский	10,5	60	1400

сферная плита, достигнув глубины 80–100 км, теряет воду и другие летучие компоненты, которые, поднимаясь в вышележащую мантию, вызывают её плавление. Возникающие магматические очаги питают вулканы островных дуг (Командорско-Алеутская дуга) и окраинно-континентальных поясов (Андский пояс). Иногда расплавы, более вязкие, не доходят до поверхности и застывают на глубине как интрузии, преимущественно гранитные.

При столкновении океанических плит возможен процесс, аналогичный столкновению океанической и литосферной плит, происходит субдукция, одна плита уходит под другую, что также сопровождается формированием глубоководных желобов, вдоль оси которых прослеживаются зоны высокой сейсмичности и проявлений интенсивного вулканизма (рис. 5.17).

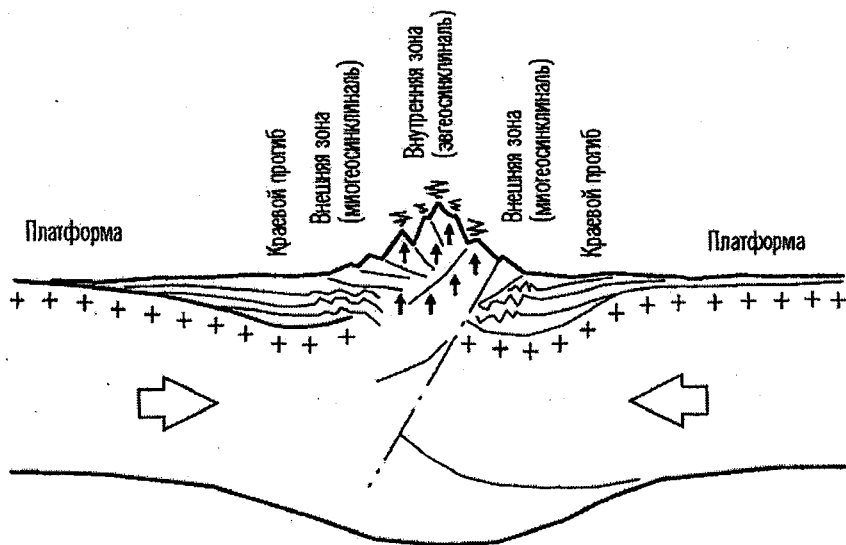


Рис. 5.18. Структурные зоны коллизионного пояса [Аплонov, 2001]

При столкновении литосферных плит, соизмеримых по размеру, или при отсутствии под зоной их соприкосновения нисходящих конвекционных потоков не возникает субдукция, а происходит их лобовое столкновение (коллизия) (рис. 5.18). Геодинамический режим столкновения континентов является исключительно мощным. Например, столкновение при скорости 5 см в год малого

континента Индостан и Азиатского континента. В процессе коллизии отложения континентальных окраин сминаются в складки, на них надвигается материал островных дуг и окраинных морей. В результате образуются складчато-надвиго-покровные горные сооружения: Кордильеры, Гималаи и др.

На трансформных границах происходит горизонтальное перемещение плит относительно друг друга вдоль вертикальных трансформных разломов без существенного их расхождения или схождения. Тем не менее, скольжение плит всегда сопровождается их некоторым сжатием или расхождением. В пограничной зоне скольжения двух плит не происходит ни образования новой коры, ни её поглощения. Такая зона представляет собой цепочку микроплит, образовавшихся при дроблении смежных сторон движущихся плит, взаимодействие которых определяется скользящим движением двух и более крупных литосферных плит.

В одних случаях трансформные разломы пересекают только срединно-океанические хребты, в других пересекают абиссальную равнину океанического дна и даже прослеживаются на континентах. В настоящее время суммарная протяжённость таких разломов на континентах значительно меньше, чем на океаническом ложе. Это объясняется не только тем, что суша занимает менее трети земной поверхности, но и значительной интенсивностью тектонических процессов в зоне распространения океанической земной коры.

Трансформные разломы океанического ложа – это например, Мендосино, Кларион в Тихом океане; Атлантис, Вернадского в Атлантическом океане; Оуэн в Индийском океане. Крупный трансформный разлом на континентах – это разлом Сан-Андреас в Северной Америке. Смещение по трансформным разломам может достигать сотен и более тысячи километров. Так амплитуда смещения для разлома Сан-Андреас составляет около 500 км, а для разлома Мендосино – 1400 км.

Внутренние области литосферных плит также подвержены дислокациям и проявлениям вулканической активности, но значительно меньшей интенсивности, минимум на порядок, чем приграничные и межплитные участки. Под влиянием разогрева снизу плита может испытывать растяжение и подвергаться рифтообразованию. Сжатие со стороны зон субдукции и коллизии плит может

являться причиной складкообразования. Происходящая под центральными областями плит астеносферная конвекция, менее значительная чем мантийная, приводит к образованию гранито-гнейсовых куполов.

Внутриплитный вулканизм вызывается поднимающимися от границы мантии и ядра и расширяющимися при приближении к литосфере тепловыми потоками, так называемыми мантийными плюмами – гипотеза горячих точек. Достигая нижней границы литосферы, эти горячие струи расплавляют её, и по образующемуся каналу расплавленная масса в виде лавы поступает на поверхность. Базальтовый состав лавы, обладающей низкой вязкостью, позволяет ей покрывать большие территории. На Деканское плоскогорье Индийской платформы менее чем за миллион лет поступило порядка 2 млн км^3 лавы. В результате образовался базальтовый покров (траппы) площадью более 500 тыс км^2 и мощностью местами 2000 м .

Современная наука полагает, что эти горячие точки являются стационарными, не меняют своего расположения по отношению к нижней мантии и существуют до 100 млн лет и более.

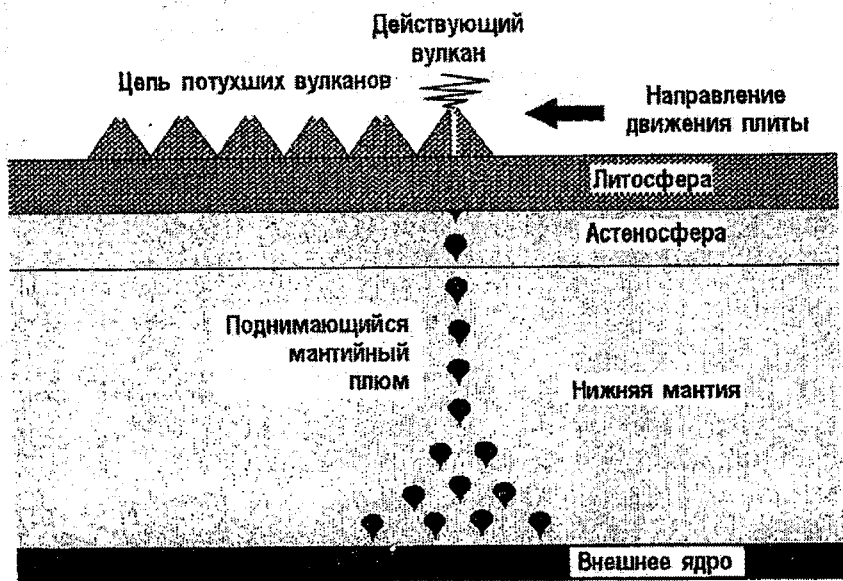


Рис. 5.19. Движение литосферной плиты над горячей точкой [Аплонов, 2001]

В литосферных плитах, попадающих при их движении на участки над неподвижными мантийными плюмами, поднимающимся расплавом проделываются каналы и образуются центры активного вулканизма (рис. 5.19). Это позволяет определять направление и скорость проходящих над горячими точками литосферных плит. Деканские траппы образовались 66 млн лет назад, тогда еще малый континент Индостан находился над горячей точкой к востоку от о. Мадагаскар.

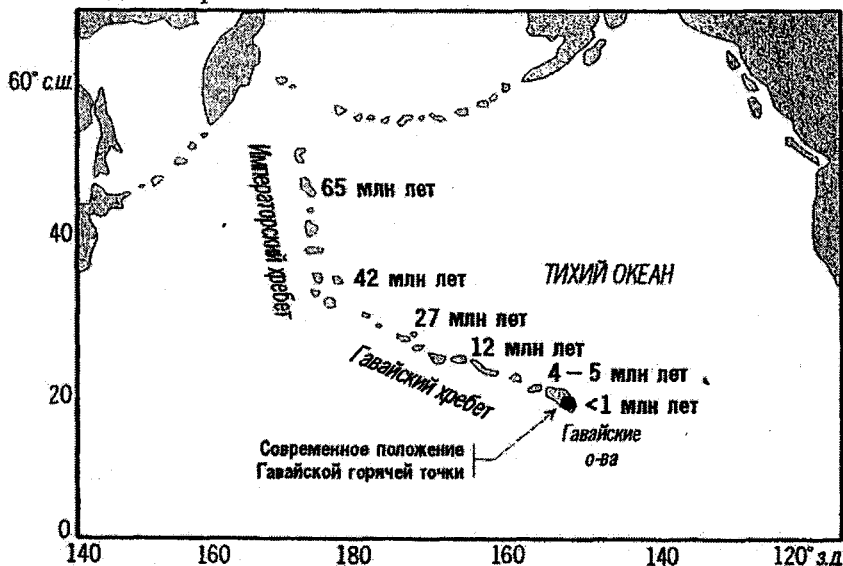


Рис. 5.20. След современной горячей точки – Гавайско-Императорский хребет в северо-западной части Тихого океана [Аплонov, 2001]

В настоящее время над одним из плюмов находится цепь Гавайских островов, точнее её южная оконечность, вытянувшихся в СЗ направлении и имеющих вулканическое происхождение. Определение абсолютного времени образования этих островов показало, что возраст Гавайских островов также возрастает в СЗ направлении. Если южный самый крупный о. Гавайи, образованный вершинами пяти вулканов, возник менее 1 млн лет назад, то северный о. Мидуэй, завершающий цепь Гавайских островов, возник более 27 млн лет назад. Возраст каждого из этих вулканических островов указывает время, когда он находился над мантийным плюмом. Зная

время пребывания над горячей точкой и пройденное за это время расстояние, можно оценить скорость движения плиты (рис. 5.20).

Координаты основных горячих точек известны и они нанесены на карту (рис. 5.21). Предполагается существование на Земле в течение мезозоя и кайнозоя от 40 до 120 активных в разное время мантийных плюмов.

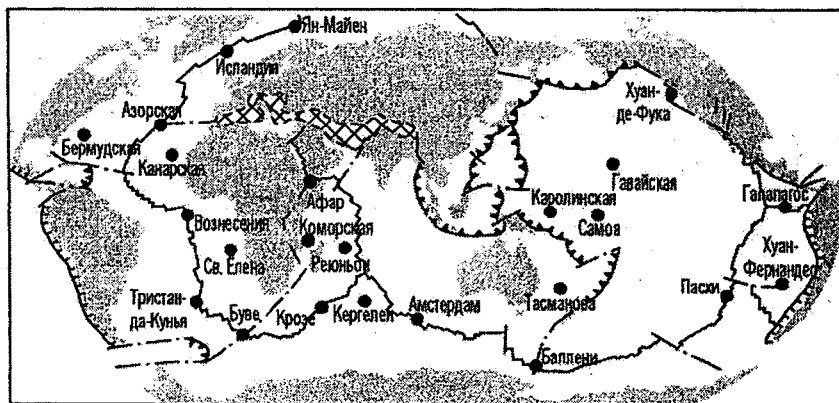


Рис. 5.21. Расположение современных горячих точек на Земле [Аплов, 2001]

Концепция тектоники литосферных плит или новая глобальная тектоника позволила объяснить или по-новому рассматривать многие процессы и явления. Это расположение и строение срединно-океанических хребтов, вулканизм в зоне их рифтовых долин, чередование положительно и отрицательно намагниченных базальтов океанического ложа по обе стороны от СОХ, разницу в возрасте и мощности осадочных пород на окраинах океанов и в их центральных частях, распределение зон сейсмической и вулканической активности.

Процесс перемещения литосферных плит начался не ранее 4 млрд лет назад, когда формировалась первая литосфера в результате остывания внешней оболочки Земли. Остывшие и затвердевшие более плотные блоки раскалывались и погружались в менее плотную горячую астеносферу. Происходила субдукция, затем начался спрединг. Этот процесс продолжается в настоящее время и будет длиться до тех пор, пока мощность литосферы не увеличится до 300–400 км, что сделает невозможным передвижение плит силами геодинамических процессов.

Основные выводы. Земная кора имеет неоднородное строение. Её океанические и континентальные участки сложены различными тектоническими структурами, что является результатом длительной эволюции Земли как геологического тела. С конца XVIII века стали предлагаться в той или иной степени научно обоснованные гипотезы, объясняющие причины тектонических движений и природу эволюции Земли. В настоящее время достаточно общепризнанной является концепция, получившая название новой глобальной тектоники, согласно которой литосфера имеет мозаичное строение, сложена жесткими плитами, разделёнными глубинными разломами. Эти литосферные плиты постоянно перемещаются в горизонтальном и отчасти в вертикальном направлениях. Механизм их перемещения связан с мантийной тепловой конвекцией. Новая глобальная тектоника позволила понять природу многих процессов, приводящих к формированию различных тектонических структур земной коры.

Контрольные вопросы.

1. Что такое тектонические структуры и как они различаются?
2. Как работает эхолот?
3. Назовите структурные элементы океанического дна.
4. Назовите структурные элементы континентов.
5. Каковы признаки геосинклиналей как структурного элемента земной коры?
6. Что такое геосинклинальные пояса, области, системы?
7. Назовите стадии развития геосинклиналей и дайте им краткую характеристику.
8. Назовите основные гипотезы о развитии земной коры.
9. Что такое литосферные плиты и новая глобальная тектоника?
10. Как литосферные плиты двигаются относительно друг друга?
11. Что такое спрединг литосферных плит?
12. Что такое субдукция литосферных плит?
13. Как возникают глубоководные желоба?
14. Чем сопровождается движение плит относительно друг друга?
15. Что такое мантийные плюмы?

Глава 6

ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ПРОШЛОГО

6.1. Основные стадии процесса появления живой материи

Проблема возникновения жизни на Земле объективно сложна, так как речь идёт о далёком прошлом живой природы, не оставившем следов, доступных для непосредственного изучения. Поэтому все суждения о возникновении жизни на Земле в значительной степени носят гипотетический характер.

Существуют две главные гипотезы, объясняющие появление жизни на Земле. Согласно первой гипотезе, выдвинутой в 1865 г. Г. Рихтером и получившей название теории панспермии, жизнь была занесена на Землю из космоса в виде спор микроорганизмов, способных выдерживать условия космоса – температуры, близкие к абсолютному нулю, и жёсткое космическое излучение. Методами спектрального анализа в космическом пространстве обнаружено более 20 органических соединений. Некоторые органические соединения и структуры, напоминающие протобактерии, находят на упавших на Землю метеоритах. Однако до настоящего времени теория панспермии не получила достаточно достоверного фактического подтверждения. Тем не менее увеличивается число сторонников концепции занесения жизни с других планет. Но и в этом случае жизнь должна была возникнуть из неживой космической субстанции.

Согласно второй гипотезе, жизнь на Земле возникла в результате постепенного образования живой клетки из неорганических веществ. В середине XIX в. Л. Пастер (1822–1895) указал на невозможность самозарождения жизни, доказав что микроорганизмы происходят только от микроорганизмов. Всё же в 20-х годах XX в. Опарин (1891–1980) и Дж. Холдейн (Haldane) (1892–1964) предположили, что существовавшие в начальный период эволюции физические и химические условия делали возможным образование органических веществ из неорганических. Это восстановительный состав атмосферы, вулканическая активность, коротковолновое излучение и т.д.

Согласно представлениям А. Опарина и Дж. Холдейна, процесс формирования жизни на Земле можно разделить на ряд стадий. На первой стадии в древней атмосфере преобладали водяной пар, водород, аммиак и метан, формировались простейшие углеводороды. Этот процесс мог начинаться уже 4 млрд лет назад и даже более.

На второй стадии в ещё неорганической среде начался процесс абиогенной полимеризации с образованием первых очень примитивных органических соединений, подобных нуклеиновым кислотам, белкам и т.д. Этот процесс мог начаться в небольших лагунах и на мелководных участках морского дна, защищённых тонким слоем воды от коротковолнового солнечного излучения и в то же время получавших достаточное количество солнечной энергии. Постепенно вода морей и океанов, обогащаясь органическими веществами, становилась «первичным бульоном». Эта стадия рассматривается как начало биологической эволюции.

Третья и основная стадия — это появление у первичных нуклеиновых кислот способности к авторепродукции, т.е. воспроизводству себе подобных с помощью белков, структуру которых они же и кодировали.

Четвёртая стадия — это возникновение простейших клеток и появление первых ещё анаэробных, не требовавших для своего существования кислорода, организмов предположительно около 3,7–4,0 млрд лет назад, что подтверждается карбонатными слоистыми образованиями органического происхождения — строматолитами, возникшими более 3,5 млрд лет назад в результате жизнедеятельности простейших организмов (бактерий и водорослей).

Первые примитивные организмы, так называемые анаэробные гетеротрофы, могли существовать при отсутствии свободного кислорода и получали из окружающей среды все необходимые для их жизнедеятельности уже готовые органические вещества. В процессе эволюции стали появляться автотрофы — клетки, способные усваивать как неорганические соединения так и более простые органические соединения и синтезировать за счёт солнечной энергии или энергии химических реакций необходимые для их жизни органические вещества.

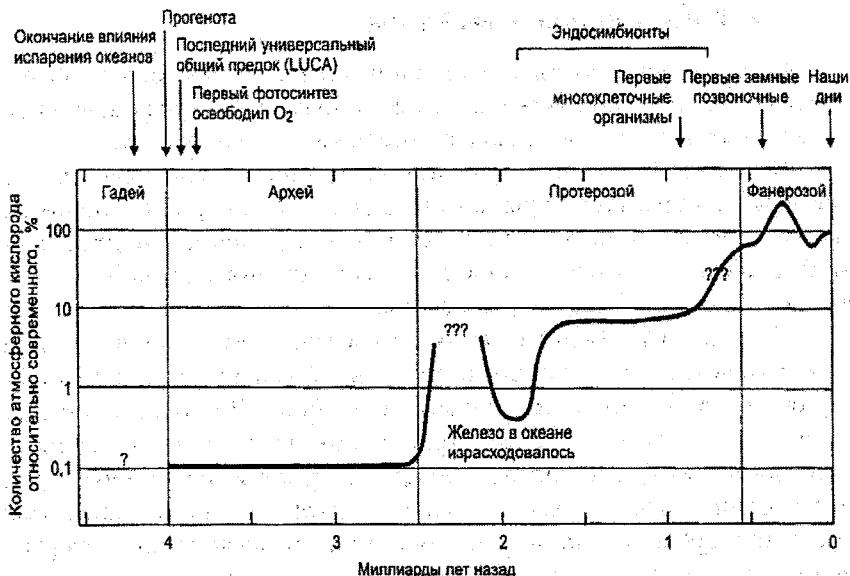


Рис. 6.1. Временная эволюция концентрации кислорода в атмосфере Земли относительно современного состояния. 2,45–2,1 млрд лет назад – время увеличения содержания кислорода в атмосфере [Ульмшнайдер, 2009]

Преимущество в ходе эволюции получили организмы, использующие энергию видимого солнечного света. К ним относятся сине-зелёные водоросли, которые приблизительно 2,3 млрд лет назад в процессе фотосинтеза стали окислять воду с выделением свободного кислорода (рис. 6.1). В результате накопления в атмосфере кислорода около 2,25 млрд лет назад в стратосфере начал формироваться озоновый слой, задерживающий солнечное ультрафиолетовое излучение. Ультрафиолетовые лучи, сыгравшие существенную роль в формировании органических веществ из неорганических, являются губительными для живых организмов. С увеличением содержания кислорода в атмосфере появились и первые аэробные организмы. По-видимому это произошло около 2 млрд лет назад.

Дальнейшая эволюция простейших организмов связана с появлением многоклеточных организмов и разделением клеток на отдельные специализированные участки.

6.2. Развитие жизни на Земле

Представление о ходе эволюции жизни на Земле, т.е. об основных этапах развития жизни, можно получить, изучая палеонтологические окаменелости, содержащиеся в горных породах.

Историю Земли подразделяют на крупные последовательные промежутки времени – эры, которые делятся на периоды, периоды на эпохи и эпохи на века. Выделение этих временных подразделений основано на происходивших преобразованиях земной поверхности, смене климата, флоры и фауны.

Первый этап развития жизни на Земле – это докембрий или криптозойский зон, делится на две эры: архейскую и протерозойскую. Жизнь на Земле возникла в архее более 3,5 млрд лет назад в виде протоклеток. Присутствие в архейских породах первых строматолитов (карбонатных построек простейших водорослей), отложений графита позволяет предположить существование уже в среднем архее большой массы простейших организмов, которые, используя солнечную энергию, могли превращать неорганические соединения в органические. Позже возникли первые фотосинтезирующие бактерии, что оказало исключительное влияние на дальнейшее развитие жизни. Благодаря фотосинтезу зарождающаяся биосфера получила неисчерпаемый источник энергии, а в атмосфере начал накапливаться кислород, что подготовило условия для появления в дальнейшем животных организмов.

На границе архейской и протерозойской эр появляются и достигают значительного разнообразия многоклеточные организмы. Начался процесс специализации клеток в пределах одного организма. Выделение клеток, выполняющих функции передвижения, способствовало расселению организмов.

Первые следы животных организмов появляются в конце протерозойской эры. Эти первые многоклеточные организмы не имели минерального скелета и их остатки практически не сохранились. Тем не менее, в верхнепротерозойских вендских отложениях находят редкие остатки этих организмов или следы их жизнедеятельности, например, при их передвижении. Среди этих первых бентосных организмов уже можно выделить организмы, относящиеся к типам червей, кишечнополостных, губок, членистоногих.

Ввиду крайне редких находок органических остатков начальный промежуток времени в развитии Земли, архей-протерозой, называют криптозойским эоном (греч. *kryptos* – скрытый, *zoe* – жизнь). Криптозойский эон, на который приходится 7/8 всей истории Земли, сменяется фанерозойским эоном (греч. *phaneros* – явный, *zoe* – жизнь), который наступил 570 млн лет назад и продолжается в настоящее время.

Фанерозойский эон делится на три эры: палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую. Палеозойская эра началась 540 млн лет назад и закончилась приблизительно 245 млн лет назад, делится на шесть периодов: кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный и пермский (см. табл. 4.2).

Палеозойская эра характеризуется дальнейшим развитием животных и растений. На протяжении первого, кембрийского, периода океан занимал значительную часть земной поверхности. Площадь суши всё время менялась, происходило чередование трансгрессий и регрессий моря. Жизнь по-прежнему существовала в водной среде. Животный мир представлен морскими беспозвоночными и водорослями. В морях продолжали развиваться водоросли, но уже на прибрежных затопляемых территориях появляются первые растения. Значительно возрастает количество различных видов животных организмов. Все они еще примитивного строения. Появились первые организмы, обладающие минерализованным скелетом, хитиново-фосфатным и известковым, среди которых преобладали трилобиты и ещё примитивные беззамковые брахиоподы. Особенно широко в кембрии, ордовике и раннем силуре были развиты трилобиты (рис. 6.2). Эти первые членистоногие, представленные примитивными малочленистыми формами, составляли 60 % кембрийской фауны.

Кембрийский период также называют временем трилобитов. Несмотря на преобладание трилобитов и беззамковых брахиопод в кембрийских отложениях содержатся все типы морских беспозвоночных. Это простейшие – губки, черви, медузы и фораминиферы, остатки которых присутствуют в лонтоваских глинах в окрестностях Санкт-Петербурга.

В ордовикский период продолжалось начавшееся в кембрии погружение материков. Климат становился более тёплым. Сoder-

жание кислорода в атмосфере повысилось до 10 %. Получили распространение сине-зелёные водоросли, создавшие горючие сланцы, известные на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Растения начали осваивать сушу. Это небольшие кустарниковые растения – псилофиты, у которых стебель выполнял также функции листьев. Распространились кораллы, замковые брахиоподы с известковыми раковинами, количество родов которых доходило до 200, и первые наружнораковинные головоногие моллюски наутилоидеи с раковиной диаметром в первые метры, которые были хищниками морского дна.

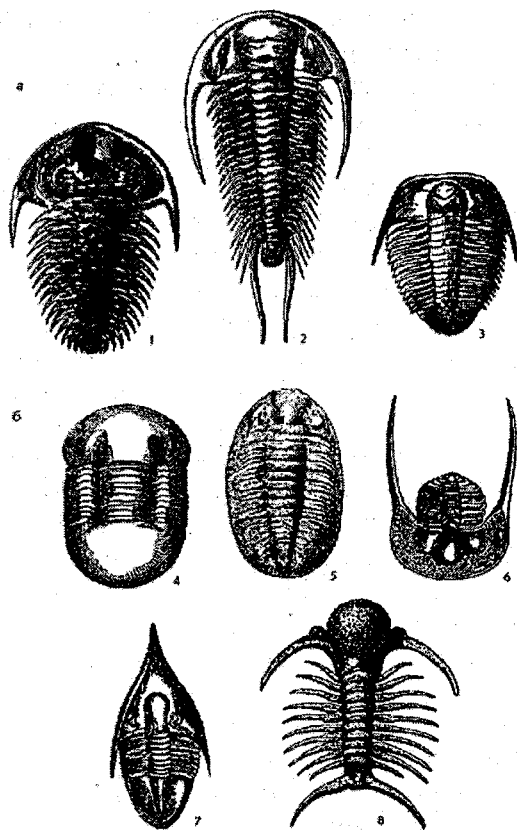


Рис. 6.2. Трилобиты кембрия (а) и силура (б). [Лихт, 2004].

1 – *Olenellus*; 2 – *Paradoxides*; 3 – *Olenus*; 4 – *Iliaenus*;
5 – *Asaphus*; 6 – *Trinucleus*; 7 – *Megalaspis*; 8 – *Deiphion*

В силурийский период в морях уменьшается разнообразие трилобитов, их замещают новые виды членистоногих. Появились первые бесчелюстные рыбы. Костного скелета у них не было, но всё тело было покрыто панцирными пластинками. Многочисленны кораллы. Достигли расцвета иглокожие. Особенностью иглокожих является пятилучевая симметрия. Примером служит морская звезда. Иглокожие вели донный подвижный и неподвижный образ жизни. Из морских членистоногих помимо трилобитов в верхнем силуре распространились ракообразные — гигантостраки, достигающие 1,5 м в длину. Они были опасными хищниками в силурийских морях. На суше появились первые дышащие воздухом животные — членистоногие. Продолжалось заселение суши растениями.

В раннем палеозое многочисленна и разнообразна морская скелетная фауна, сменившая бесскелетную фауну конца позднего протерозоя. С начала ордовикского периода стали развиваться все основные классы морских беспозвоночных, а в конце силура — первые примитивные позвоночные.

В девонский период продолжалось сокращение площади океанов. Климат становился более континентальным. На суше появились папоротники и первые листовые растения, появились и первые насекомые. Предки костных рыб дали начало кистепёрым и лучепёрым рыбам. В последующие периоды лучепёрые рыбы дали начало костным рыбам, обладавшим внутренним скелетом, а кистепёрые стали предками наземных позвоночных. Приспособиться к жизни на суше могли только кистепёрые рыбы. Они были двоякодышащими, способными также дышать атмосферным воздухом с помощью примитивных лёгких, и имели конечности, что позволяло им передвигаться по суше. В конце девонского периода кистепёрые рыбы дали начало первым земноводным — стегоцефалам, одним из первых четвероногих позвоночных земноводных. В девоне наблюдается массовое исчезновение примитивных форм беспозвоночных. Для стратиграфии девона особое значение приобретают брахиоподы, самые многочисленные организмы в девоне среди морских донных форм.

В каменноугольном или карбоновом периоде вновь происходит потепление климата. Это способствует широкому распространению наземной теплолюбивой флоры. Она была приурочена

к заболоченным участкам суши, на которых сначала формировались огромные массы торфа, постепенно превращавшиеся в бурые, а затем и в каменные угли. Растения достигали гигантских размеров, до 40 м высоты, некоторые при ширине ствола в 2 м. Позже из такого количества зелёной массы формировались мощные пласты угля. В морях вымирают последние трилобиты. Распространены брахиоподы, иглокожие, амфибии и стегоцефалы. В конце верхнего карбона появились первые пресмыкающиеся и первые крылатые насекомые.

С этого времени позвоночные начинают активно осваивать сушу как новую среду обитания. Это были первые пресмыкающиеся, произошедшие в результате эволюции из амфибий, обитавших только в водной среде. В отличие от влажной кожи амфибий, участвующей в дыхании, у рептилий сухая кожа, покрытая роговыми чешуйками. Их яйца могли развиваться на суше, они заключены в твёрдую оболочку, предохраняющую их от высыхания. Поэтому эти первые наземные пресмыкающиеся получили возможность размножаться вне водоёмов. В отличие от своих предков, амфибий, они вылуплялись из яиц вполне развитыми организмами.

В пермский период происходит поднятие суши и похолодание климата. На суше появляются хвойные растения. Вымирают более 80 % морских беспозвоночных, но увеличивается количество костных рыб и головоногих моллюсков. Исчезает до 50 % наземных животных. При этом значительного развития достигают пресмыкающиеся, растительноядные и хищные, ещё в карбоне отделившиеся от своих предков амфибий.

Поздний палеозой — это время кардинальных изменений в животном и растительном мире. Многие организмы и растения приспособились к жизни на суше в воздушной среде. Появление огромного количества растительной биомассы способствовало увеличению содержания кислорода в атмосфере и поглощению углекислоты. Содержание кислорода в атмосфере становится близким к современному.

К концу палеозоя многие организмы вымирают, другие резко сокращают количество форм. Наступает время рептилий. Появляются первые динозавры. В конце верхней перми динозавры птице-

тазовые (травоядные) и ящеротазовые (хищные) уже занимают господствующее положение среди позвоночных суши.

Палеозойская эра сменяется мезозойской, которая продолжалась около 180 млн лет и делится на три периода: триасовый, юрский, меловой.

Рубеж палеозойской и мезозойской эр характеризуется обновлением животного и растительного мира, отразившем изменения палеогеографической и палеотектонической обстановок. На смену исчезнувшим или резко сократившим свою численность растительным и животным организмам пришли усиленно эволюционировавшие беспозвоночные, пресмыкающиеся, новые классы растений. Стали появляться первые млекопитающие.

В триасовый период головоногие моллюски, аммониты и белемниты преобладают среди беспозвоночных. Появляются первые костные рыбы. Возникают новые группы пресмыкающихся – крокодилы, черепахи, ихтиозавры. Некоторые из них дожили до наших дней. Амфибии триаса были крупными формами с черепной коробкой до 1 м и небольшими конечностями, обильно населяли мелководные бассейны. К концу периода эти крупные формы амфибий вытесняются пресмыкающимися (рептилиями) и вымирают. Главенствующее положение среди пресмыкающихся начинают занимать динозавры (гр. *deinos* – страшная, *sauros* – ящерица). Название этим рептилиям, а не ящерицам, дал в 1842 г. английский анатом и палеонтолог Ричард Оуэн (1804–1892).

Юрский период является типичным выражением особенностей мезозойской эры. В юрский период наземные животные достигли нового уровня развития как в качественном, так и в количественном отношении. В это время среди беспозвоночных преобладают аммониты, почти полностью сменившие менее совершенные триасовые формы (рис. 6.3). Рыбы представлены акулами и скатами. Развитие амфибий привело к появлению настоящих лягушек. В условиях влажного, теплого климата и обильной растительности господствуют пресмыкающиеся. Окаменелые остатки динозавров находят повсеместно на всех континентах, кроме Антарктиды (рис. 6.4). Наряду с малыми и средними формами (рис. 6.5) появились динозавры длиной до 30 м и массой до 50 т и более. Одновременно были формы величиной с зайца и даже цыпленка.

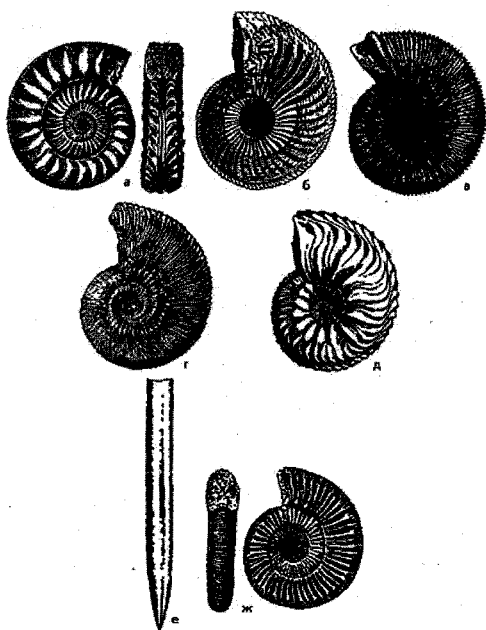


Рис. 6.3. Аммоноидеи и белемниты юрского периода. [Лихт, 2004].
a – *Arietites*; *б* – *Amaltheus*; *в* – *Stephanoceras*; *г* – *Cosmoceras*;
д – *Cardioceras*; *е* – *Perisphinctes*; *ж* – *Belemnites absolutus*

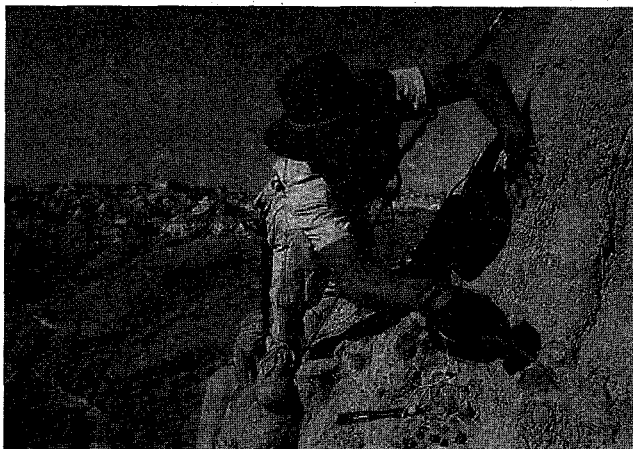


Рис. 6.4. Геолог производит отбор окаменелостей скелета динозавра *Centrosaurus*, Северная Америка [National Geographic, 1993, no.1]

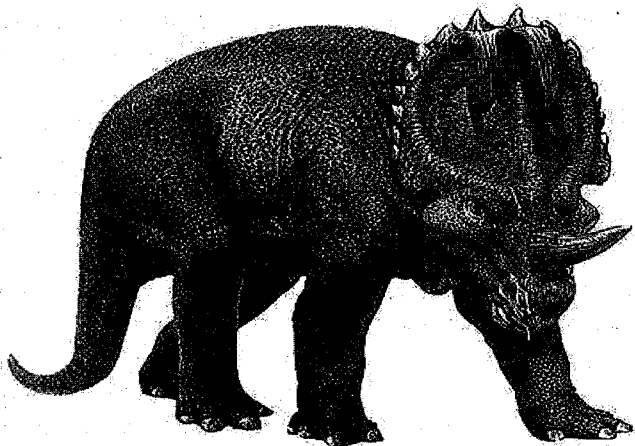


Рис. 6.5. Динозавр Centrosaurus. Масса 13–14 т. Высота 3,5 м. Длина до 6 м. Травоядное животное, имевшее в передней части черепа рог до полуметра длиной. Многочисленные остатки находят в Канаде и на западном побережье США (www.dinosaurpictureonline.com).

По-видимому, самый крупный из известных динозавров, получивший название Argentinosaurus, весил 80–88 т, достигал высоты 21,4 м и имел длину 40–42 м (рис. 6.6). Это – травоядное животное, его основной пищей была хвойная растительность. Остатки Argentinosaurus были найдены в Аргентине, что отражено в его названии.

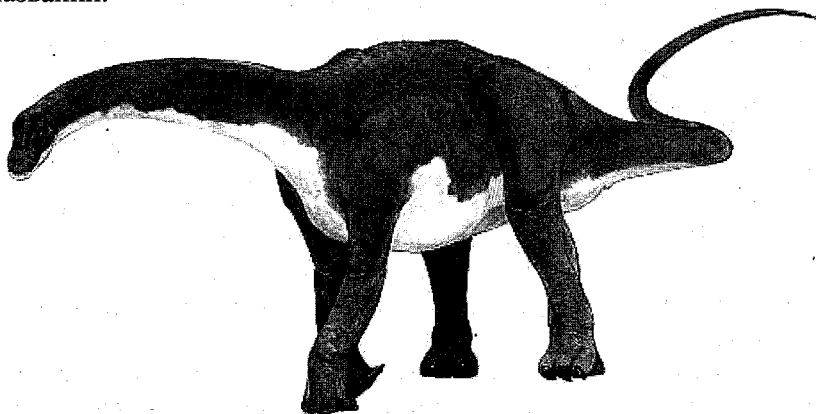


Рис. 6.6. Динозавр Argentinosaurus (www.dinosaurpictureonline.com)

Выделяются водные и воздушные рептилии. Некоторые водные рептилии имели длину более 15 м. Рептилии, приспособившиеся к полёту, были некрупными, обычно менее 45 см, часто не крупнее воробья. Их летательный аппарат был ещё очень примитивен. Кости не имели воздушных полостей. У некоторых уже был покров из перьев. Их передние конечности развились в удлинённые крылья с кожистой перепонкой. Появляются первые очень примитивные млекопитающие, напоминающие современных грызунов.

В меловой период происходит похолодание, сокращается количество водоёмов. Появляется новая группа растений – покрытосеменные. Фауна очень специализирована, и к концу периода типичные представители мезозойской фауны вымирают. Широко представлены беспозвоночные. Появляются новые виды аммонитов с диаметром раковины до 2 м (рис. 6.7). К концу периода все аммониты и белемниты вымирают. Распространены костистые рыбы и крупные акулы. Пресмыкающиеся, как и в юрском периоде, были наземными, водными и летающими. Но появляются новые виды рептилий (первые змеи, черепахи и др.), как вскоре вымершие гиганты, так и сохранившиеся до наших дней. К концу мелового периода происходит массовое вымирание динозавров. Вымирает и более половины морских видов животных. В условиях холодного климата преимущество получают теплокровные животные – млекопитающие и птицы, способные регулировать температуру своего тела. Млекопитающие представлены мелкими формами сумчатых, копытных и хищных. Переходные от рептилий формы птиц вымерли. Их сменили птицы близкие к современным, хотя ещё сохранившие зубной аппарат.

Вымирание организмов – это длительный процесс, иногда продолжающийся миллионы лет. Вымирают организмы, не способные адаптироваться к изменяющимся внешним условиям. Конец мелового периода ознаменовался массовым вымиранием, вымерло до 85 % важнейших групп животных и растительных организмов. Их сменили редкие и слабо развитые млекопитающие и птицы. Они начали быстро развиваться и стали господствующими в кайнозойской эре.

Приблизительно 65 млн лет назад мезозойская эра сменяется кайнозойской, продолжающейся и в настоящее время. Кайнозойская эра делится на три периода: палеогеновый, неогеновый и четвертичный.



Рис. 6.7. Аммонит *Pachydiscus seppenradensis* из верхнемеловых отложений Северной Германии [Лихт, 2004]

Кайнозойская, или новейшая, эра характеризуется интенсивным горообразованием, периодическими оледенениями, чередующимися трансгрессиями и регрессиями моря. Меняющиеся очертания береговых линий создавали новые направления морских тёплых и холодных течений. Эволюция органического мира тесно связана с движениями земной коры. Знаменательным событием кайнозойской эры было появление современного человека.

В начале палеогенового периода климат теплеет. Распространяются тропические леса. Вследствие похолодания к концу периода появляется северная листопадная растительность — тополь, клён, дуб. Резко меняется животный мир. Появляются новые виды беспозвоночных. Вымерли самые многочисленные животные — динозавры. Из пресмыкающихся остались ящерицы, змеи, крокодилы и черепахи. Они уже близки к современным формам.

Наступает время млекопитающих, как более приспособленных к новым условиям животных, способных вырабатывать собственную теплоту, сначала примитивных, затем всё более организованных. Теплокровность и сравнительно большой развитый головной мозг привели к расцвету млекопитающих в кайнозое. Появились млекопитающие, приспособленные к жизни в воде — киты и

дельфины. Появляются первые приматы — прародители человека и его ближайших родственников обезьян. Их можно назвать только полуобезьянами. Первые из них были не больше кошки, и имели мозг величиной с грецкий орех.

В неогеновый период завершается формирование горных систем. Продолжается похолодание и устанавливается более сухой и холодный климат. Покрываются ледниковым покровом Антарктида и некоторые горные системы других материков. Флора стала близкой к современной. В начале периода вымерли многие примитивные виды млекопитающих. Завершается формирование современных видов млекопитающих. Рубеж неогена и антропогена характеризуется развитием животного мира, приспособленного к условиям холодного климата, наступившего вследствие последующих оледенений. Распространились мамонты, волки, большепрогие олени, медведи и др. Фауна позвоночных приобретает облик современных животных. Увеличиваются численность и разнообразие приматов.

В неогене около 4,5 млн лет назад на территории юго-восточной Африки появляются австралопитековые, первые предки человека, давшие начало роду Номо. У них была прямая походка, они могли передвигаться на двух ногах и в качестве орудий использовали кости животных (обычно антилоп куду). Австралопитек в переводе с греческого языка это «ножная обезьяна».

Юго-Восточная Африка, где сосредоточены крупнейшие в мире запасы ураносодержащих руд, это районы повышенной радиации. Происходившие в то время активные тектонические процессы обнажали месторождения урановых руд. В результате образовалась обширная зона высокой радиации, что, по-видимому, вызвало крупную мутацию у обитавших в этом районе человекообразных обезьян. Это было началом формирования генотипа человека.

В Западной Африке, где нет больших скоплений радиоактивных руд, остатков ископаемых предков человека не найдено, там до сих пор последние три миллиона лет обитают те же приматы — неизменившиеся шимпанзе и гориллы. Крупный российский генетик М.Е. Лобашев (1907–1971) писал: «Возможно, что само появление человека ... является следствием крупных мутаций. В пользу этого свидетельствует очень короткий промежуток времени

эволюции человека, за который мелкие мутации вряд ли могли накопиться в таком количестве и дать такой значительный эволюционный эффект».

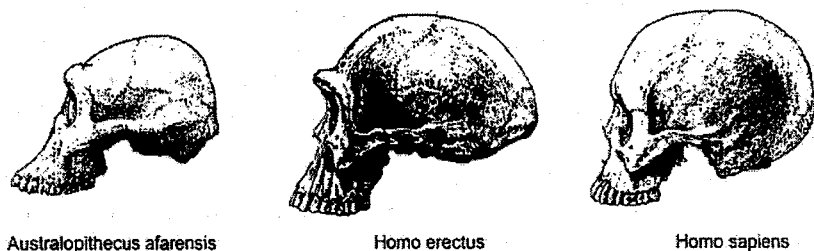


Рис. 6.8. Сравнение черепов австралопитека, человека прямоходящего и человека разумного [Ульмшнайдер, 2009]

В конце неогена – начале плейстоцена австралопитека сменил *Homo erectus habilis*, человек прямоходящий, умелый (рис. 6.8.). Это питекантропы. Они умели разводить огонь и уже пользовались примитивными, сделанными из камня, орудиями труда. Это эпоха раннего палеолита, время изготовления первых каменных орудий. На смену питекантропам 250–40 тыс. лет назад пришли неандертальцы (рис. 6.9).

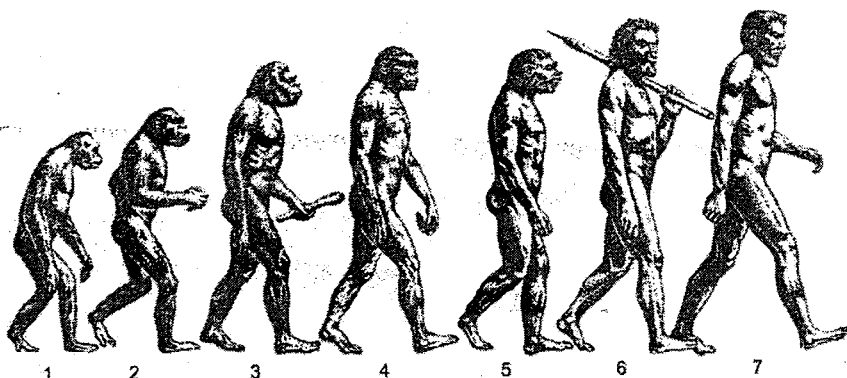


Рис. 6.9. Основные этапы эволюции приматов и человека [Гордиенко, 2008].
1 – рамапитек, 2 – австралопитек, 3 – *Homo erectus habilis*, 4 – питекантроп, 5 – неандерталец, 6 – кроманьонец, 7 – *Homo sapiens*

В четвертичный или антропогенный период произошли большие континентальные оледенения, достигшие максимального

распространения около 250 тыс. лет назад. В районах, прилегающих к ледникам, возникла тундровая растительность. В результате оледенения часть воды была выведена из Мирового океана и образовались сухопутные мосты между различными континентальными участками, что создавало условия для миграции животных. Изолированной оставалась только Австралия, где в результате до наших дней сохранились нигде больше не встречающиеся виды животных.

Найденные в четвертичных отложениях остатки флоры и фауны в общем соответствуют современным особям. Однако животный мир был богаче современного. Изменения, происходившие в составе и расселении животных и растений, в большой мере были связаны с изменениями природной среды, вызванные чередующимися похолоданиями и потеплениями. Исчезли многие виды млекопитающих: пещерные медведи и львы, саблезубые тигры и др. Продолжалось развитие человека. В плейстоцене 35–40 тыс. лет назад в эпоху позднего палеолита появляются кроманьонцы, уже непосредственные предки *Homo Sapiens* – человека разумного (рис. 6.10).

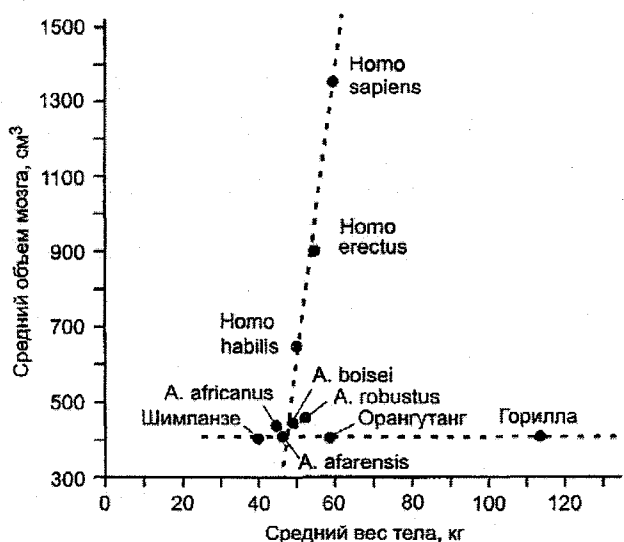


Рис. 6.10. Сравнение средней массы тела и среднего объема мозга обезьян и человека [Ульмшнайдер, 2009]

6.3. Закономерности биологической эволюции

Благодаря трудам Жана Ламарка (1744–1829) и Чарльза Дарвина (1809–1882) стало известно, что жизнь, возникнув на Земле в виде одной из простейших форм, постепенно усложнялась и становилась всё более разнообразной. Если бы жизнь на Земле, возникнув, затем возрастала бы только количественно, то земная поверхность покрылась бы толстым слоем студнеобразной массы. Но жизнь не остановилась на создании простейших, т.е. одноклеточных. В результате эволюционного процесса она усложнялась и становилась всё более разнообразной, появлялись новые всё более совершенные организмы (рис. 6.11).

В.И. Вернадский писал, что «история живого вещества в ходе времени выражается в медленном изменении форм жизни, форм живых организмов, генетически между собой непрерывно связанных, от одного поколения к другому без перерыва».

Биологическая эволюция, происходящая в течение громадного промежутка времени, состоит в появлении новых, более развитых организмов из предыдущих менее развитых видов. В современном понимании эволюция происходит в результате появления положительных для данного вида генных мутаций. Генные мутации, благоприятные для данного вида в борьбе за существование, закрепляются во время эмбрионального развития, передаются следующим поколениям, и численность таких видов увеличивается. Эволюционируют не отдельные особи, а их популяции. Отрицательные генные мутации, неблагоприятные для данного вида, приводят к уменьшению численности популяций, и через ряд поколений вид исчезает.

Эволюционное развитие органического мира может происходить только при совместном протекании процессов изменчивости, наследственности и естественного отбора. Эти процессы являются факторами эволюции. Они взаимосвязаны и взаимозависимы. Изменчивость как один из факторов эволюции обеспечивает приспособляемость организмов к изменяющимся условиям существования. Наследственность есть способность передачи информации следующему поколению через генетический код. Естественный отбор упорядочивает и направляет развитие органического мира. Сохраняются только особи, наиболее приспособившиеся к окру-

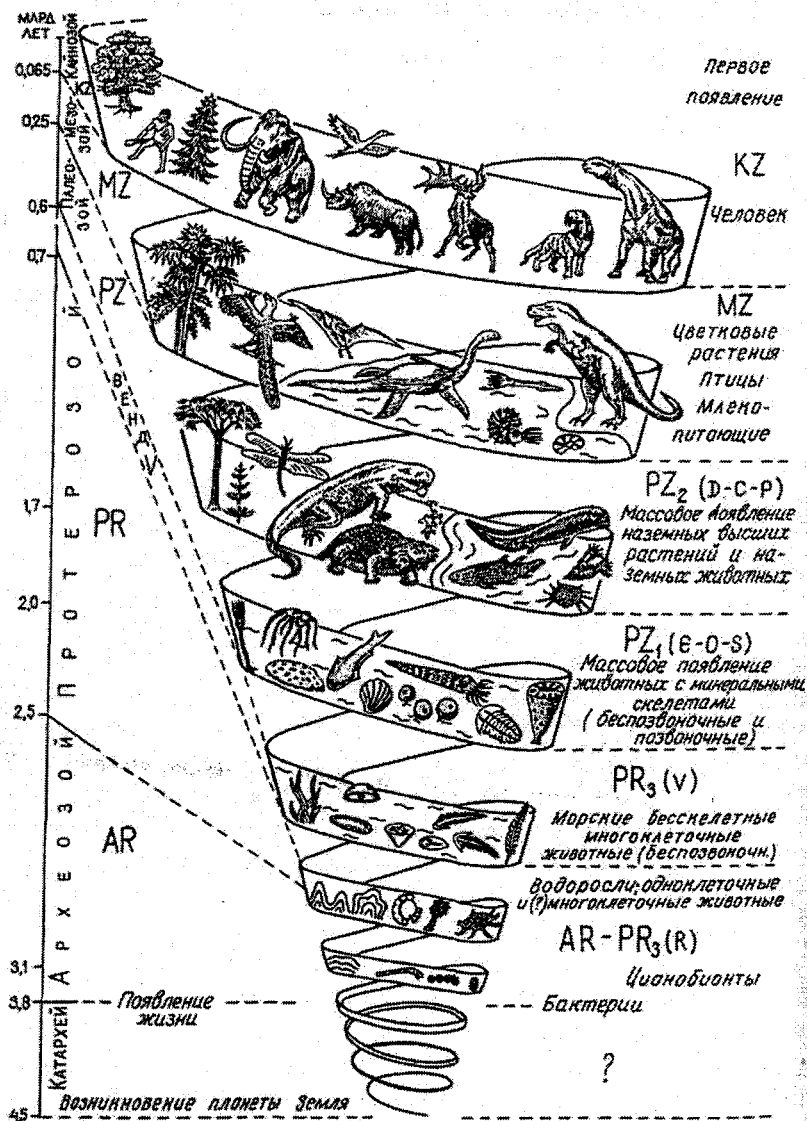


Рис. 6.11. Спираль развития жизни на Земле [Михайлова, Бондаренко, 2006]

жающей их среде. Естественный отбор, как право на существование, наиболее ярко проявляется при резком изменении среды обитания, особенно если это происходит планетарно, что подтверждается на палеонтологическом материале.

Эволюционный процесс есть процесс необратимый. На необратимость эволюции указал ещё Чарлз Дарвин: «Если вид исчез с лица Земли, то нет основания думать, что та же самая тождественная форма когда-либо появится вновь». Это легко понять, так как при полном вымирании данного вида исчезает та генетическая линия, которую он представляет.

Уровень совершенства отдельного вида может только в определённой степени понижаться в связи с понижением сложности окружающих условий, влияющих на данный организм. Например, при переходе свободно живущего растения или животного к паразитизму организм теряет органы активной жизни и становится малоподвижным. Растения могут терять корни, животные органы движения. Каждый вид старается приспособиться к окружающим его условиям. Поэтому вид или погибает, или уровень совершенства его организма повышается или понижается в зависимости от повышения или понижения сложности влияющих на него внешних условий.

Однако необходимо отметить, что в эволюционном процессе в ходе геологического времени независимо от смены окружающих условий происходило постоянное усложнение и совершенствование центральной нервной системы, т.е. центрального мозга. На протяжении всего геологического времени в ходе эволюции не было случая, чтобы появлялись организмы с менее совершенной центральной нервной системой, чем в предыдущие периоды. Этот эмпирический факт был установлен в 1851 г. американским геологом, минералогом и биологом Д.Д. Дана (1813–1895), и позже В.И. Вернадский назвал его принципом Дана.

Развитие жизни на Земле не есть равномерный непрерывный процесс исчезновения одних видов и появления других. Периоды относительной стабильности сменялись периодами массового исчезновения одних видов и появления новых. Массовые вымирания характеризуются исчезновением в узком интервале геологического времени большого числа организмов, принадлежащих к различным систематическим и экологическим группам.

По данным палеонтологии в истории Земли достаточно чётко установлены четыре массовых вымирания растительных и животных организмов, происходившие на рубеже периодов. Это ордовик-силурийское, пермь-триасовое, триас-юрское и мел-палеогеновое.

Явления массового вымирания обусловлены резкими изменениями среды обитания, значительно превышающие обычные. В результате гибнут организмы с меньшей устойчивостью, не способные сопротивляться новым непривычным условиям. Остаются организмы способные выстоять и приспособиться к новым условиям среды обитания.

Детально восстановленная картина эволюции живой природы, компонентом которой является также человек, показывает огромное значение внутренних биологических факторов развития, влияющих как на развитие, так и на вымирание больших групп организмов.

Необходимо отметить, что эволюционный процесс, как процесс необратимый и идущий по восходящей, есть атрибут только живой природы. Изменения, происходящие в неживой природе, не являются необратимыми, они обычно повторяются. Например, для геологических процессов характерна периодичность, цикличность различных порядков: трансгрессии и регрессии моря чередуются, дробление литосферных плит сменяется их соединением и т.д. Состав и свойства горных пород определяются не временем, а условиями их образования. Поэтому породы разных эр могут быть тождественны друг другу. Те же минералы образовывались и в докембрии, и в различные эпохи фанерозоя, менялись только их количественные соотношения. Это не относится к минералам и горным породам, формирование которых связано с живым веществом.

Изменения в неживой природе происходят непрерывно, накапливаясь они приводят к количественным изменениям, но не к качественным; меняется уровень воды в Мировом океане, расположение литосферных плит, усиливается или понижается вулканическая активность и т.д.

6.4. Учение В.И. Вернадского о биосфере

Биосфера – это оболочка Земли, являющаяся областью жизни организмов. Состав, структура и энергетика биосферы формиру-

ются в результате совокупной деятельности живых организмов. Границы биосферы определяются наличием условий, необходимых для жизни организмов. Это нижняя часть атмосферы, до озонового слоя, гидросфера и верхняя часть литосферы, приблизительно до 3 км глубины. Они связаны друг с другом, образуя единую глобальную функциональную систему, в которой происходит постоянный круговорот веществ и осуществляется движение связанного с ним потока энергии.

Впервые выделил биосферу как области жизни и ввёл это понятие в биологию Жан Ламарк в начале XIX в., высказавший мысль о большой геологической значимости жизнедеятельности организмов. В конце того же века этот термин ввёл в геологию австрийский геолог Эдуард Зюсс (1831–1914).

Создание науки о биосфере, как о земной оболочке, принадлежит В.И. Вернадскому (1863–1945). Основы новой науки им были изложены в книге «Биосфера», опубликованной в 1926 г., где впервые живое вещество рассматривалось как совокупность всех организмов биосферы, характеризующихся массой, химическим составом, энергией и геологической и геохимической активностью в ходе геологического времени.

В своём учении о биосфере В.И. Вернадский впервые распространил понятие биосферы не только на организмы, но и на среду их обитания, объединяя их в единую систему, поскольку живое и неживое биосферы связаны постоянной миграцией энергии и химических соединений. В биосфере происходит непрерывный биологический круговорот химических элементов, из неорганических соединений через растительные и животные организмы в органические и затем снова в неорганические соединения. Этот процесс осуществляется при участии всех живых организмов, населяющих биосферу, и каждый вид организмов представляет собой звено в этом круговороте. Непрерывность круговорота обеспечивается процессами распада отмерших организмов, в результате чего любая форма жизни снова вовлекается в круговорот. Биологический круговорот, как форма организации жизни в планетарном масштабе, обеспечивает её непрерывность и прогрессивное развитие.

В 1919–1926 гг. В.И. Вернадский разработал и сформулировал основные положения новой науки — биогеохимии, как раздел гео-

химии, изучающий роль живого вещества в миграции, распределении и концентрации атомов в биосфере и земной коре на всём протяжении эволюции биосферы. Биогеохимическая функция человека рассматривается как новая, возникшая по меркам геологического времени недавно, геологическая сила.

На фактическом материале В.И. Вернадский показал геологическую роль живого вещества в процессе взаимодействия живого и неживого, ввёл в науку новое понятие о биогеохимическом круговороте химических элементов. Различные организмы и компоненты неживой природы есть звенья этого круговорота.

Организмы участвуют в процессах выветривания, осадконакопления и почвообразования, в формировании газового состава атмосферы и климата, типов ландшафтов, являясь, таким образом, геологическим фактором развития поверхности литосферы. Воздействие живого вещества на неживую среду своего обитания приводит к качественным изменениям среды обитания и формированию нового состояния биосферы. Роль живого вещества в процессе эволюции как мощной геологической силы биосферы непрерывно возрастает.

Живое вещество распределено в биосфере крайне неравномерно. Большая его часть сосредоточена в приповерхностных участках суши и гидросферы. Причём более 90 % всего живого вещества биосферы приходится на наземную растительность. Общая масса живого вещества в биосфере оценивается в $1,8-2,5 \times 10^{18}$ г, что составляет менее 0,0001 % массы всей биосферы. Тем не менее благодаря высокой скорости химических реакций, способности к быстрому воспроизводству и соответственно освоению пространства живое вещество является наиболее мощным биогеохимическим и энергетическим фактором, определяющим процессы преобразования земной поверхности. Эти преобразования приобретают всё более значимые масштабы с ростом массы органического вещества, который теоретически не ограничен. Чем больше размеры живого организма, тем меньше скорость его распространения. Динозавры отличались наименьшей скоростью распространения по земной поверхности.

О скорости освоения живым веществом земной поверхности можно судить по скорости распространения бактерий. Подсчитано, что при делении одной клетки за 24 ч образовалось бы

472×10^{19} клеток. Если принять, что один миллиард клеток весит 1 мг, то 472×10^{19} клеток будут весить 4720 т. Через несколько дней бактерии заполнили бы всю поверхность земной коры. Этого не происходит, так как в природе нет соответствующих условий. Неограниченному размножению бактерий препятствуют ограниченные размеры земной поверхности, истощение питательных веществ в окружающей среде, накопление продуктов собственного обмена, действие бактерий-антагонистов, поедание другими простейшими и т.д. Обладая такими скоростями освоения земной поверхности живое вещество способно к огромным геохимическим преобразованиям.

Совокупность живых организмов как живое вещество биосферы выполняет важнейшие биогеохимические функции в результате дыхания и обмена веществ. Поглощая солнечную энергию, растения и некоторыми микроорганизмы используют её в процессе фотосинтеза для создания органического вещества, являющегося пищей для остальных организмов. По расчётам Вернадского, растения ежегодно аккумулируют около 10^{19} ккал энергии, за счёт которой образуется около 150 млрд т биологической продукции.

Жизнь на Земле возможна только при непрерывном разложении органического вещества. Эта работа осуществляется микроорганизмами. Чем энергичнее процессы разложения органического вещества, тем быстрее осуществляется круговорот веществ в природе. Роль микроорганизмов в превращении органического вещества не ограничивается процессами разложения, они также его синтезируют и накапливают. Из простых соединений строят своё тело. Например, общая масса всех микроорганизмов в 1 га пахотного слоя почвы составляет от 2,5 до 10 т. Способность живых организмов избирательно аккумулировать химические элементы, рассеянные во внешней среде, позволяет им накапливать их в количествах в сотни тысяч раз превышающих их концентрации в окружающей среде. В некоторых микроорганизмах содержание железа увеличено в 65 000 раз, марганца – в 1 200 000 раз, ванадия – в 420 000 раз по сравнению с окружающей средой. Установлено, что в результате жизнедеятельности таких бактерий в процессах седиментации происходит дифференциация металлов и формирование залежей железистых, полиметаллических руд, карбонатных пород.

В процессе эволюции, когда происходила смена одних групп организмов другими, совокупная деятельность живого вещества на Земле непрерывно поддерживала режим неорганической среды, необходимый для существования жизни. Например, от палеозоя до нашего времени менялись организмы, накапливающие кальций, но аккумуляция кальция происходила с относительно постоянной скоростью. Поэтому В.И. Вернадский рассматривал биосферу как сложную динамическую систему, осуществляющую захват, накопление и перенос энергии путём обмена веществ между живым веществом и окружающей средой, что обеспечивает непрерывность жизни и её прогрессивное развитие.

Новый этап развития биосферы наступил с появлением человеческого общества. Его развитие привело к становлению следующего и по мнению В.И. Вернадского последнего этапа в развитии биосферы – ноосферы, или сферы разума (гр. *noos* – разум). В.И. Вернадский писал: « В живом веществе создалась новая геологическая сила ума и техники, Переход биосферы в ноосферу открывает особую геологическую эру в истории нашей планеты – антропогенную, названную так А.П. Павловым. Ноосфера есть новое геологическое явление на нашей планете. В ней впервые человек становится крупнейшей геологической силой ... геологическая роль человека начинает господствовать в биосфере ...» [Вернадский, 1965].

Человек, как огромная новая геологическая сила, теперь становится одним из самых мощных факторов преобразования земной поверхности. Течение природных процессов перестаёт быть стихийным. В настоящее время человек стал понимать, что его воздействие на окружающую среду может приводить к негативным необратимым последствиям. В последнее время его отношение к природе, к её преобразованию становится более разумным и бережливым. Возможно, в будущем наступит время гармонии природы и человека.

6.5. Роль растительных и животных организмов в образовании горных пород

Связь организмов со средой их обитания является одним из основных положений биологии. Эта связь двусторонняя. Не только среда обитания определяет типы организмов и их распространение на данной территории, но и организмы влияют на среду, оп-

ределяя процессы миграции химических элементов, седиментации и минералообразования. Среда осадконакопления является одновременно средой существования организмов и местом погребения их остатков. Поэтому данные палеонтологических исследований дают информацию об условиях образования осадков, позволяют судить об их генетических особенностях.

В результате комплексных процессов литификации осадки, содержащие неразложившиеся остатки растений и животных, превращаются в органогенную или биогенную горную породу. Осадочную горную породу можно считать биогенной, если она содержит более 30–40 % органического вещества биогенного происхождения (рис. 6.12).

Процесс образования биогенных горных пород проходит в три стадии. Первая стадия – это накопление органических остатков на данной территории, что связано с гибелью организмов. Вторая стадия – это захоронение органических остатков. Захоронение более интенсивно происходит в морской среде. Остатки животных, растений заносятся илом или покрываются новыми осадками, что обеспечивает их сохранность от механического разрушения водными потоками и химического разложения из-за ограничения доступа кислорода. Поэтому вследствие сравнительно быстрого захоронения в водной среде органические остатки встречаются преимущественно в осадочных горных породах морского происхождения и значительно реже в континентальных породах. Третья стадия – это литификация. Это процесс превращения рыхлых осадков в горную породу и одновременно превращение органических остатков в окаменелости (фоссилизация). Под фоссилизацией понимают физико-химические процессы превращения органических остатков, а также продуктов их жизнедеятельности в ископаемое, т.е. твёрдое состояние.

Среди осадочных биогенных горных пород наиболее распространены известковые, кремневые, фосфатные и железистые породы.

Известковые биогенные породы представлены известняком, мергелем, писчим мелом, доломитом. Это породы преимущественно морского происхождения, сложены в основном карбонатными скелетными остатками животных или растительных организмов. Сюда же следует отнести ракушечник и рифогенные кар-

бонатные породы. Ракушечник – это известняк, состоящий из скоплений целых или раздробленных раковин моллюсков и брахиопод, образуется обычно в прибрежной зоне. Рифогенные или рифовые известняки являются продуктом жизнедеятельности прикрепленных ко дну колониальных организмов. Это кораллы, губки, строматопоры, мшанки и некоторые водоросли.

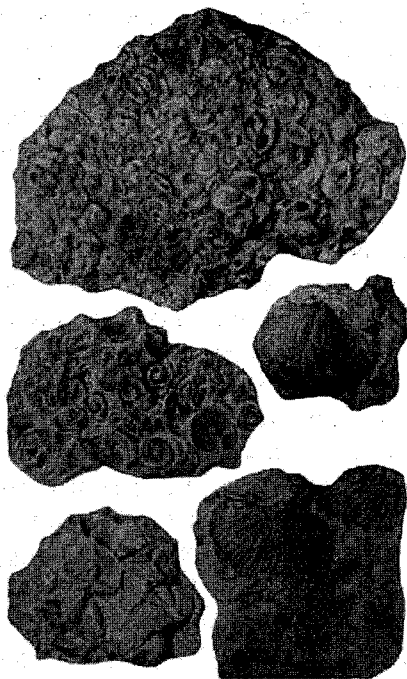


Рис. 6.12. Органогенные известняки, сложенные из сцементированных раковин вымерших организмов [Короновский, Ясаманов, 2006]

Но 90 % известняков не содержат остатков каких-либо организмов. Эти известняки образовались в результате жизнедеятельности микроорганизмов, способных осаждать кальций. Этот процесс происходит при условии достаточного количества солей кальция в воде.

Кремневые биогенные породы состоят из опаловых и других оксидов кремния. Наиболее распространены диатомиты, радиоляриты и спонголиты (спонгиолиты). Диатомиты состоят из опало-

вых скорлупок (30–150 микрон) диатомовых водорослей, радиоляриты – из опаловых скелетов радиолярий и спонголиты – из кремневых спикул (скелетных элементов) губок и опаловой основной массы. Смешанный известково-кремниевый состав имеют породы трепел и опока.

Фосфатные биогенные горные породы в основном состоят из апатита и других фосфатов. Основными накопителями биогенных фосфатов являются бактерии и в меньшей степени скелеты беспозвоночных. Бактерии осаждают из воды фосфатсодержащие соединения и иногда участвуют в фосфатизации остатков других организмов. Конуляты и беззамковые брахиоподы имеют фосфатно-хитиновые раковины. Кварцевые пески, обогащенные раковинами рода *Obolus*, разрабатываются в Ленинградской области и в Эстонии на фосфатное удобрение.

Железистые биогенные породы являются продуктом жизнедеятельности микроорганизмов. Это докембрийские железистые кварциты Кривого Рога. Помимо соединений железа микробные сообщества участвуют в формировании месторождений серы, марганца и некоторых полиметаллов, а также угля, нефти, газа и других горючих ископаемых.

Угли, горючие сланцы и торф образовались из остатков вышших растений на обширных болотах, ранее существовавших на Земле. В палеозойскую эру массовое накопление остатков вышших растений приурочено к каменноугольному периоду, а в мезозойскую – к юрскому периоду, когда преобладали папоротники и голосеменные растения. В результате их разложения аккумулировались мощные слои органического вещества – торфа, из которого затем в результате процессов литификации образовались месторождения угля.

Нефть образуется из рассеянного органического вещества в осадочных отложениях внутриконтинентальных морей и прибрежных морских бассейнов. Источником этого органического вещества принято считать планктон, составляющий основную массу живого вещества в океане, а также переносимые с суши растительные остатки.

Уголь и нефть образуются только в том случае, если органическое вещество будет перекрыто последующими осадочными отложениями, прежде чем оно будет окислено микроорганизмами до углекислого газа. При достаточной скорости захоронения в ре-

зультате деятельности анаэробных бактерий, разлагающих органические соединения, органическое вещество обогащается углеродом, из него удаляются кислород и другие элементы. Источником углерода при формировании угля, нефти и других углеводородов, является атмосферный углекислый газ, поглощаемый фотосинтезирующими организмами.

Основные выводы. Простейшие организмы появились более 4 млрд лет назад. Первые многоклеточные организмы с твёрдым скелетом стали распространяться в начале палеозойской эры. В результате биологической эволюции происходил непрерывный процесс смены одних организмов другими, более совершенных видов. Первый предок человека, австралопитек, появился 4,5 млн лет назад и только 35–40 тыс. лет назад кроманьонец – непосредственный предок *Homo Sapiens*, человека разумного. В начале XX в. В.И. Вернадский создал науку о биосфере, распространив понятие биосферы не только на организмы, но и на среду их обитания, показал геологическую роль живого вещества в процессе взаимодействия живого и неживого. Эта связь двусторонняя. Не только среда определяет распространение организмов, но и организмы влияют на среду, определяя процессы миграции химических элементов, седиментации и др. В природе накоплены огромные запасы биогенных горных пород. В последнее время в связи с развитием производительных сил человек стал мощным фактором преобразования земной поверхности.

Контрольные вопросы

1. Расскажите о главных гипотезах происхождения жизни на Земле.
2. Что можно сказать об организмах криптозойского эона?
3. Что можно сказать о развитии животных и растений в палеозойскую эру?
4. Что можно сказать о развитии животных и растений в мезозойскую эру?
5. Как изменился состав животного мира в начале кайнозойской эры?
6. Где и когда появились австралопитековые – первые предки человека?
7. Когда появились *Homo erectus habilis* и *Homo Sapiens*?
8. Назовите главные факторы эволюции.
9. Что нового внёс В.И. Вернадский в понятие о биосфере?
10. Что изучает биогеохимия?
11. Что такое ноосфера?
12. Почему данные палеонтологии позволяют судить об условиях осадконакопления?
13. Назовите стадии превращения осадка в органогенную горную породу.
14. Назовите основные органогенные породы.
15. Какие дополнительные условия необходимы для сохранения нефти, природного газа и других углеводородов?

Глава 7

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

7.1. Предмет и задачи исторической геологии

Историческая геология как геологическая дисциплина изучает историю эволюции Земли со времени её возникновения, общие закономерности исторического развития геосфер – литосферы, гидросферы, атмосферы, биосферы и Земли в целом. В своих исследованиях историческая геология, используя результаты стратиграфии и палеонтологии, литологии и петрологии, геотектоники и региональной геологии, обобщает всю совокупность имеющихся историко-геологических данных.

Изучая горные породы, условия их залегания, взаимоотношение и последовательность образования во времени, заключённые в породах ископаемые органические остатки, историческая геология решает задачи:

- определение относительного и абсолютного возраста горных пород;
- реконструирование физико-географических условий существовавших на земной поверхности в прошлом;
- восстановление истории тектонических движений и развития тектонических структур;
- определение генетических и хронологических закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых в земной коре;
- восстановление истории вулканизма, магматизма и метаморфизма;
- установление общих закономерностей развития земной коры.

Историческая геология возникла и начала развиваться как самостоятельная геологическая научная дисциплина в конце XVIII – начале XIX в. после работ Вильяма Смита (1769–1839), Джеймса Хаттона (1726–1797), Жана Ламарка (1744–1829) и других исследователей. Но идеи, лежащие в основе исторической геологии, были впервые сформулированы в 1669 г. естествоиспытателем Николаусом Стено (1638–1686):

– слои горных пород образуются в результате осадконакопления в водной среде;

– всякий слой отложился позднее слоя, на котором залегает, и ранее слоя, который его перекрывает – принцип суперпозиции;

– первоначальное залегание слоёв горных пород – горизонтальное. Наклонное залегание возникает в результате последующего нарушения первоначального залегания (рис. 7.1).

Для исторической геологии важными документами наряду с ископаемыми организмами и следов их жизнедеятельности являются осадочные горные породы. Упорядоченные по возрасту в единую систему слои осадочных горных пород, составляющих геологический разрез, часто называют каменной летописью Земли. Для прочтения этой летописи в ней должны быть выделены отдельные пласты, слои. Этим занимается стратиграфия – одно из направлений исторической геологии, в задачу которой входит расчленение толщ осадочных и вулканогенных пород на отдельные слои. Для выделения пластов и определения их относительного возраста применяются следующие методы:

– палеонтологический или биостратиграфический метод – определяется относительный возраст пластов горных пород по содержащимся в них окаменевшим остаткам растительных и животных организмов;

– стратиграфический или литостратиграфический метод – производится расчленение геологического разреза на отдельные пласты, слои однородные по минеральному составу, структурно-текстурным особенностям, по наличию включений, по степени проявлений метаморфогенных изменений;

– структурный метод – в основе метода лежит идея об одновозрастности проявления интенсивных тектонических движений и деформаций;

– палеомагнитный или магнитостратиграфический метод – суть метода состоит в том, что магнитное поле Земли периодически меняет свой знак, северный и южный полюс меняются местами. Направление вектора напряжённости магнитного поля Земли фиксируется в горных породах. Это позволяет расчленять отложения по направлению остаточного вектора напряжённости геомагнитного поля;

– сеймостратиграфический метод – позволяет на основе отражения сейсмических волн прослеживать пласты пород до глубины 10 км. Широко применяется в нефтяной геологии.

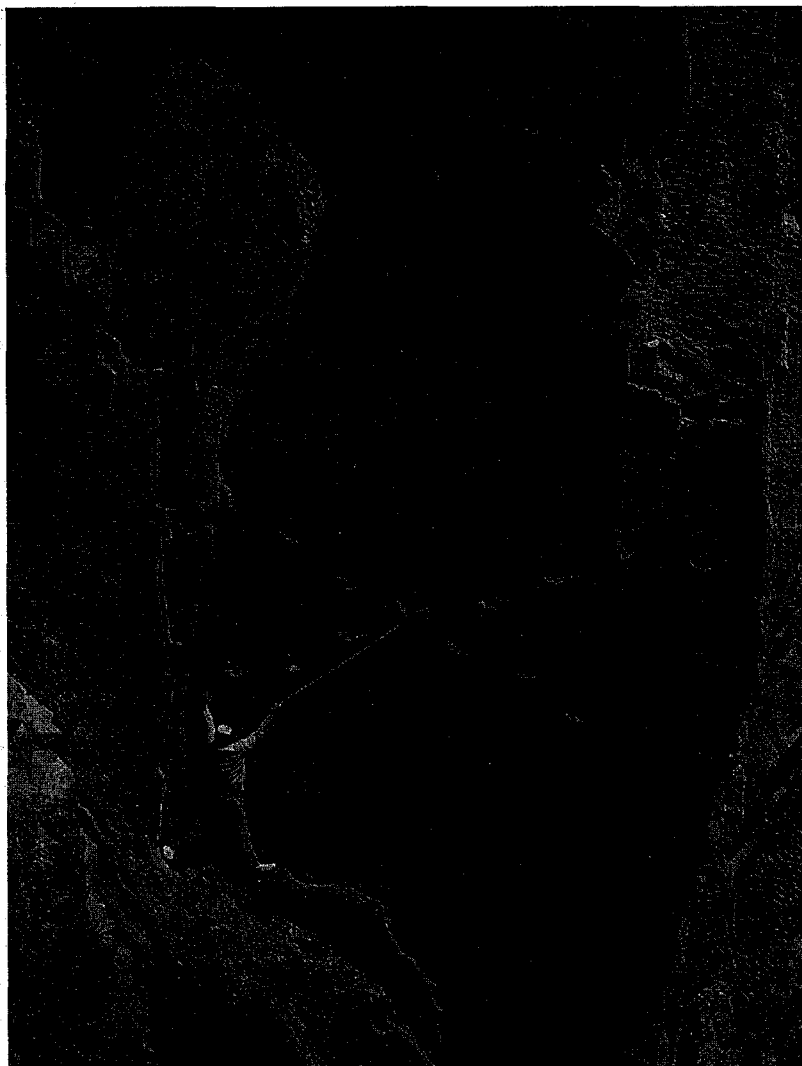


Рис. 7.1. Южные Анды. Фоссилии следов динозавра. 65 млн лет назад динозавр прошёл по горизонтальной влажной песчаной поверхности
[National Geographic. 1993, no.1]

Историческая геология своими методами исследования впервые доказала большую древность Земли и эволюционный характер её развития, позволила установить периоды тектонических движений, время возникновения различных структур земной коры. В настоящее время историческая геология развивается на базе мобилистских идей глобальной тектоники плит, что сделало её ещё более актуальной научной дисциплиной. Её результаты необходимы при расшифровке истории геологического развития регионов, для постановки геологических исследований. На её основе проводятся все последующие геологические и геологоразведочные работы.

7.2. Метод актуализма

Актуализм есть сравнительно-исторический метод исследования в геологии, согласно которому изучение современных геологических процессов позволяет судить о геологических процессах прошлых геологических эпох.

Идеи актуализма уже содержались в научных трудах Леонардо да Винчи, Николауса Стено и позже в работах М.В. Ломоносова и Джеймса Хаттона. Однако идеи актуализма об изменении земной поверхности не в результате происходивших катастроф, а в результате действия в течение длительного времени обычных природных процессов, какие наблюдаются в настоящее время, в то время не были достаточно обоснованы и подтверждены наблюдениями. Поэтому они казались современникам неубедительными и достаточно искусственными.

Впервые идеи актуализма в полном виде, а не фрагментарно, и на основе большого геологического материала были изложены Чарлзом Лайелем (1797–1875) в 1830–1833 гг. в трёхтомном труде «Основы геологии».

Чарлз Лайель на основании проведённых полевых наблюдений показал, что протекающие с малой скоростью природные процессы, наблюдаемые в настоящее время, аналогичны процессам прошлых геологических эпох и могут также приводить в течение достаточно большого промежутка времени к накоплению мощных толщ осадочных горных пород и значительным преобразованиям топографии земной поверхности.

За основу своей концепции Лайель принял три принципа:

- принцип единообразия – на протяжении всей истории Земли суть процессов, изменяющих её облик, остаётся постоянной;
- принцип непрерывности – эти процессы действуют медленно, но непрерывно;
- принцип суммируемости – незначительные изменения, накапливаясь на протяжении геологического времени, приводят к значительным преобразованиям земной поверхности.

Принятие этих принципов позволило отказаться от представлений о последовательности катастроф в истории Земли как причине преобразования земной поверхности. На фактическом материале Лайель показал, что в существующих явлениях природы надо искать ключ к познанию прошлого, так как «сегодня как всегда, а всегда как сегодня».

Предложенный Лайелем метод изучения истории Земли, опирающийся на принцип единообразия сыграл исключительно прогрессивную роль в развитии геологии. Его применение на практике позволило изучать историю Земли на протяжении всего геологического времени по результатам анализа геологических разрезов. Для воссоздания условий накопления каких-либо отложений необходимо детально изучить их состав и строение, содержащиеся в них остатки фауны и флоры и сравнить эти отложения с современными, обстановка формирования которых известна. Особенности сложения и минеральный состав позволяют реконструировать условия, в которых накапливались те или иные осадки. Например, наличие в геологическом разрезе слоёв каменной соли свидетельствует, что соленакопление происходило во внутреннем или полузамкнутом бассейне с интенсивным испарением в условиях жаркого аридного климата, благодаря чему повышалась концентрация солей в воде.

Однако, применяя метод актуализма, необходимо учитывать развитие Земли и меняющиеся геологические условия, интенсивность тех или иных факторов, химический состав природной среды, соотношение континентальных и морских обстановок и т.д. Земля не статична, как открытая динамическая система она меняется и нельзя понимать её историю, как постоянное чередование одних и тех же процессов на протяжении всего геологического времени, огромного по протяжённости. На это уже обратил вни-

мание Гераклит из Эфеса (ок.540–ок.480 г. до н.э.), утверждая что «в одну и ту же реку нельзя войти дважды».

Вскоре стало ясно, что современные процессы могут являться только моделями процессов геологического прошлого. Современное понимание сути метода актуализма – это «настоящее есть ключ к познанию прошлого». Позволяя восстанавливать геологическую историю Земли, метод не всегда допускает однозначный выбор той или иной реконструкции палеогеографической обстановки, условий седиментации. Одинаковые осадки могут накапливаться в совершенно различных условиях. Например, крупнозернистые пески могут накапливаться в прибрежных зонах, но также, переносимые течениями и на глубоководных океанических участках.

Это свидетельствует о том, что метод актуализма следует применять осторожно. Для окончательного выбора модели часто необходимы дополнительные исследования.

7.3. Геологические этапы развития земной коры

Земля возникла 4,56 млн лет назад как планета Солнечной системы. Историю Земли на протяжении этого времени делят на этапы: этап аккреции вещества газопылевой туманности, догеологический этап и геологический этап, продолжающийся от архея до настоящего времени. Геологический этап делится на пять циклов: докембрийский, раннепалеозойский (каледонский), позднепалеозойский (герцинский), мезозойский (киммерийский) и мезозойско-кайнозойский (альпийский) циклы.

Этап аккреции вещества газопылевой туманности.

Это время возникновения и формирования планеты Земля. Размеры планеты возрастали за счёт гравитационного захвата и сцепления вещества газопылевой туманности. По приближённым оценкам период продолжался около 100 млн лет. От этапа аккреции не осталось материальных следов, и о характере происходивших процессов можно только предполагать.

Догеологический этап.

Продолжался не более 500–600 млн лет. Об условиях, существовавших на земной поверхности в этот период, можно только догадываться, поскольку первые 500–600 млн лет в истории Земли остались незадокументированными горными породами. Недавние

находки обломков циркона $Zr[SiO_4]$ в Западной Австралии с возрастом 4,2–4,3 млрд лет позволяют предполагать, что в это время уже происходила дифференциация земного вещества и образовалась начальная очень тонкая земная кора предположительно базальтового состава, которая легко дробилась. Через образующиеся многочисленные трещины происходило интенсивное излияние лавы, и её последующее застывание делало кору более мощной. Когда земная кора стала достаточно мощной, лава изливалась сосредоточенно вдоль крупных разломов. Из поступавших на поверхность при вулканических извержениях газообразных соединений образовалась первичная атмосфера. Её составляли азот, аммиак, углекислый газ, пары воды, метан, водород, инертные газы и др. Происходила интенсивная утечка гелия и водорода в космическое пространство. Когда поверхность Земли остыла до температуры ниже точки кипения воды, стали появляться первые водные бассейны – гидросфера. С появлением воды начались процессы размыва и переотложения горных пород и формирование первых осадочных пород.

Догеологический этап закончился образованием самых древних сохранившихся горных пород. С их появлением начинается геологическая история Земли, появилась возможность изучать её историю по сохранившимся документам – горным породам и минералам. Эти древнейшие архейские породы, так называемые серые гнейсы, породы полигенетические, сложены сильно метаморфизованными интрузивными и эффузивными породами среднего состава, известны в пределах щитов в основании более молодых отложений. На территории РФ и стран СНГ серые гнейсы выявлены в пределах Балтийского, Украинского и Алданского щитов.

Геологический докембрийский этап.

По литологическому составу, степени метаморфизма, радиометрии и другим характеристикам горных пород геологический докембрийский этап делят на архейскую эру (3,9–2,5 млрд лет), и раннепротерозойский (2,6–1,65 млрд лет) и позднепротерозойский (1,65–0,57 млрд лет) (рифей и венд) периоды протерозойской эры.

Архейская эра. Охватывает отрезок времени 3,9–2,5 млрд лет. Это время формирования первичной атмосферы, гидросферы и начала формирования континентальной коры.

К концу архейской эры в результате преобразования океанической коры сформировалась протоконтинентальная кора. Её мощность составляла порядка 30 км, что уже близко к современным показателям. Сформировался фундамент из древнеархейских пород, на котором залегают также архейские породы, сильно метаморфизованные и дислоцированные: граниты, гнейсы, кварциты, вулканиды. Слабометаморфизованные основные и средние вулканические породы заполняли прогибы и получили название зеленокаменные пояса из-за их зелёноватой окраски вследствие хлоритизации. Хлорит – слоистый алюмосиликат зелёного цвета, замещает магнезиально-железистые минералы при низких ступенях метаморфизма. Кроме зеленокаменных поясов развивались и парагнейсовые или гранулитовые пояса в результате глубокого метаморфизма осадочных пород. В этот период все породы испытывали сильнейший и неоднократный метаморфизм. Отмечается повсеместная гранитизация гнейсового фундамента. К этому времени в континентальной коре сформировалась вертикальная метаморфическая зональность.

Интенсивные тектонические подвижки в условиях высоких температур привели к значительным пластическим деформациям пород. Начался процесс горизонтальной структурной дифференциации земной коры.

В конце позднего архея 2,7–2,5 млрд лет назад, сформировался первый суперконтинент Пангеа-0, окружённый океаном Панталасса (гр. *thalassa* – море), в котором уже могли происходить спрединг и субдукция.

Раннепротерозойский период. Охватывает отрезок времени 2,5–1,65 млрд лет. Снижение температуры на поверхности привело к увеличению стабильности и жёсткости земной коры. Поэтому формирование земной коры сопровождалось её дроблением. Сформировавшийся в конце архея суперконтинент Пангеа-0 в начале раннего протерозоя распадается на отдельные стабильные блоки, разделённые подвижными поясами длиной в сотни и тысячи километров и шириной первые сотни километров. Это этап обособления протоплатформ и протогеосинклиналей. Возникали обширные площади континентальной коры. Земная кора разделилась на устойчивые блоки – протоплатформы и подвижные зоны – протогеосинклинали, где активизировались тектонические движения.

Раннепротерозойские породы отличаются от архейских большим разнообразием минерального состава и структур. Они широко представлены в фундаменте всех докембрийских платформ. Происходило массовое накопление осадочных толщ: вулканогенных, а в морских бассейнах также карбонатных и песчано-глинистых пород.

Можно выделить два главных типа нижнепротерозойских толщ: глубокометаморфизованные и дислоцированные породы, спаянные с архейскими в единое целое, и слабее метаморфизованные и менее дислоцированные породы, образующие пологие структуры или заполняющие грабены и располагающиеся несогласно по отношению к архейским породам.

К концу раннего протерозоя обособился гигантский материк Пангея-1, состоящий из ряда континентальных массивов, прообразов будущих материков, и окружённый пространством с корой океанического типа. Вследствие активно продолжающихся тектонических, метаморфических процессов и процессов гранитизации континентальная кора консолидировалась в единое целое, и постепенно сформировался глубокометаморфизованный складчатый фундамент докембрийских платформ — этап их кратонизации. Затем резко падает тектоническая активность и наступает более спокойный платформенный этап развития земной коры.

Позднепротерозойский период. Поздний протерозой (1600–570 млн лет) в России называют рифеем по древнему названию Уральских гор. Верхнюю часть позднего рифея (650–570 млн лет) называют вендом, в Восточной Сибири юдомием.

В начале этого периода вся континентальная земная кора была собрана в единый материк Пангея-1, представлявший собой сушу с ограниченным распространением континентальных морских бассейнов. Вода, вытесняемая с материка, вследствие замыкания протогеосинклиналей, концентрировалась в едином океаническом бассейне. Во внутренних частях Пангеи-1 начались различные деструктивные процессы, приведшие позже к распаду единого материка.

В позднем протерозое на фундаментах начинает формироваться платформенный чехол. Образуются докембрийские платформы. Это Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Китайская,

Северо-Американская, Индостанская, Австралийская и Антарктическая платформы. Позднепротерозойские породы слагают нижние горизонты чехла докембрийских платформ. Они представлены терригенными и карбонатными породами, местами пронизанные силлами основных пород. В конце позднего протерозоя началось опускание платформ, сопровождавшееся обширной морской трансгрессией. Начинается процесс заложения фанерозойских геосинклинальных поясов – Средиземноморского, Урало-Охотского, Северо-Атлантического, Тихоокеанского и других. В океанических бассейнах, существовавших в рифейских геосинклинальных поясах, происходит интенсивное осадконакопление.

В среднем и позднем рифее стадия кратонизации континентальной коры сменяется стадией рифтообразования. В позднем рифее начинается распад единого материка Пангеи-1 на материк Гондвану в Южном полушарии и Лавразию в Северном. В венде начинается распад Лавразии. В Лавразии платформы приобрели очертания, близкие к современным. Материки Лавразии находились в низких широтах вблизи экватора. На их территории установился жаркий и влажный климат, накапливались мелководные и лагунные отложения. В это же время Гондвана находилась в высоких широтах южного полушария и подвергалась оледенению, оставаясь приподнятой выше уровня древнего единого океанического бассейна, получившего название Палеотетис.

Процесс распада Пангеи-1 сопровождался новообразованием в зонах спрединга океанической коры. Продолжалось заложение главных подвижных поясов. В атмосфере повысилось содержание кислорода. Это увеличило плотность озонового слоя и снизило поступление на земную поверхность коротковолновой части солнечного излучения, что обеспечило скорый расцвет органической жизни.

Заканчивается докембрийское время вендом (рис. 7.2). По меркам геологического времени это очень короткий отрезок времени, его продолжительность не более 70 млн лет.

В венде в образующихся морских бассейнах продолжались процессы спрединга и субдукции. Отложения венда известны на всех континентах, наиболее полно они представлены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах. Так, на Восточно-Европейской платформе они распространены на севере, востоке и юго-западе, где их мощность колеблется от 200 до 2000 м.

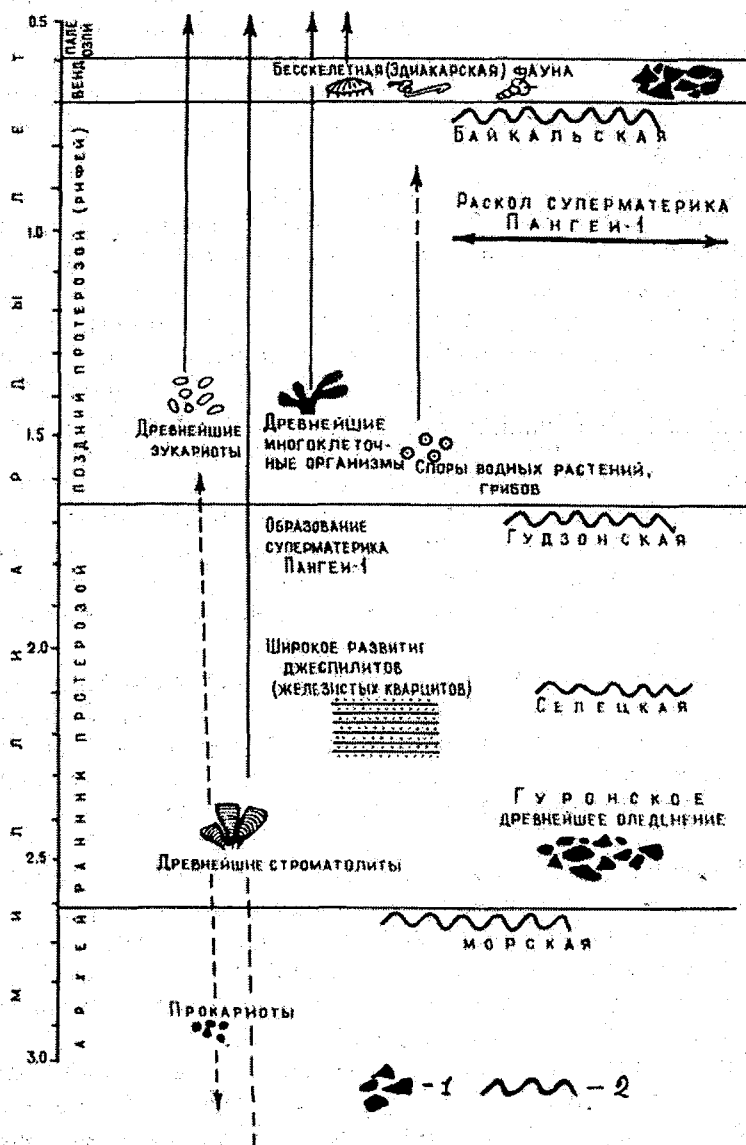


Рис. 7.2. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события в позднем архее – протерозое. [Короновский, Якушова, 1991].

1 – оледенения; 2 – складчатость

Вендом заканчивается криптозойский эон развития Земли, когда сформировался циклический механизм формирования суперконтинента (суперматерика) и его последующего дробления. Начинается фанерозойский эон, продолжающийся до настоящего времени. Он делится на три эры: палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую.

Раннепалеозойский (каледонский) этап.

Раннепалеозойский этап начинался в конце венда и продолжался на протяжении кембрийского, ордовикского и силурийского периодов (рис. 7.3).

История развития Земли в фанерозое резко отличается от её развития за время длительного криптозойского эона. Отличие проявляется не только в новой качественно другой стадии развития органической жизни, но и в более быстром тектоническом движении земного вещества; изменялись прежние и формировались новые геологические структуры. Продолжалось активное сосуществование подвижных (геосинклинальных) и стабильных (платформенных) участков земной коры. Происходило перемещение платформенных участков земной коры континентального типа как по широте, так и по долготе. Геосинклинальные участки превращались в складчатые пояса.

Согласно концепции тектоники плит, формирование и развитие складчатых поясов Земли есть результат эволюции морских бассейнов с корой океанического типа. Их эволюция начинается с раскрытия бассейнов и завершается столкновением литосферных плит, закрытием океанических бассейнов и формированием складчатых поясов.

В тектонических движениях земной коры чётко проявляется определённая цикличность, что позволило выделить этапы её глобальной эволюции на протяжении фанерозойского эона: каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский этапы. Они начинаются с интенсификации тектонических подвижек и заканчиваются образованием горных сооружений.

Раннепалеозойский, или каледонский, этап начался в позднем рифее и венде и закончился в силурийском периоде. В раннем палеозое активизировалось движение литосферных плит. Завершился распад докембрийского единого материка Пангеи-1. В Южном полушарии окончательно сформировался материк Гондвана, в ко-

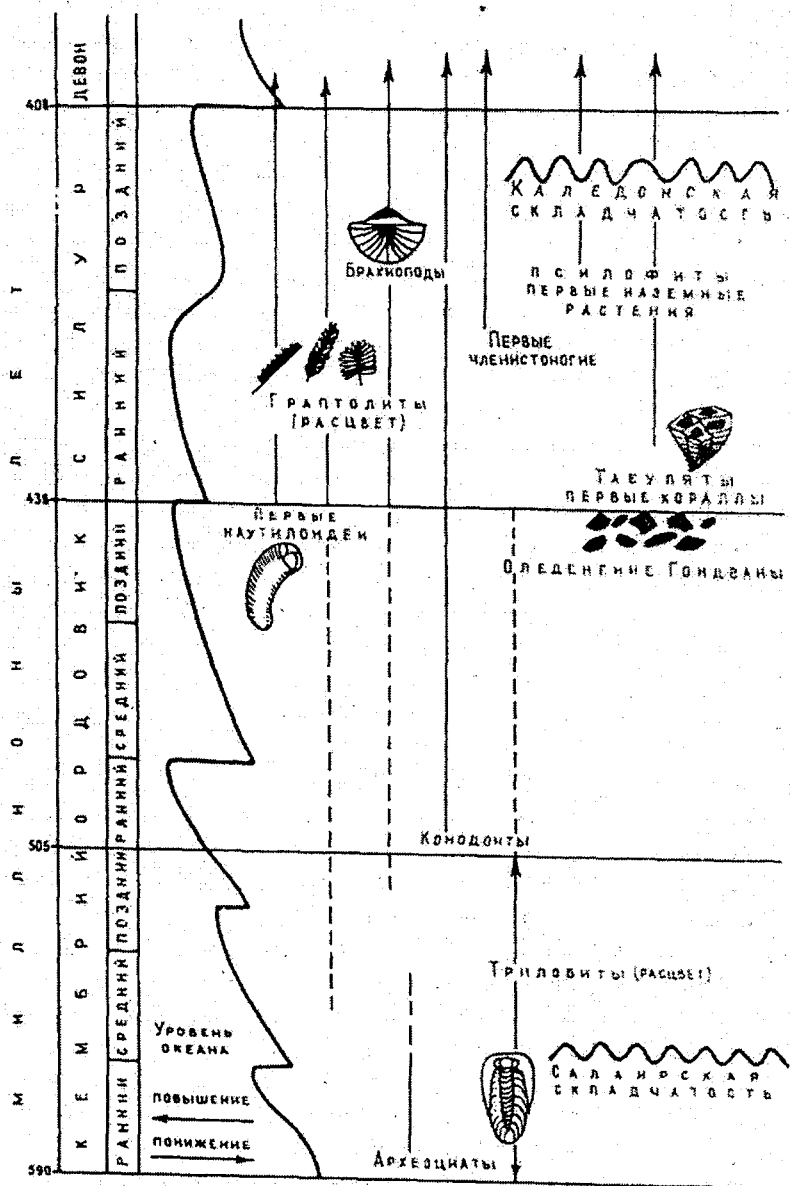


Рис. 7.3. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события раннего палеозоя [Короновский, Якушова; 1991]

торый входили Африка, Антарктида, Южная Америка, Индостан и Австралия. Этому единому матерiku противостояли небольшие разрозненные северные материки, части расколовшегося единого материка Лавразии, разделённые океаническими бассейнами. Их контуры примерно соответствовали контурам крупных докембрийских платформ – Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской и Китайской. Эти древние платформы ещё в конце рифея начали погружаться и были покрыты мелководными эпиконтинентальными морями. На Восточно-Европейской платформе в кембрии и ордовике интенсивное осадконакопление глины, песков, известняков происходило вблизи южной окраины Балтийского щита, который являлся областью сноса обломочного материала (рис. 7.4). В силуре начинается регрессия моря, оно отступает к западу, где формируется толща известняков до первых сотен метров мощности. К концу раннего палеозоя все платформы испытывают поднятия, подвергаются размыву и денудации.

В то же время платформы Гондваны были приподняты и находились вблизи Южного полюса. На континентальные условия и холодный климат указывают моренные и терригенные песчано-глинистые отложения на значительных территориях Гондваны.

Климатическая зональность раннего палеозоя, нанесённая на карту современных материков, не согласуется с современными широтами. Например, климатические реконструкции показывают, что современные докембрийские платформы – Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская, Северо-Американская – в кембрийский период находились в низких широтах в экваториальной зоне. Это объясняется изменением местоположения континентов в результате миграции литосферных плит.

На платформах каледонский тектогенез распадается на две стадии. Первая стадия характеризуется образованием огромных опускающихся областей, что сопровождалось трансгрессией моря, достигшей максимума в ордовике. На второй стадии – завершение каледонской складчатости – происходит общее поднятие платформ и регрессия моря, достигшая максимума к концу силура.

Позднепалеозойский (герцинский) этап.

Позднепалеозойский этап продолжался на протяжении девонского, каменноугольного и пермского периодов (рис. 7.5).

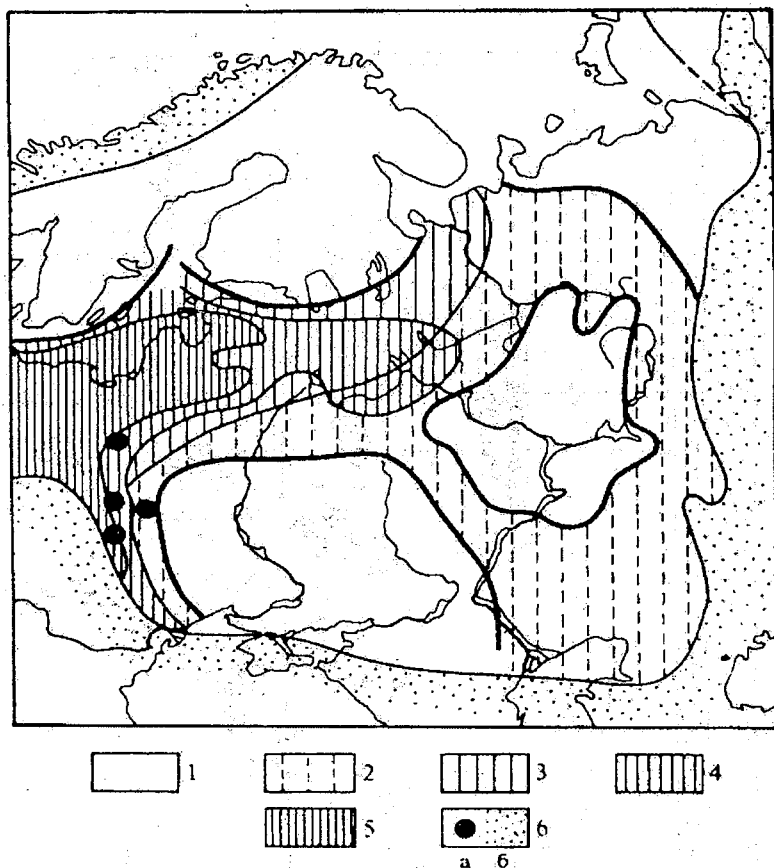


Рис. 7.4. Палеогеографическая схема Восточно-Европейской платформы для каледонского этапа развития [Короновский, Якушова; 1991].
 1 – поднятия (суша); прогибы, занятые морскими отложениями: 2 – в позднем венде, 3 – в кембрии, 4 – в ордовике, 5 – в силуре, 6а – магматизм, 6б – геосинклинальные прогибы

В начале девонского периода продолжается начавшийся в раннем палеозое процесс замыкания океанических бассейнов. В результате в позднепалеозойский этап сформировался единый материк – Пангея-2. Соединённые воедино материки Лавразии с севера примыкали к Гондване и соединились с ней герцинской складчатой системой.

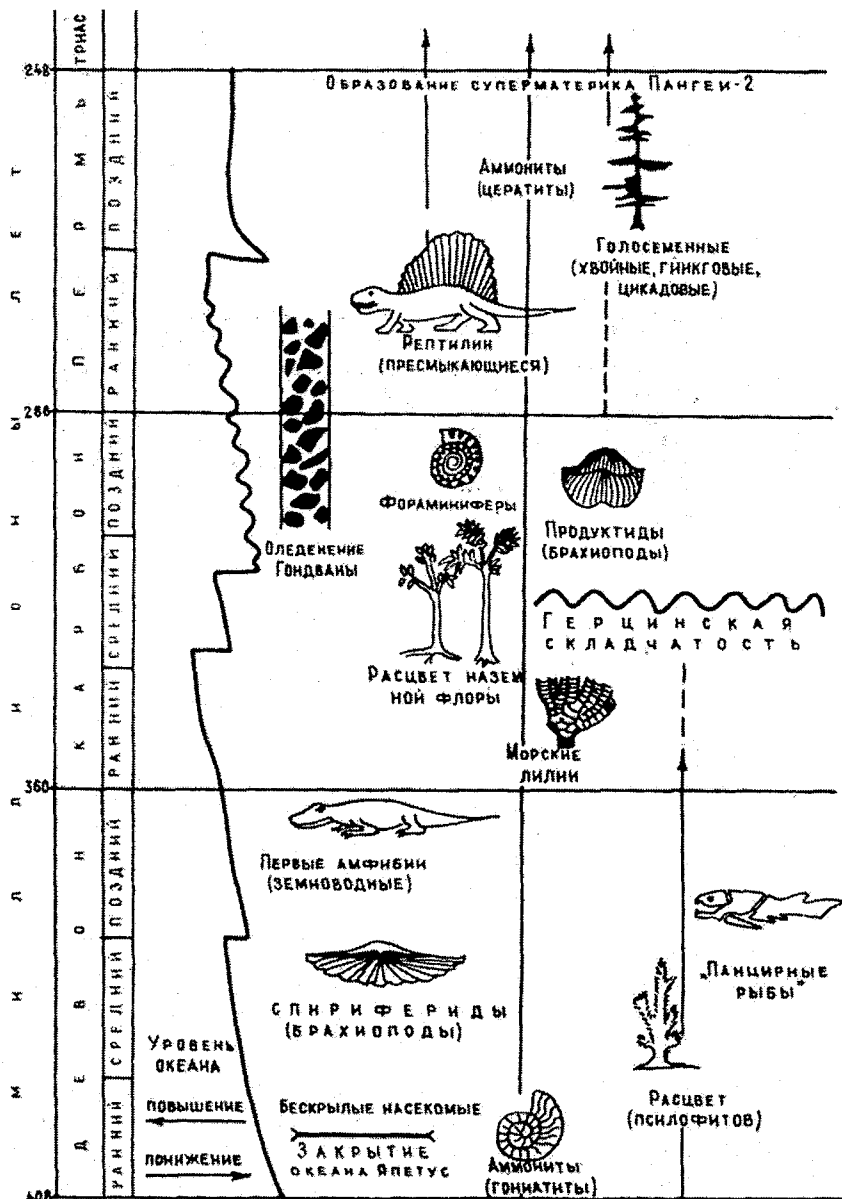


Рис. 7.5. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события позднего палеозоя [Короновский, Якушова; 1991]

Процесс замыкания океанических бассейнов сопровождался дальнейшим развитием и усложнением структуры подвижных геосинклинальных поясов. В конце силура – начале девона в Урало-Охотском складчатом поясе активизируются тектонические движения, сопровождающиеся внедрением гранитов и габброидов. В начале карбона вся Уральская система испытывала поднятия, сопровождавшиеся складчато-надвиговыми деформациями. Восходящие движения активизировались в среднем и позднем карбоне и продолжались в пермский период.

Урало-Охотский пояс, возникший после раскалывания материка Пангеи-1 в начале палеозоя на месте Палеоазиатского океанического бассейна с океанической корой, в результате сближения блоков континентальной коры и последующих тектонических подвижек в позднем палеозое прекратил своё развитие формированием стабильных герцинских горно-складчатых систем: Уральской, соединившей Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы, Зайсанской и Гоби-Алтайской. В конце палеозоя в этих системах начинается активизация тектонических движений, формируется горный рельеф, возникают межгорные впадины. Раскол фундамента сопровождался вулканизмом.

Одновременно с развитием подвижных поясов происходило геологическое развитие платформенных участков континентальной коры. Герцинский этап развития Восточно-Европейской платформы начался с её погружения в конце силура – начале девона, более интенсивного на восточной её половине. На общем фоне нисходящих движений устойчивое поднятие испытывали Балтийский и Украинский щиты. В девоне на платформе происходит активизация тектонических движений, что способствовало проявлению вулканизма в Воронежской и Волго-Уральской антеклизях. Морская трансгрессия, распространявшаяся с востока на запад, достигла своего максимума в позднем девоне и в начале карбона пошла на убыль. В конце нижнего карбона большая часть платформы начала испытывать поднятия. Морские осадки сменились континентальными отложениями: аллювиальными, озёрными и болотными. Это время интенсивного углеобразования на Земле. Далее до конца пермского периода на большей части территории платформы происходило чередование континентальных и морских условий, что фиксируется в характере отложений.

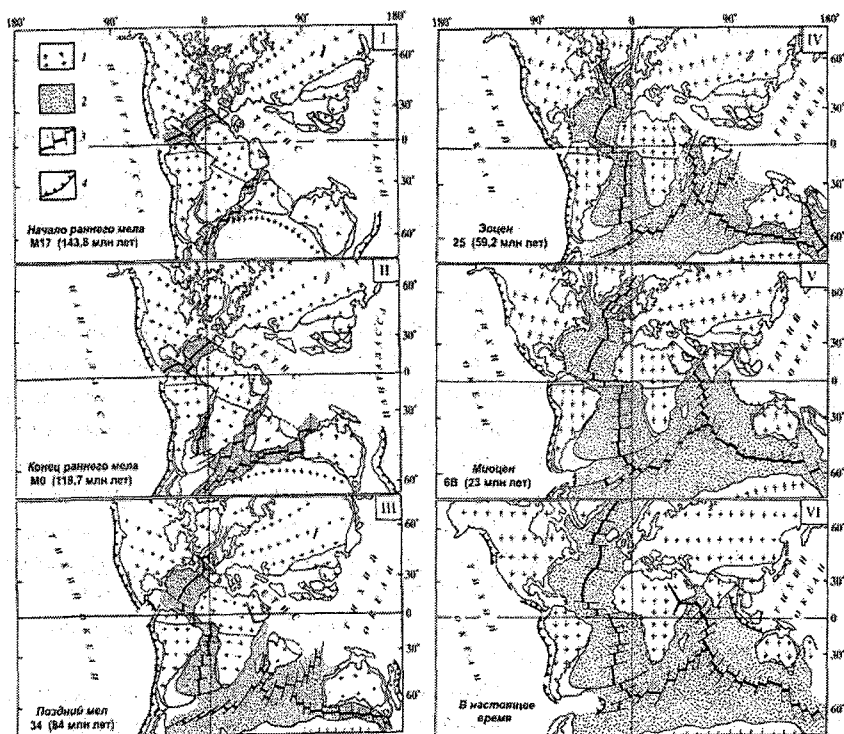


Рис. 7.6. Последовательность распада Пангеи-2. [Хаин, Ломизе; 2005].

1 – континентальная литосфера Пангеи; 2 – океаническая литосфера, новообразованная при распаде Пангеи; 3 – активные зоны спрединга; 4 – зоны субдукции

На границе древних платформ и герцинских горно-складчатых систем возникали краевые прогибы с характерным асимметричным профилем; с пологим, обращённым к платформе, и крутым, обращённым к геосинклинальному поясу. Краевые прогибы заполнялись мощной толщей терригенных осадков и осадков мелководных морских бассейнов.

Одновременно с этими процессами в середине каменноугольного периода завершилось сближение континентальных блоков, закончившееся формированием единого материка Пангеи-2. Но уже в это время в пределах как Лавразии, так и Гондваны, начиная с позднего карбона, стали активизироваться процессы рифтогенеза, позднее приведшие к распаду Пангеи-2 (рис. 7.6).

Климатическую зональность позднепалеозойского периода, как и раннепалеозойского, можно объяснить только на основе концепции движений литосферных плит.

Мезозойский (киммерийский) и мезозойско-кайнозойский (альпийский) этапы.

Киммерийский этап развития земной коры происходил в течение триасового, юрского и в начале мелового периодов. Альпийский этап, начавшийся в конце нижнего мела, продолжается на протяжении всей кайнозойской эры, до настоящего времени. Основные эволюционные процессы киммерийского этапа происходят и в течение альпийского этапа, что позволяет рассмотреть эти два этапа в одном разделе.

Важнейшим событием рассматриваемого периода явился распад суперконтинента Пангеи-2 и формирование современного структурного плана земной коры (рис. 7.7). В триасовый период континентальная кора оставалась собранной в единый материк – Пангею-2, образовавшийся в позднем палеозое после соединения Гондваны и Лавразии. Но уже в конце триаса начался распад Пангеи-2 и в начале юрского периода её уже пронизывала сеть континентальных рифов. Крупные материковые блоки континентальной коры отделялись и перемещались. На протяжении юрского периода стали самостоятельными материками Африка, отделившаяся от Южной Америки, Австралия, Антарктида. Отделившийся Индостан стал перемещаться к северу в направлении Лавразии. От Лавразии отделилась Северная Америка, а от неё – Гренландия. Образовались Атлантический и Тихий океаны и в меловой период Северный Ледовитый и Индийский океаны. Процесс распада суперконтинента Пангеи-2 как единого материка полностью завершился в начале кайнозоя, и сформировался современный облик поверхности Земли.

Образование океанов вследствие спрединга сопровождалось формированием срединно-океанических хребтов, что вызывало повышение уровня Мирового океана и трансгрессию моря на платформенные территории. Океаническая кора ложа океанических бассейнов постоянно обновлялась, её ранее сформированные участки поглощались в зонах субдукции.

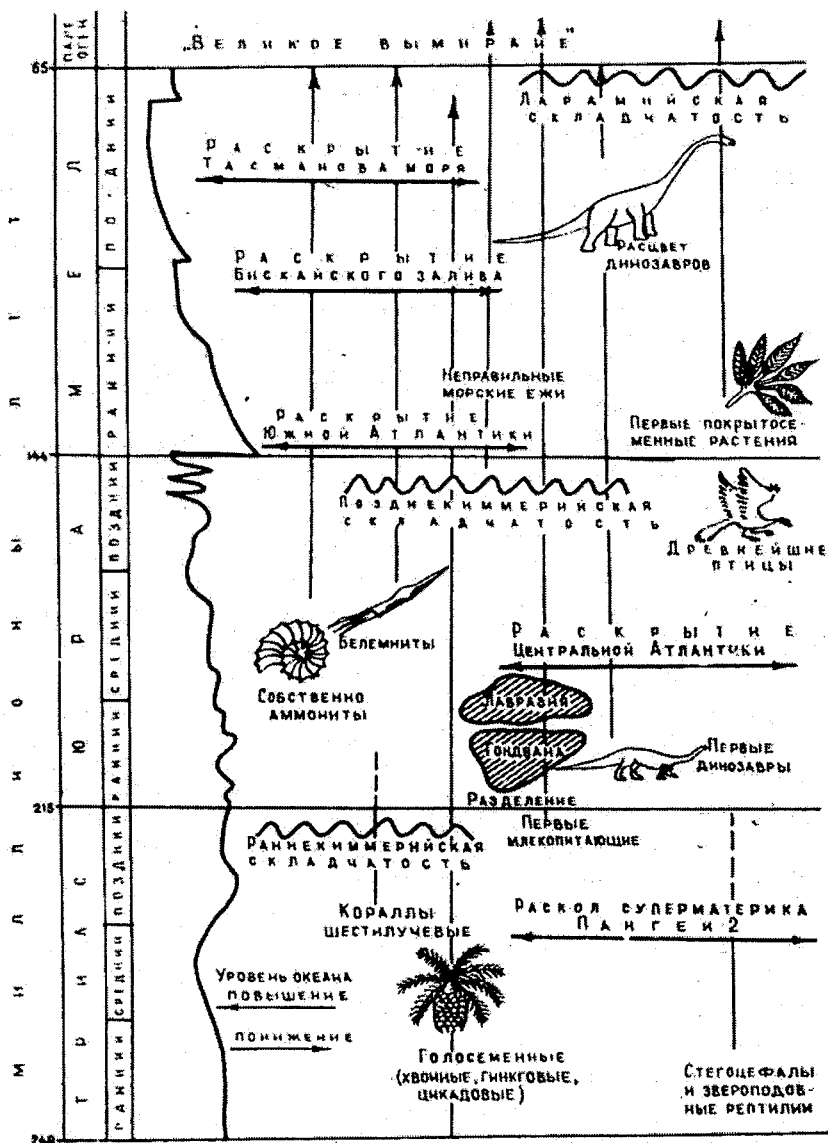


Рис. 7.7. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события мезозойской эры [Короновский, Якушова; 1991]

Развитие древних и молодых эпипалеозойских платформ (гр. *ери* – после, над) в значительной степени определялось развитием разделявших их геосинклинальных поясов. Восточно-Европейская платформа на протяжении триасового периода испытывала поднятия. На её территории накапливались континентальные отложения. Обломочный материал сносился с Палеоуральских гор, Балтийского и Украинского щитов, с Воронежской и Волго-Уральской антеклиз. На ограниченных участках в небольших водных бассейнах накапливались глины, пески, мергели и известняки. Только в Прикаспийской впадине в течение триаса накопилась толща мощностью более 2 км континентальных и морских пород, что свидетельствует о периодической трансгрессии этой территории с юга.

В средней юре наступает трансгрессия моря, охватившая практически всю платформу. Формируются маломощные мелко-водно-морские глинисто-песчаные отложения, не более 150–250 м. Только в Прикаспийской впадине осадочная толща достигает мощности 3 км, что указывает на устойчивое погружение этой территории на протяжении всей юры. Эти условия в общем сохраняются на платформе и на протяжении мелового периода. В конце позднего мела вся Восточно-Европейская платформа испытывает поднятие, кроме своей южной окраины, примыкающей к начавшему активно развиваться Альпийскому подвижному поясу. Это поднятие продолжается на протяжении кайнозойской эры.

В конце мезозоя завершился распад Гондваны как оставшейся части Пангеи-2. В начале кайнозоя Австралия последней отделилась от Антарктиды. Завершившийся распад Гондваны привёл к образованию современного Индийского океана.

В начале мелового периода стали формироваться Атлантический и Северный Ледовитый океан. Наличие срединно-океанических хребтов указывает на спрединг как ведущий механизм этого процесса. Тихий океан в мезозое и затем в кайнозое развивался более сложно. Его становление сопровождалось активным столкновением и конвергенцией океанических литосферных плит.

К началу кайнозойской эры ещё не установился современный облик Земли. Продолжались процессы активизации движения литосферных плит, сопровождавшиеся их дроблением. Материки продолжали дрейфовать (рис. 7.8).

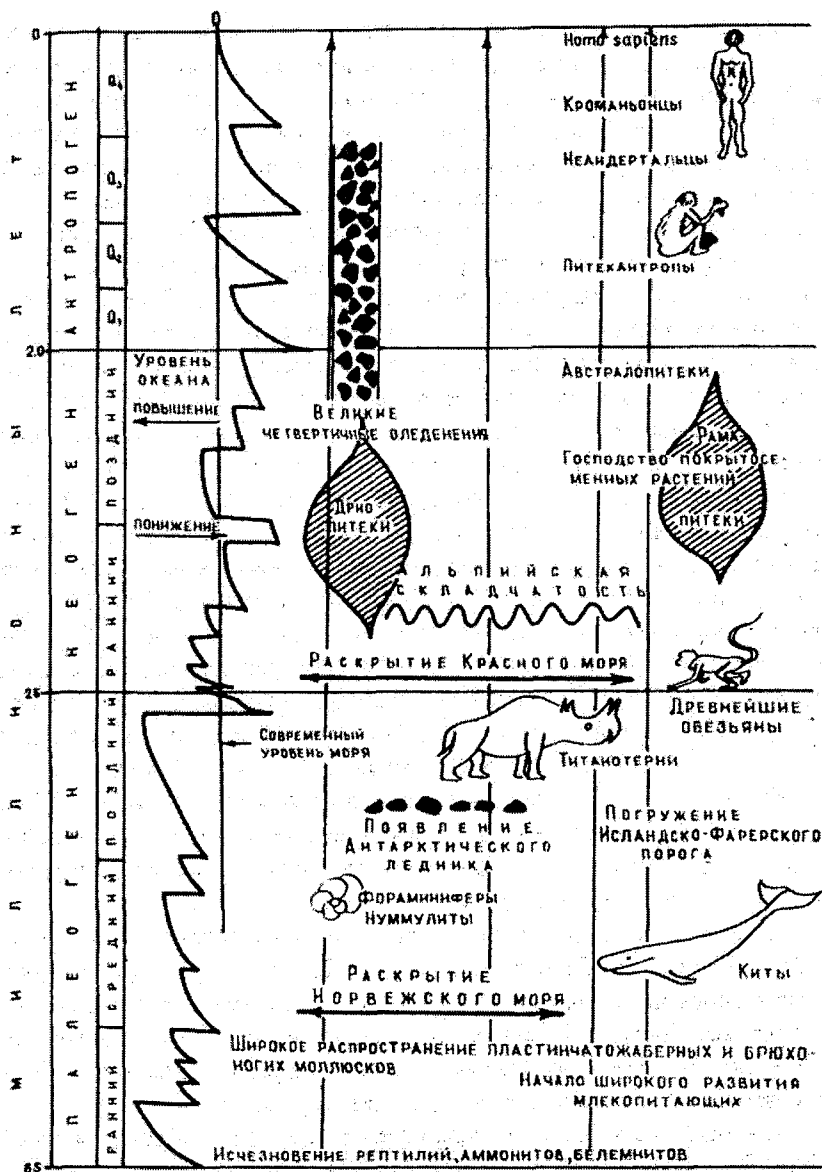


Рис. 7.8. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события кайнозойской эры [Короновский, Якушова; 1991]

Северная Америка удалялась от Евразии. Происходит сближение Афро-Аравийского континента с Евразией, завершившееся в неогене. В результате почти полностью закрывается широтный палеоокеан Тетис, существовавший в юре и начавший сокращаться в меловой период. Океаническая кора поглощалась в результате субдукции у южной окраины Евразии. На месте палеоокеана Тетис, разделявшего Евразию и Афро-Аравийский континент, возникает Альпийско-Гималайский горно-складчатый пояс с реликтовыми морскими бассейнами: Средиземноморским, Черноморским, Каспийским, протянувшийся от Гибралтарского пролива до Памира, Гиндукуша и Гималаев. С олигоцена развитие пояса происходит в обстановке столкновения континентов, формирования складчато-надвиговых структур, образования горных хребтов: Пиренеев, Альп, Карпат, Кавказа и др. (рис. 7.9).

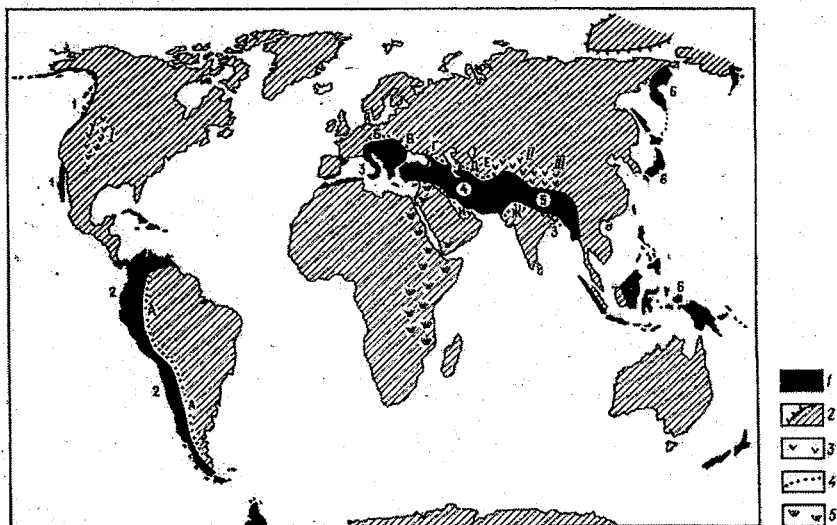


Рис. 7.9. Расположение областей кайнозойской складчатости. [Гаврилов, 1989].
 1 – области кайнозойской складчатости; 2 – области более ранней консолидации;
 3 – области эпиплатформенной активизации: I – Скалистые горы, II – Тянь-Шань,
 III – Тибет; 4 – передовые прогибы: А – Предандийский, Б – Предальпийский,
 В – Предкарпатский, Г – Предкавказский, Д – Предкопетдагский,
 Е – Предпамирский, Ж – Индийские, Г – Гангский, И – Месопотамский;
 5 – Восточно-Африканская рифтовая зона

В Тихоокеанском поясе формируются Анды. Анды, или Кордильеры Южной Америки, самая протяжённая горная система (более 9000 км), возникла в результате столкновения Южно-Американской литосферной плиты с океанической плитой Наска.

В среднем палеогене произошло столкновение континента Индостан с Евразией, что привело к образованию горной системы Гималаев и Тибетского плато. Одновременно после сближения произошло отделение Африканского континента от Евразии и возникновение рифта Красного моря. Австралия откололась от Восточной Антарктиды и, поворачиваясь вокруг своей оси против часовой стрелки, начала перемещаться к северу в сторону Евразии.

К концу миоцена расположение литосферных плит было достаточно сходным с современным. Их движение продолжается на протяжении всей кайнозойской эры по настоящее время, и происходит преимущественно в субширотном направлении (рис. 7.10). По современной реконструкции движения литосферных плит американского геолога К. Скотиса через 250 млн лет должно произойти формирование единого материка Пангеи-3, который он назвал «Психозоем».

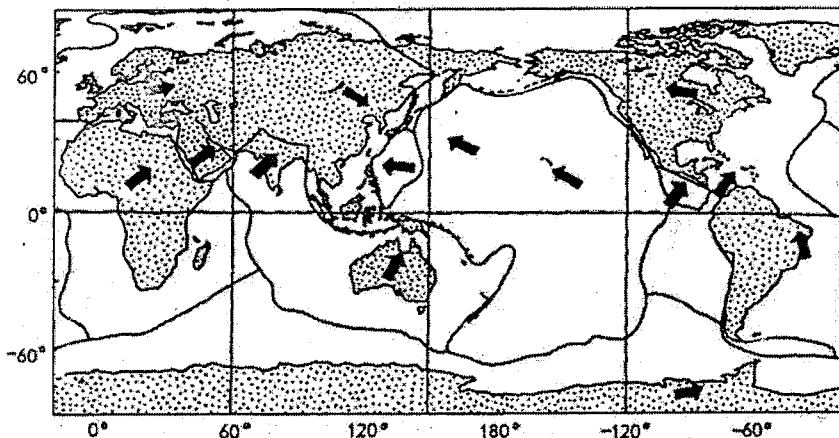


Рис. 7.10. Направления движения литосферных плит в 1985–2000 гг., по данным спутниковых наблюдений [Лихт, 2004]

Внутри плит тектонические движения были преимущественно вертикальными. В начале палеогена многие платформы испытали

погружение, сопровождавшееся палеогеновой трансгрессией моря, достигшей максимума к началу олигоцена. В неогене погружение многих платформ сменилось их поднятием и регрессией моря. На докембрийских платформах Северного полушария почти на протяжении всего неогена установился континентальный режим, продолжающийся и в четвертичном периоде. Происходили отдельные небольшие морские трансгрессии.

Восточно-Европейская платформа испытывала поднятие в течение всей кайнозойской эры. Погружение в палеогене и неогене происходило только на её южной окраине.

Оно постоянно сокращалось, поэтому северная граница неогеновых отложений располагается южнее палеогеновых. Палеогеновые отложения маломощные, развиты фрагментарно на локальных участках, испытывающих погружение. Только в Прикаспийской впадине их мощность достигает 1,3 км. В неогеновый период поднятие продолжается. Неогеновые осадки известны на западе и юге плиты. В миоцене Черноморский бассейн соединяется со Средиземноморским, в результате повышается уровень воды и на южной части платформы наступает эпоха чередований трансгрессий и регрессий моря. Отложения плиоцена, верхнего отдела неогена, развиты только в Причерноморской и Прикаспийской впадинах. В плиоцене Чёрное море отделилось от Средиземного и в конце плиоцена – начале плейстоцена снова соединилось. В конце позднего плиоцена вся Восточно-Европейская платформа испытывает поднятие и становится сушей. В четвертичный период на Восточно-Европейской платформе накапливались ледниковые, аллювиальные и очень редко местами морские отложения.

На протяжении кайнозоя в результате тектонических подвижек структура материков заметно усложнилась. Если тектонические движения только частично затронули докембрийские платформы, то активные тектонические движения альпийского тектогенеза происходили на территории более молодых платформ – эпикаледонских, эпигерцинских, мезозойских, частично затрагивая докембрийские платформы (рис. 7.11). Платформы испытывали разломы, блоковые поднятия. Возникали новые горные системы, вдоль разломов проявлялся наземный вулканизм. В результате эпиплатформенного орогенеза произошла активизация древних

горных складчатых систем киммерийских, герцинских и в меньшей степени каледонских и протерозойских, возникли глыбовые поднятия, разделённые грабенами. Это Скалистые горы, Тянь-Шань, Тибет.

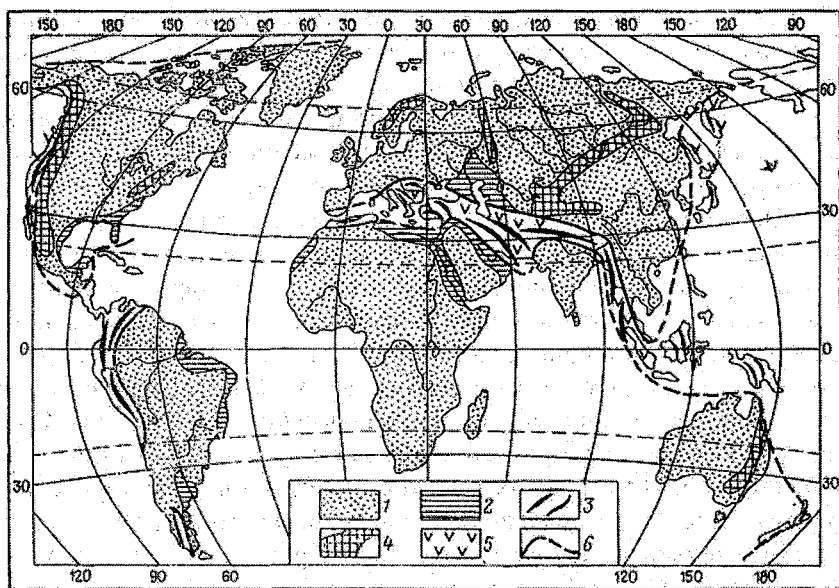


Рис. 7.11. Структурно-палеогеографическая карта неогена. [Левитес, 1986].
1 – суша; 2 – море на платформах; 3 – области проявления альпийского горообразования; 4 – области проявления эпиплатформенного орогенеза; 5 – области проявления вулканизма; 6 – границы древних и молодых платформ.

В четвертичном периоде контуры материков и океанов окончательно приобрели современные очертания. Продолжающийся альпийский тектогенез проявлялся в воздымании молодых горно-складчатых систем Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, активизации древних частично денудированных горных сооружений. Наряду с поднятиями происходили опускания земной поверхности в южной части Каспия, в Чёрном море и Мексиканском заливе. Эти области характеризуются повышенной сейсмичностью и проявлением магматизма.

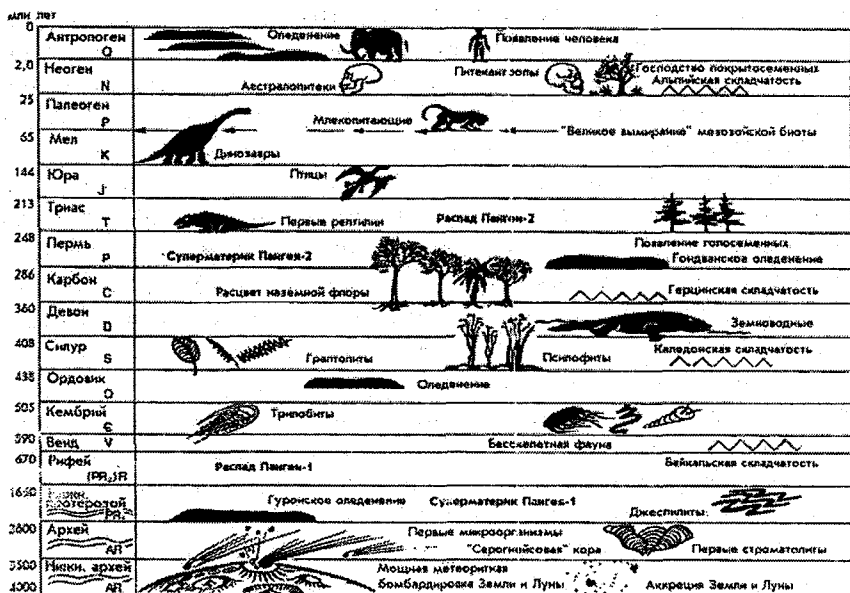


Рис. 7.12. Геохронология событий в геологической истории Земли [Лихт, 2004]

История развития Земли в четвертичный период в значительной степени определялась климатическими условиями. На протяжении всего периода происходили ритмические изменения климата, начавшиеся в конце неогена и участвовавшие в четвертичный период. Похолодания климата, вызывавшие оледенения, сменялись потеплениями, когда ледники таяли. Оледенения были материковыми, горными, подземными, океаническими. В периоды глобальных оледенений ледники охватывали значительную часть суши. Площадь современного оледенения оценивается как не менее 15 млн км², что составляет менее 11% площади суши. В период последнего, самого крупного оледенения общая площадь ледников составляла более 60 млн км², т. е. почти 30 % площади суши.

Под действием огромных ледниковых толщ происходило прогибание земной поверхности. В периоды таяния ледников происходило поднятия освободившихся от ледников участков земной поверхности.

Смена климата сопровождалась значительными изменениями уровня Мирового океана, что влияло на состояние климата. Так, во

время крупных оледенений уровень Мирового океана по сравнению с современным понижался на 100 м и более. Понижение уровня Мирового океана и ледниковая эрозия усиливали вынос с континентов терригенного материала, что влияло на процессы седиментации в океанических бассейнах.

Временные периоды оледенений, границы распространения того или иного оледенения достаточно точно документируются ледниковыми отложениями — обломочным материалом, захваченным в результате ледниковой эрозии, перенесённым на значительные расстояния и отложенным при таянии ледника. Это моренные, флювиогляциальные, озёрно-ледниковые отложения.

К началу эпохи голоцена начавшейся с окончанием последнего оледенения и продолжающейся в настоящее время материка приняли современные очертания, рельеф принял современные формы, сформировался современный животный и растительный мир, возникла географическая среда (рис. 7.12). В голоцене развитие гоминид завершилось появлением современного человека — Homo Sapiens.

7.4. Эпоха четвертичных оледенений

Ледник — это масса льда преимущественно атмосферного происхождения, приуроченная к тем участкам земной поверхности, на которых твёрдых осадков (снег, град) отлагается в течение года больше, чем тает и испаряется, и которая испытывает движение под влиянием силы тяжести. Лёд не накапливается на земной поверхности беспрестанно. Под давлением вышележащей толщи вязкость льда в основании ледника резко падает, соответственно возрастает его текучесть, и ледник сползает с тех участков, где он формируется и доходит до так называемой снеговой линии, уровня ниже которого таяние и испарение преобладает над накоплением твёрдых осадков, т.е. формированием льда. Ледниковые периоды в геологической истории Земли — это длительные этапы в её развитии, характеризующиеся значительным похолоданием климата сопровождавшимся оледенениями, т.е. развитием обширных материковых ледниковых покровов, как в полярных, так и в умеренных широтах.

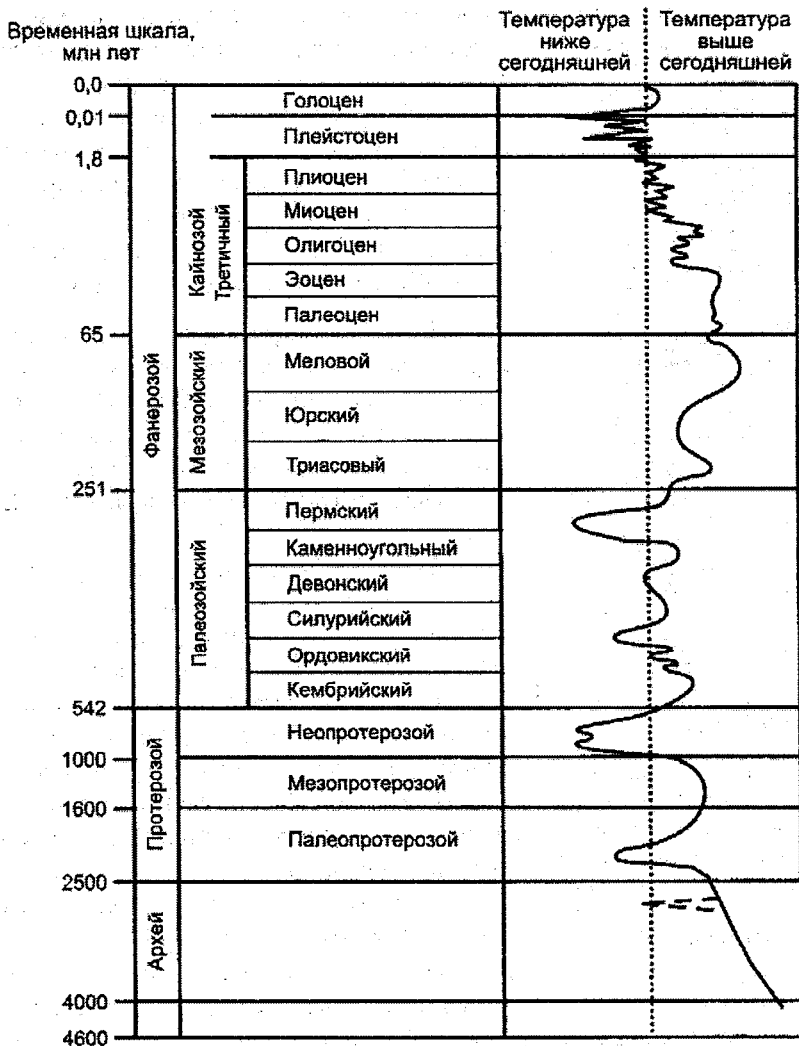


Рис. 7.13. Таблица соответствия температур на Земле и геологических периодов [Ульмшнайдер, 2009]

Из графиков (рис. 7.13 и 7.14) видно, что ледниковые периоды имели место уже в архее-протерозое. Это подтверждается наличием тиллитов – докембрийских моренных отложений, позже под-

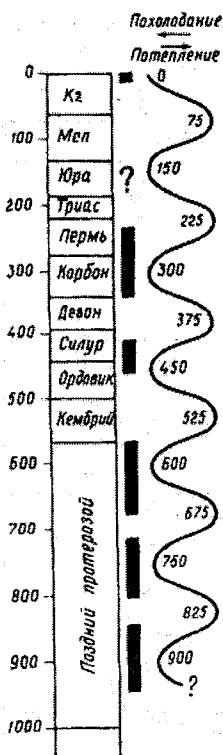


Рис. 7.14. Последовательность ледниковых (чёрные полосы) и межледниковых периодов за последний миллиард лет. Шкала в миллионах лет [Каплянская, Тарноградский, 1993]

вергшихся уплотнению и иногда метаморфизму. В позднем протерозое выделяется три ледниковых периода (рис. 7.14). В фанерозое эпохи оледенений повторялись в палеозое, наиболее значительными из которых являются Ордовикско-Силурийское (460–430 млн лет назад) и Каменноугольно-Пермское (320–250 млн лет назад) оледенения.

После последующего длительного перерыва в конце кайнозойской эры возобновились оледенения земной поверхности, когда 2–3 млн лет назад установился режим климатических колебаний, наиболее проявившихся в четвертичный период.

Во второй половине неогена началось похолодание. В центральных частях материков установились континентальные условия и возросли контрасты температур. Похолодание распространялось на более низкие широты и особенно усилилось в конце плиоцена на рубеже четвертичного периода, когда возникли ледники на островах и окраинах материков, примыкающих к Северному Ледовитому океану и началось формирование ледового щита Антарктиды.

В результате изымалось огромное количество пресной воды из Мирового океана, что приводило к повышению его солёности и падению уровня примерно на 150 м по отношению к современному. Возникающие ледниковые поля в большей степени отражали поступающую солнечную энергию, что приводило к дальнейшему похолоданию климата.

В Северном полушарии центрами оледенений были Скандинавия, Канада, Новая Земля, Таймыр, Северная Земля. Мощность ледяникового покрова превышала 2,5 км. Горные системы были

покрыты мощными горно-долинными ледниками. Чередование моренных отложений с флювиогляциальными, озёрными и болотными свидетельствует, что периодически наступали межледниковые эпохи и ледники сокращались.

В Южном полушарии климат был на несколько градусов теплее, чем в Северном, поэтому температурный экватор был смещён к югу. Покровные оледенения охватывали только Антарктиду, где сформировался сохранившийся до настоящего времени ледниковый покров средней мощностью 1720 м. Максимальная мощность льда, измеренная на Антарктическом щите, составляет 4744 м (между станциями Кейси и Восток).

В межледниковые эпохи несмотря на потепление ледниковый покров Антарктики, Гренландии и Антарктиды в значительной степени сохранялся. Температура в межледниковые эпохи повышалась на 6–12 °С, и количество осадков возрастало. Таяние льда приводило к повышению уровня Мирового океана. В результате трансгрессий затоплялись обширные низменные участки суши, примыкающие к Северному Ледовитому океану, а на территории Восточно-Европейской равнины появлялось большое количество озёр. Смена климатических условий отражается в геологических разрезах территорий, подвергавшихся оледенению. Горизонты ледниковых отложений чередуются с неледниковыми осадками (морскими, озёрными, болотными и др.).

В Западной Европе на основе изучения альпийских оледенений выделено четыре крупных оледенения. Они получили названия по альпийским рекам Гюнц, Миндель, Рисс и Вюрм, в долинах которых были выделены отложения этих оледенений.

Гюнцское оледенение, древнейшее выделенное оледенение Альп, происходило в конце плиоцена – начале плейстоцена (900–800 тыс. лет назад), имело не менее двух стадий. На Восточно-Европейской равнине на территории Белоруссии некоторые исследователи выделяют древние моренные отложения, соответствующие Гюнцкому оледенению.

Миндельское оледенение, второе четвертичное оледенение Альп, происходило в раннем плейстоцене (700–400 тыс. лет назад), имеет две фазы. Соответствует Окскому оледенению на Восточно-Европейской платформе.

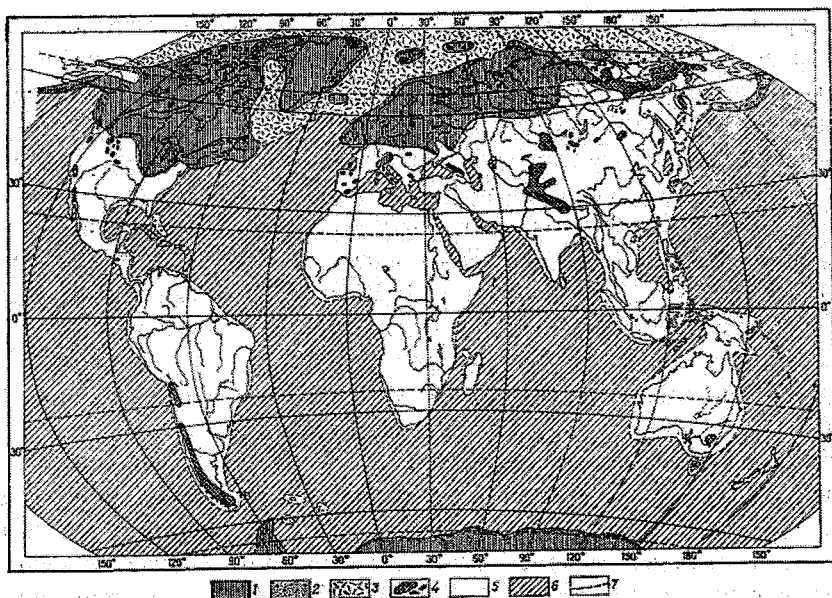


Рис. 7.15. Карта максимального (Днепровского) оледенения [Левитес, 1986].

- 1 – площадь материкового оледенения; 2 – фирновый лёд; 3 – пак;
4 – горные оледенения; 5 – территории, свободные ото льда; 6 – море;
7 – предполагаемые границы материков

Рисское оледенение – предпоследнее максимальное плейстоценовое оледенение Альп (250–75 тыс. лет назад). Подразделяется на две фазы наступления ледников: Рисс I и Рисс II, которые разделялись временем существенного потепления климата. На Восточно-Европейской равнине Рисс I соответствует Днепровскому самому значительному оледенению, покрывшему большую часть равнины, когда оледенение охватило долины рек Днепра и Дона до широты городов Днепропетровска и Волгограда (рис. 7.15). Рисс II соответствует Московскому оледенению. Площадь оледенения зависит не только от степени понижения температуры, но и от количества выпадающих осадков. Поэтому в Евразии площадь оледенения убывает с запада на восток (рис. 7.16).

Вюрмское оледенение – последнее альпийское оледенение, происходило в позднем плейстоцене (70–11 тыс. лет назад). Выделяют три фазы оледенения: Вюрм I, Вюрм II и Вюрм III. На Вое-

точно-Европейской платформе Вюрмскому соответствует Валдайское оледенение, когда ледник двигался со Скандинавии, Кольского полуострова, Новой Земли и дошёл до Валдайской возвышенности и севера Белоруссии. Как и Вюрмское, Валдайское оледенение делится на три фазы: ранне-, средне- и поздневалдайское.

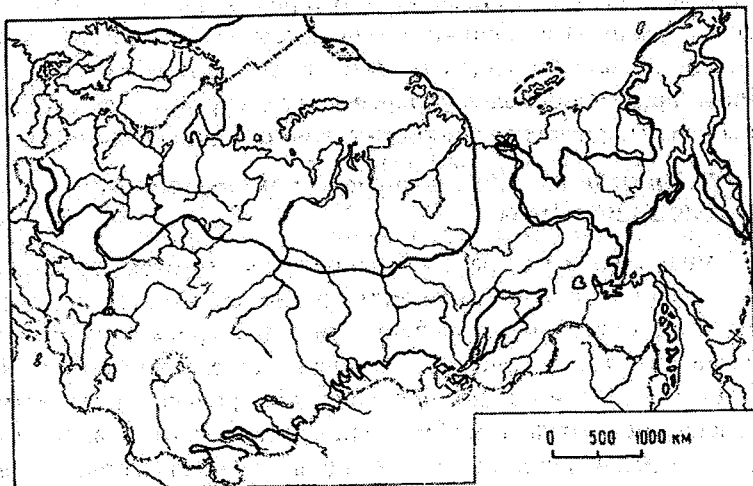


Рис. 7.16. Карта распространения плейстоценового оледенения на территории РФ и стран СНГ. Граница оледенения показана жирной линией [Каплинская, Тарноградский, 1993].

Поздневалдайское – последнее оледенение на Русской платформе Оно закончилось около 15 тыс. лет назад. После этого отмечались недолгие периоды похолоданий, когда ледники начинали наступать. Этот процесс продолжался до конца 60–70-х годов XX в., после чего началось постепенное потепление климата. В последнее время этот процесс связывают с сокращением озонового слоя.

Оледенения являются мощным геологическим фактором. В результате процессов ледниковой эрозии, сноса и переотложения материала, оказывающими влияние на морфологию земной поверхности, формируются как аккумулятивные, так и денудационные формы рельефа. Процессы, связанные с эрозионной и аккумулятивной деятельностью ледников, определяют строение четвертичного покрова и морфоструктуры территорий, подвергшихся оледенениям.

Многие ледниковые песчаные, песчано-гравийные и гравийно-галечные отложения имеют большое практическое значение и являются важным источником сырья для производства строительных материалов. Ледниковые и ледниково-озёрные глины применяются для производства кирпича и керамики.

В современных ледниках аккумуляровано около 2 % всей гидросферы Земли. Все ледники Земли содержат 36 млн км^3 льда, из них около 30 млн км^3 льда находится в Антарктиде. Поэтому сами ледники являются ценными природными ресурсами, как скопления пресной воды, и как гидроэнергетический потенциал талых вод.

7.5. Принципы тектонического районирования.

Тектонические карты

Земная кора имеет разнообразное геологическое строение. На ней выделяется большое количество регионов, каждый из которых имеет свои характерные особенности. Специфика этих регионов выражается в литологическом составе и степени дислоцированности горных пород, в мощности отложений, проявлении магматизма и ступенях метаморфизма образованных на данном участке и входящих в состав фундамента и осадочного чехла горных пород, в характере проявлений вулканических процессов. С учётом этих особенностей производится тектоническое районирование изучаемой территории и составление тектонических карт.

Под тектоническим районированием следует понимать выделение разномасштабных участков земной коры на основе различий в их историко-геологическом развитии, литологических и структурно-морфологических особенностей, структурно-вещественном составе и других признаков. Тектоническое районирование изучаемой территории принято проводить по возрасту завершающей (главной) складчатости, определяемой временем превращения складчатой геосинклинальной области в область платформенную.

В основе метода лежит классическое учение о геосинклиналях, в соответствии с которым развитие литосферы есть естественно-исторический процесс перехода геосинклинали в платформу. Поскольку литосфера состоит из складчатых областей, различных по времени своего возникновения, то становится возможным разделить земную поверхность на регионы на основе возрастного рубежа между геосинклинальным периодом развития и периодом

их платформенного развития, когда земная кора утрачивает свойства геосинклинали. Принимаемый возрастной рубеж как надёжная хронологическая граница, в определённой степени условен. Поэтому при выделении отдельных регионов учитываются и другие особенности: полная история тектонического развития региона, типы горных пород и пространственные взаимоотношения между ними, палеогеография региона и др.

Принцип тектонического районирования по возрасту завершающей складчатости позволяет выделить главнейшие структуры земной коры: древние и молодые платформы, складчатые сооружения, области эпиплатформенного орогенеза, а также тектонические циклы и фазы. Кроме того, тектоническое районирование используется для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых, применяется при металлогенических исследованиях, в нефтяной и угольной геологии. В настоящее время с развитием идей глобальной тектоники литосферных плит при тектоническом районировании континентов стали выделять специфические структуры, генетически связанные с движением плит: рифтовые зоны, пассивные и активные окраины континентов, окраинные моря и т.д.

При тектоническом районировании океанов историко-геологический принцип, применяемый при районировании континентов, в полной мере неприменим, так как океаническая кора в своём развитии не проходила стадию складчатости. Это делает невозможным выделение разновозрастных структур по времени складкообразования. До недавнего времени тектоническое районирование дна Мирового океана производилось по его батиметрическим характеристикам. В настоящее время стали использоваться методы историко-геологический, морфоструктурный и по типу земной коры.

Тектоническое районирование фактически есть моделирование геологического пространства, а тектоническая карта есть графическое двумерное представление этой модели, хотя в последнее время получают распространение трёхмерные тектонические карты – карты 3D. На них отображаются тектонические структуры и время их образования, тектонические зоны различных порядков и свойств, указывается время наступления геологических событий существенно изменяющих тектоническую обстановку. Тектониче-

ские карты служат основой для построения прогнозных карт полезных ископаемых.

На тектонических картах выделяют структуры разных порядков – это области с континентальной и океанической земной корой, платформы и плиты платформ, разновозрастные складчатые системы и др. Для платформенных областей оконтуривают строизогипсами положительные и отрицательные структуры поверхности фундамента, выделяют своды и впадины, рифты, разломы; платформенный чехол подразделяют на структурные комплексы. Границы комплексов обычно соотносят с крупными перерывами в осадконакоплении. В складчатых областях указываются оси отдельных складок (региональные карты) и антиклинорий и синклинорий (обзорные карты).

Тектонические карты дают возможность обобщить материал по структурам литосферы, классифицировать структурные формы, тектонические зоны и выделить стадии их развития. Тектонические карты всегда содержат элементы научного прогноза. Кроме этого в них могут быть отражены и гипотетические представления, когда это касается малоизученных регионов.

7.6. Тектоническая карта Российской Федерации и стран СНГ

Территории Российской Федерации и стран СНГ (занимая площадь 22,4 млн км²) – 1/6 часть суши земной поверхности, имеет разнообразное геологическое строение. На основе тектонического районирования по возрасту последней складчатости геосинклинального типа, историко-геологического принципа районирования, на этой территории выделяют следующие типы геотектонических областей (рис. 7.17).

Области раннепротерозойской, или карельской, складчатости. На территории РФ и стран СНГ имеются две такие области – это древние Восточно-Европейская (рис. 7.18) и Сибирская платформы. Фундамент этих областей сформировался в позднеархейское и раннепротерозойское время. В раннепротерозойских геосинклинальных областях накапливались разнообразные осадочные отложения, развивался вулканизм. В конце раннего протерозоя в этих областях сформировались карелиды – устойчивые блоки континентальной коры, образующие фундамент эпикарельских плат-

форм. Процесс сопровождался гранитоидным магматизмом и метаморфизмом. Осадочный чехол залегает на кристаллическом фундаменте с угловым и стратиграфическим несогласием. Горные породы осадочного чехла представлены верхнепротерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями.

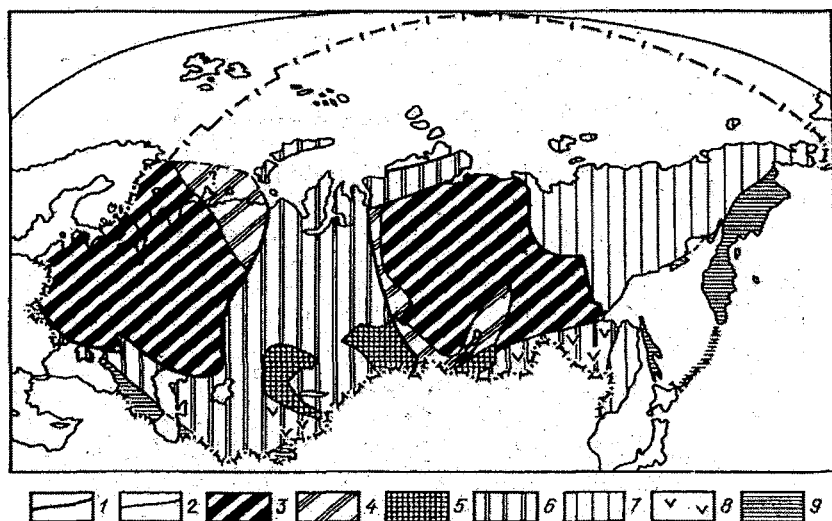


Рис. 7.17. Схема геотектонического районирования территории РФ и стран СНГ. [Гаврилов, 1989]. Границы платформ: 1 – докембрийских, 2 – послекембрийских.

Области: 3 – эпикаральские, 4 – эпибайкальские, 5 – эпикаледонские, 6 – эпигерцинские, 7 – эпимезозойские, 8 – эпиплатформенной активизации, 9 – кайнозойской складчатости

Области позднепротерозойской, или рифейской (байкальской), складчатости. Это эпибайкальские платформы (байкалиды). Фундамент сложен архейскими и протерозойскими комплексами, а платформенный чехол – палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Осадочный чехол залегает на кристаллическом фундаменте с угловым и стратиграфическим несогласием. На территории РФ и стран СНГ области рифейской складчатости – это Тимано-Печорская область, прилегающая с северо-востока к Восточно-Европейской платформе, и области, составляющие южное обрамление Сибирской платформы – Забайкалье, Прибайкалье, Восточный Саян, Кузнецкое Алатау, Енисейский край. Эти

эпибайкальские платформы, примыкая к Восточно-Европейской и Сибирской платформам образуют вместе с ними одноимённые единые докембрийские платформы. Участки, сложенные байкалидами, встречаются также в Центральном Казахстане и северных отрогах Тянь-Шаня.

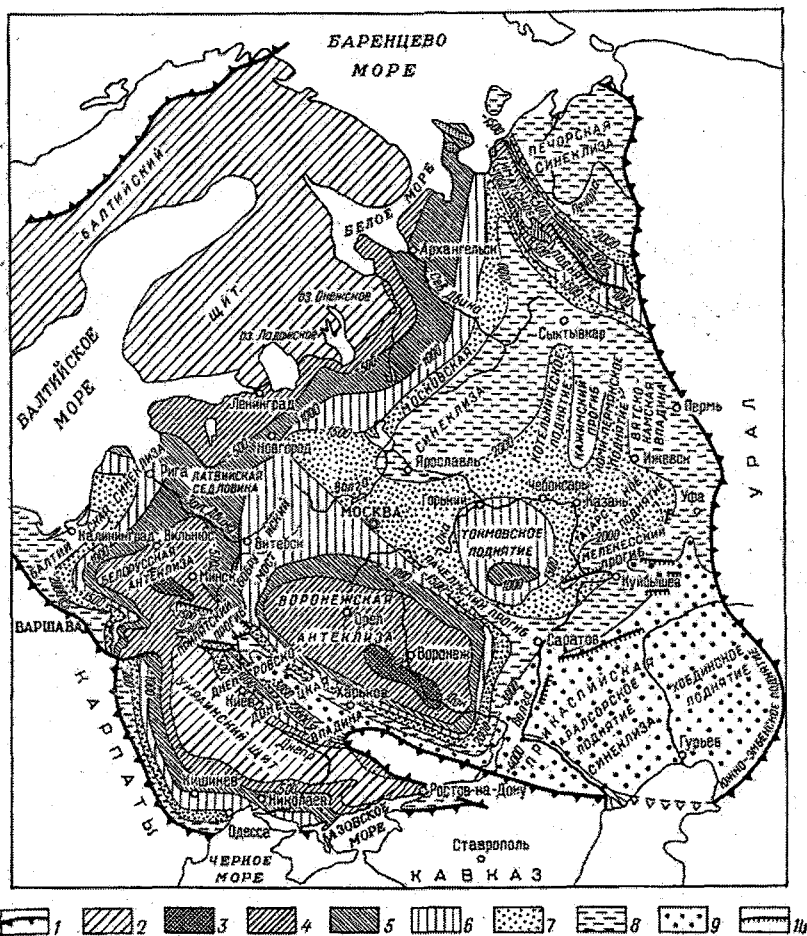


Рис. 7.18. Схема тектоники Восточно-Европейской платформы. [Кузьменко, 1980].
1 – границы платформы; 2 – щиты и выступы фундамента; 3–9 – участки платформы с различными глубинами залегания поверхности фундамента: от 0 (3) до 3000 м и выше (9); 10 – уступы фундамента

Области раннепалеозойской, или каледонской, складчатости. Это эпикаледонские платформы (каледониды). Фундамент сложен архейскими, протерозойским и нижнепалеозойскими образованиями, а осадочный чехол – отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, несогласно перекрывающими сильнодислоцированные и метаморфизованные породы фундамента. К эпикаледонским относится Алтае-Саянская, примыкающая к байкалидам Сибирской платформы, и Центрально-Казахстанская платформы. Каледониды, примыкая к платформам, образуют с ними единый блок, поэтому отсутствуют каледонские краевые прогибы.

Области позднепалеозойской, или герцинской, складчатости. Это эпигерцинские платформы (герциниды). Фундамент эпигерцинских платформ сложен сильнодислоцированными и метаморфизованными породами архея, протерозоя и нижнего и среднего палеозоя. Осадочный чехол состоит из мезозойских и кайнозойских отложений. На территории РФ и стран СНГ находятся две области герцинской складчатости. Урало-Сибирская герцинская складчатая область – это Урал и Новая Земля, Западная Сибирь, Южный Таймыр, Алтай, восточная часть Центрального Казахстана и Монголо-Тяньшанская герцинская складчатая область – это Степной Крым, Северное Предкавказье, Кызылкумы, Каракумы, Южный Тянь-Шань, Монголо-Охотский складчатый пояс. Граница между этими двумя областями проводится достаточно условно, поэтому некоторыми исследователями предлагается объединить их в единую Центрально-Евразийскую эпигерцинскую платформу. На границе герцинид с докембрийскими платформами имеются краевые прогибы – Предуральский и Преддонецкий. В Центральном Казахстане сформировался краевой вулканический пояс.

Области мезозойской, или киммерийской, складчатости. Это эпимезозойские платформы (киммериды). Фундамент сложен дислоцированными и метаморфизованными образованиями архея, протерозоя, палеозоя и мезозоя. Платформенный осадочный покров образован пологозалегающими отложениями кайнозоя. К киммеридам или мезозоидам относят Верхояно-Чукотскую область и Сихотэ-Алинь. От Сибирской платформы они отделяются Предверхоянским и Верхнеудинским краевыми прогибами соответственно.

Области кайнозойской, или альпийской, складчатости. Это альпиды. В областях альпийской складчатости чёткого разделения фундамента и чехла ещё не произошло, так как складкообразование ещё продолжается. Области альпийской складчатости располагаются на южной и восточной окраинах РФ и стран СНГ. Южная область включает горный Крым, Карпаты, Кавказ, Копет-Даг и Памир. С севера к ним примыкают краевые прогибы – Предкарпатский, Терско-Каспийский, Предкопетдагский и Предпамирский. На востоке располагается Восточно-Азиатский пояс кайнозойских структур – Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Курильские и Командорские острова. На границе этого пояса и сопредельных областей мезозойской складчатости выделяется окраинный вулканический пояс, простирающийся от Анадырского залива по побережью Охотского и Японского морей до г. Владивостока.

В неогеновый и четвертичный периоды произошла активизация неотектонических движений, что в частности отразилось в формировании горного рельефа. Наиболее активно эти процессы шли в областях каледонского и герцинского тектогенеза; Тянь-Шань, Алтай и Саяны, Урал и др. С проявлением неотектонических движений связано и образование Байкальской рифтовой зоны, и развитие здесь базальтового вулканизма.

Основные выводы. Развитие геологии привело в первой половине XIX века к появлению сравнительно-исторического метода исследования (метода актуализма) и к созданию новой научной дисциплины – исторической геологии, изучающей историю эволюции Земли, общие закономерности её развития. Были построены и наполнены содержанием стратиграфические и геохронологические шкалы. Установлены периоды интенсивной складчатости и области их проявления нанесены на тектонические карты. Восстановлена кинематика движения литосферных плит и периоды существования единого суперконтинента Пангеи. Историческая геология доказала древность Земли, позволила установить время наступления глобальных геологических событий и определить их влияние на эволюцию органического мира. В настоящее время историческая геология развивается на базе идей новой глобальной тектоники.

Контрольные вопросы

1. Каковы предмет и задачи исторической геологии?
2. Назовите методы исторической геологии.
3. В чём суть метода актуализма и каково его современное понимание?
4. Назовите геологические этапы развития земной коры в криптозойском эоне.
5. Назовите геологические этапы развития земной коры в фанерозойском эоне и дайте им краткую характеристику.
6. Когда распространялись оледенения в четвертичный период?
7. Каковы были границы распространения этих оледенений?
8. Что следует понимать под тектоническим районированием территории?
9. В чём отличие тектонических районирований суши и океанического ложа?
10. Что и как отражается на тектонических картах?
11. Кратко расскажите о тектонической карте Российской Федерации и стран СНГ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Земля как планета Солнечной системы возникла 4,5 млрд лет назад в процессе аккреции вещества протопланетного облака.

К концу догеологического этапа эволюции Земли сформировались основные геосферы Земли: внешние – атмосфера и гидросфера и внутренние – земная кора, мантия и ядро. Вещество в них находится в различных термодинамических условиях, и образовавшиеся геосферы отличаются по агрегатному состоянию, химическому составу и физическим свойствам слагающих их веществ.

Позже началось формирование первичной биосферы. Из всех планет Солнечной системы биосфера присутствует только на Земле.

Дальнейшая дифференциация земного вещества продолжалась уже внутри геосфер. Геосферы делились на сферы более низких порядков, т.е. стали приобретать стратифицированное строение.

Процессы перестраивания внутренней структуры геосфер продолжается и в настоящее время. Они не являются автономными, а происходят при тесном вещественном и энергетическом взаимодействии геосфер.

Земля – это единая динамическая материальная система. Целостность этой системе придаёт непрерывный обмен веществ и энергии между её составными частями. Одновременно с продолжающейся дифференциацией земного вещества действуют и интегральные процессы – это круговороты: геологический, водный и биологический.

Помимо радиальной дифференциации вещества, приводящей к стратификации, происходит перемещение вещества в широтном и меридиональном направлениях вследствие осевого вращения Земли, наклона оси вращения ($23,5^\circ$ от перпендикуляра), гравитационного влияния Луны и Солнца. Это достаточно изученные глобальные циркуляции наименее вязких сред, воздушных масс и океанических вод, колебания уровня океанической поверхности и др. Средний уровень водной поверхности Тихого океана на 1 м выше Атлантического. Вследствие большей линейной скорости вращения отмечается повышенная тектоническая и магматическая активность в приэкваториальной части земной поверхности и т.д.

Каждая геосфера характеризуется собственной динамикой. Происходящие в них процессы могут иметь разные источники энергии, тем не менее, геосферы взаимодействуют, активно влияя друг на друга, так что происходящие в них процессы нельзя рассматривать изолированно.

Главным источником энергии для внешних геосфер, атмосферы и гидросферы, является солнечная энергия. Уменьшение поступающей солнечной энергии на 2–4 % привело бы к оледенению Земли.

В последнее время стали признавать существенную значимость для циркуляции океанических вод внутренней энергии, поступающей из недр литосферы в зонах спрединга, субдукции, горячих точек и влияние этой энергии на состояние атмосферы.

Для поверхностной и близповерхностной части литосферы роль солнечной энергии также достаточно велика. Это не только все экзогенные процессы, осадочные горные породы и породы, имеющие биологическое происхождение, антропогенная деятельность человека, как новая геологическая сила, но и некоторые тектонические процессы. Таяние ледника мощностью 3 км около 10 тысяч лет назад покрывавшего Балтийский щит вызвало поднятие земной коры на 800 м, сопровождавшееся сейсмической активностью [Mörner, 2003].

В настоящее время активно изучаются процессы внутренних геосфер Земли, взаимодействие ядра и мантии, литосферы и астеносферы. Это позволило понять динамику многих глобальных процессов, наблюдаемых на земной поверхности.

Изучение геосфер и происходящих в них процессов, особенно мантийных процессов и их влияния на процессы во внешних геосферах привело к созданию в конце прошлого века новой науки о Земле – геодинамики. Рассмотрение геодинамики – это тема следующей книги (Геология. Книга 2. Геодинамика).

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Баренбаум А.А. Галактика. Солнечная система. Земля. – М.: ГЕОС, 2002. – 392 с.
2. Гаврилов В.П. Общая и региональная геотектоника. – М.: Недра, 1986. – 184 с.
3. Грунтоведение / Под ред. Акад. Е.М. Сергеева. М.: МГУ, 1983. – 389 с.
4. Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Геология. – М.: Академия, 2006. – 446 с.
5. Павлов А.Н. Геофизика. – СПб.: РГГМУ, 2006. – 454 с.
6. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. – М.: МГУ, 1988. – 445 с.

Дополнительная

1. Аглонов С.В. Геодинамика. – СПб.: СПбГУ, 2001. – 360 с.
2. Бабаев А.Г., Дроздов Н.Н. Пустыни. – М.: Мысль, 1986. – 318 с.
3. Бискэ Ю.С., Прозоровский В.А. Общая стратиграфическая шкала фанерозоя. Венд, палеозой, мезозой. – СПб.: СПбГУ, 200. – 248 с.
4. Боков В.А., Селиверстов Ю.П., Черванев И.Г. Общее землеведение. – СПб.: СПбГУ, 1998. – 267 с.
5. Бондарев В.П. Геология – М.: Форум: ИНФРА-М, 2002. – 224 с.
6. Будыко М.И., Ронов А.Б., Янишин А.Л. История атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1985.
7. Бялко А.В. Наша планета – Земля. – М.: Наука, 1989. – 240 с.
8. Васильев А.Н. Эволюция Вселенной // Сорос. образоват. журн., 1996, № 2. – С. 82 – 88.
9. Вегенер А. Возникновение материков и океанов. – М.-Л., ГИ, 1925. – 145 с.
10. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. – М.: Наука, 1965. – 363 с.
11. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1967. – 366 с.
12. Вернадский В.И. История природных вод. – М.: Наука, 2003. – 752 с.
13. Вернадский В.И. Биосфера и ноосфера. – М.: Айрис-пресс, 2008. – 576 с.
14. Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. – М.: Наука, 1973.
15. Воробьев А.Е., Лучков Л.А. Человек и биосфера: глобальное изменение климата. – М.: РУДН, 2006, часть 1. – 442 с.; часть 2. – 468 с.
16. Вуд П., Вачек Л., Хэмблин Д., Леонард Дж. Жизнь до человека. – М.: Мир, 1977. – 160 с.
17. Гаврилов В.П. Общая и историческая геология и геология СССР. – М.: Недра, 1989. – 495 с.
18. Геоморфология / Под ред. А.Н. Ласточкина, Д.В. Лопатина. – М.: Академия, 2005. – 528 с.
19. Гордиенко И.В. История развития Земли. – Новосибирск: АИ «ГЕО», 2008. – 293 с.
20. Добрецов Н.А., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: СО РАН, ГЕО, 2001. – 408 с.

21. Добровольский В.В. Геология. – М.: ВЛАДОС, 2008. – 319 с.
22. Дозановский А.М., Малинин В.М. Гидросфера Земли. – СПб.: Гидрометеоздат, 2004. – 630 с.
23. Додд Р. Метеориты. – М.: Мир, 1986. – 384 с.
24. Друиц В.В., Обручева О.П. Палеонтология. – М., МГУ, 1971. – 378 с.
25. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. – М.: ГЕОС, 2001. – 293 с.
26. Ерёмченко О.З. Учение о биосфере. – М.: ACADEMIA, 2006. – 232 с.
27. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 415 с.
28. Жуков М.М., Славин В.И., Дунаева Н.Н. Основы геологии. – М.: Недра, 1971. – 544 с.
29. Кай Карри-Линдал. Европа. – М.: Прогресс, 1981. – 331 с.
30. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. – СПб.: Недра, 1993. – 328 с.
31. Карлович И.А. Геология. – М.: Академический Проект: Трикста, 2005. – 704 с.
32. Кесарев В.В. Эволюция вещества Вселенной. – М.: Атомиздат, 1976.
33. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. – М.: Высшая школа, 1991. – 416 с.
34. Короновский Н.В., Абрамов В.А. Землетрясения: причины, последствия, прогноз. В кн.: Современное естествознание. Том 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000. – С. 115.
35. Короновский Н.В. Общая геология. – М.: МГУ, 2002. – 448 с.
36. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: Академия, 2006. – 464 с.
37. Короновский Н.В., Старостин В.И., Авдонин В.В. Геология для горного дела. – М.: Академия, 2007. – 576 с.
38. Косыгин Ю.А., Парфёнова Л.М. Справочник по тектонической терминологии. – М.: Недра, 1970. – 527 с.
39. Котляков В.М., Комарова А.И. География. Понятия и термины. – М.: Наука, 2007. – 859 с.
40. Кузьменко Е.Е. Историческая геология и геология СССР. – М.: Недра, 1980. – 280 с.
41. Левитес Я. М. Общая геология с основами исторической геологии и геологии СССР. – М.: Недра, 1986. – 336 с.
42. Леонов Е.А. Космос и сверхдолгосрочный гидрологический прогноз. – СПб.: Алетейя Наука, 2010. – 352 с.
43. Леонтьев О.К. Морская геология. – М.: Высшая школа, 1982. – 343 с.
44. Лихт Ф.Р. Основы общей геологии. – Владивосток: Дальнаука, 2004. – 312 с.
45. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
46. Макдугалл Дж. Д. Краткая история планеты Земля. – СПб.: Амфора, 2001. – 383 с.
47. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 638 с.
48. Михайлов Л.Е., Бродская Н.А. Гидрогеология. – СПб.: РГТМУ, 2003. – 410 с.
49. Михайлова И.А., Бондаренко О.Б. Палеонтология. – М.: МГУ, 2006. – 549 с.

50. Мохнач М.Ф. Основные этапы развития временных представлений в геологии. – СПб: РГТМУ, 2007. – 44 с.
51. Мэй Б., Мур П., Линтотт К. Большой взрыв! Полная история Вселенной. – М.: Ниола-Пресс, 2007. – 192 с.
52. Небел Б. Дж. Наука об окружающей среде. – М.: Мир, 1993, т. 1 – 424 с., т.2 – 336 с.
53. Немков Г.И., Левицкий Е.С., Гречишникова И.А. и др. Историческая геология. – М.: Недра, 1986. – 352 с.
54. Общая и полевая геология. Учебник для вузов / Под ред. А.Н. Павлова. – Л.: Недра, 1980. – 456 с.
55. Новые идеи в океанологии. Т. 2: Геология. /Под ред. М.Е.Виноградова, С.С. Лапто. – М.: Наука, 2003. – 407 с.
56. Павлинов В.Н., Соколовский А.К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. – М.: Недра, 1990. – 318 с.
57. Павлов А.Н. Справочное руководство к практическим занятиям по геологии. – СПб.: изд. РГТМУ, 2004. – 53 с.
58. Павлов А.Н. Методологические основания современной геологии. СПб.: Изд. РГТМУ, 2009. – 119 с.
59. Попов А.В. Измерение геологического времени. Принципы стратиграфии и закономерности эволюции. – СПб.: СПбГУ, 2003. – 142 с.
60. Попов А.В. Эволюция как саморазвивающаяся система. – СПб: СПбГУ, 2006. – 152 с.
61. Попов В.С. Как образуются граниты // Сорос. образоват. журн., 1997, № 6, с. 88–94.
62. Попов В.С. Магматические тела, образованные на глубине. В кн.: Современное естествознание. Том 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000. – С. 96.
63. Практическое руководство по общей геологии /Под ред. Короновского Н.В. – М.: Академия, 2004. – 160 с.
64. Прозоровский В.А. Начала стратиграфии. – СПб.: СПбГУ, 2003. – 218 с.
65. Пуцаровский Д.Ю. Открытие и систематика минералов // Сорос. образоват. журн., 1999, № 3. – С. 88–94.
66. Пуцаровский Ю.М. Сейсмоотомография и структура мантии: Тектонический ракурс // Докл. АН. 1996. Т. 351, № 6, с. 805 – 809.
67. Пуцаровский Ю.М. Популярная тектоника. – М.: ГЕОС, 2006. – 198 с.
68. Сапфиров Г.Н. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1965. – 156 с.
69. Соколов В.Н. Микромир глинистых пород // Сорос. образоват. журн., 1996, № 3, с. 56 – 63.
70. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. – М.: МГУ, 2002. – 560 с.
71. Стратиграфический кодекс России. /Под ред. Жамойды А.И. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
72. Ульминайдер П. Разумная жизнь во Вселенной. – Долгопрудный: Издательский дом Интеллект, 2009. – 344 с.
73. Ульянов А.А. Современная систематика минералов. В кн.: Современное естествознание. Т. 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000, с. 173.

74. *Фролова Т.И.* Вулканизм и его роль в эволюции нашей планеты // Сорос. образоват. журн., 1996, № 2. – С. 74 – 81.
75. *Хаббард У.* Внутреннее строение планет. – М.: Мир, 1987.
76. *Хаин В.Е., Михайлов В.Е.* Общая геотектоника. – М.: Недра, 1985. – 326 с.
77. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (2000). – М.: Научный мир, 2001. – 604 с.
78. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.
79. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля. От ядра до ионосферы. – М.: КДУ, 2008. – 244 с.
80. *Холл Д., Рао К.* Фотосинтез. – М.: Мир, 1983. – 132 с.
81. Четырёхязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. /Под ред. Спиридонова А.И. – М.: Советская энциклопедия, 1980. – 699с.
82. *Чечкин С.А.* Основы геофизики. – Л.: Гидрометеониздат, 1990. – 288 с.
83. *Чиков Б.М.* Земля познаваемая и таинственная. – Новосибирск: СО РАН, 2001. – 136 с.
84. *Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А.* Рифты мира. – М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. – 188 с.
85. *Шуколюков Ю.А., Данг Ву Минь.* Продукты деления трансурановых элементов в космосе. – М.: Наука, 1984.
86. Энциклопедия. Современное естествознание Т. 9. – М.: Изд. Дом МАГИСТР-ПРЕСС, 2000. – 368 с.
87. *Япаскurt О.В.* Главные типы осадочных пород. В кн. Современное естествознание. Т. 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000, с. 207.
88. *Ярошевский А. А.* Физические свойства глубинного вещества Земли. В кн. Современное естествознание. Т. 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000, с. 39 – 43.
89. Dictionary of Earth Sciences. / Edited by M. Allaby. – Oxford: University Press, 2008 – 654 p.
90. *McCall G.* Dinosaurs. – London: Grange books, 2009, 312p.
91. *Mörner N.-A.* Paleoseismicity of Sweden. – Stockholm: Stockholm University, 2003 – 320 p.

ГЛОССАРИЙ

Аккреция (лат. accretio – прибавление, увеличение) – в астрономии захват гравитационным полем небесного тела вещества из окружающего пространства. В процессе аккреции выделяется гравитационная энергия, затем она превращается в тепловую энергию. В Солнечной системе в результате аккреции формировались планеты из вещества протопланетного облака.

Алюмосиликаты – подгруппа силикатов. Основу кристаллической структуры алюмосиликатов составляют как кремнекислородные $[\text{SiO}_4]^{4-}$, так и алюмокислородные тетраэдры $[\text{AlO}_4]^{5-}$. Самыми распространёнными алюмосиликатами являются полевые шпаты, слюды и др.

Антеклиза (гр. anti – против и enklisis – наклонение) – крупное (до нескольких сотен километров в поперечнике) пологое сводообразное поднятие в пределах платформ.

Астеносфера (гр. asthenēs – слабый и sphaira – сфера) – оболочка пониженной вязкости в верхней мантии, подстилающая литосферу. Мощность астеносферы от 150 до 200 км. Верхняя граница под океанами на глубине менее 100 км и под континентами может опускаться до 200 км. Нижняя граница нечёткая, на глубине 300–400 км. Конвекционные процессы, происходящие в астеносфере, вызывают движение литосферных плит.

Атмосфера (гр. átmos – пар и sphaira – сфера) – единица давления. Обозначение – атм.

$$1 \text{ атм} = 760 \text{ мм рт. ст.} = 1,01325 \cdot 10^5 \text{ Па} = 1,01325 \text{ бар.}$$

Бар (гр. báros – тяжесть) – единица давления (бар), приблизительно равная 0,987 атм.

$$1 \text{ бар} = 10^5 \text{ Па. } 1 \text{ мбар (миллибар)} = 100 \text{ Па.}$$

Географическая среда – природные условия существования человека на Земле, как часть земного природного окружения человеческого общества, с которой общество связано в своей жизни и производственной деятельности. Особенности географической среды (климат, рельеф, растительный и животный мир) влияют на жизнь человека. Географическая среда меняется во времени, так как человек осваивает всё новые пространства и природные объекты.

Геосинклиналь (гр. geo – земля, sýn – вместе и klinō – наклоняюсь) – протягивающийся на сотни километров участок земной коры, характеризующийся контрастностью тектонических движений, интенсивным осадконакоплением и магматизмом. Возникает на дне морского бассейна, обычно между континентами или в зоне перехода от океана к континенту. В результате длительных интенсивных тектонических движений превращается в горно-складчатую структуру.

Геохронология или геологическое летоисчисление (гр. geo – земля, chrónos – время) – раздел геологии, изучающий проблему геологического времени. Различают относительную и абсолютную геохронологию. Относительная геохронология изучает временные соотношения между горными породами и устанавливает, какая из них образовалась раньше, а какая позже (относительный возраст). Для сопоставления осадочных пород, залегающих на значительных рас-

стояниях друг от друга, применяется палеонтологический метод. Абсолютная геохронология изучает истинный (абсолютный) возраст горных пород изотопными методами в единицах физического (астрономического) времени (годах, тысячах, миллионах и миллиардах лет).

Гидрослюды – слюдистые минералы. От слюд отличаются меньшим содержанием щелочей (замещаются на H_3O^+), и изменением соотношения алюминия и кремния. Главные гидрослюды: иллит $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ и глауконит $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_2[(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Глауконит (гр. *glaukos* – голубовато-зелёный) – минерал группы гидрослюд. $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_2[(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Образует мелкочешуйчатые агрегаты, зелёные землистые массы. Широко распространён в осадочных породах различного возраста. Образуется в мелководных морских бассейнах. При образовании близ береговой линии обогащён глинозёмом, а в более глубоких участках развивается глауконит обогащённый железом.

Градиент (лат. *gradatio* – возрастание, усиление) – вектор, показывающий интенсивность изменения параметра какого-либо скалярного поля. Направление вектора совпадает с направлением максимального изменения значения данного параметра, а его модуль равен значению интенсивности изменения параметра. Градиент температуры, давления и др.

Изобаты (гр. *isos* – равный и *báthos* – глубина) – изолинии глубин водного бассейна. Изображают на карте подводный рельеф.

Кварц – оксид кремния SiO_2 . Один из самых распространённых минералов в природе. Как породообразующий минерал входит в состав многих магматических, осадочных и метаморфических пород.

Конвекция (лат. *convectio* – доставка) – перемещение в результате неоднородности среды (градиент температуры, плотности) макроскопических частей газа, жидкости, приводящее к переносу массы, теплоты. В геологии – предполагаемое движение масс мантийного вещества, как следствие градиента температуры и плотности среды.

Литология (гр. *lithos* – камень и *lógos* – слово, учение) – наука об осадках и осадочных горных породах, их составе, строении, происхождении, о постседиментационных процессах изменения осадочного материала и закономерностях его пространственного расположения.

Литосфера (гр. *lithos* – камень и *spháira* – сфера) – внешняя твёрдая оболочка Земли, включающая земную кору и верхнюю мантию до астеносферы. Мощность литосферы в океанических областях до 100 км и в континентальных до 200–250 км. До 1960-х годов термин литосфера обозначал земную кору.

Литосферные плиты – крупные блоки литосферы Земли, тысячи километров в поперечнике. Согласно новой глобальной тектонике постоянно перемещаются по слою астеносферы, расходясь (спрединг), сталкиваясь, при этом испытывают поддвигание (субдукция), реже надвигание.

Марказит – сульфид железа FeS_2 , ромбическая сингония. Цвет бронзово-жёлтый, встречается обычно в осадочных горных породах, реже гидротермальный – в жилах малых и средних глубин. По химическому составу идентичен пириту, но выветривается быстрее.

Маркирующий или опорный горизонт – слой (пласт), сравнительно выдержанный по простираанию и выделяющийся окраской, литологическим составом, органическими остатками и пр. Занимает определённое положение в стратиграфической колонке данной территории. Используется для сопоставления отдельных обнажений, разрезов и др.

Массовое число – общее число нуклонов (протонов и нейтронов) в атомном ядре.

Метеориты – малые тела Солнечной системы, попадающие на поверхность Земли из межпланетного пространства, имевшие первоначально достаточно большие размеры и поэтому не сгоревшие в атмосфере при нагревании из-за воздушного трения.

Момент инерции тела – сумма произведений элементарных масс тела на квадрат их расстояния до оси вращения. Характеризует инерционные свойства данного тела во вращательном движении.

Мутация (лат. *mutatio* – изменение) – изменение наследственных свойств организма в результате перестройки его генетического материала.

Окаменелости или фосилии – ископаемые органические остатки. Любые сохранившие в горных породах остатки организмов (раковины, кости, скорлупа яиц и т.д.) или следы их жизнедеятельности (хождение, ползание и т.д.). Чаше встречаются в осадочных породах морского происхождения, где происходит сравнительно быстрое их захоронение, и органические остатки не успевают полностью разрушиться, реже в континентальных и исключительно редко в метаморфических горных породах. Не все организмы могут сохраняться в ископаемом виде. Животные, лишённые скорлупы, раковины, панциря или скелета почти никогда не сохраняются в осадочных горных породах; это черви, медузы, полипы и др. Этим частично объясняется бедность фауны в верхнем протерозое. Организмы с твёрдым скелетом появились только в нижнем кембрии.

Ороген (гр. *óros* – гора и *génos* – род) – горно-складчатое сооружение, возникшее на месте геосинклинали в завершающую стадию её развития (эпигеосинклинальный ороген) либо на месте платформы в стадию её активизации (эпиплатформенный ороген).

Орогенез (гр. *óros* – гора и *génesis* – происхождение) – 1) горообразование. 2) совокупность интенсивных вертикальных восходящих движений, сопровождаемых складкообразованием и разрывными нарушениями и приводящих к возникновению горных систем.

Орогенические движения – интенсивные тектонические движения, приуроченные к поясам большой подвижности, геосинклиналям на определённой стадии их развития, и приводящие к росту горных цепей. Сопровождаются складкообразованием и разрывными деформациями.

Ортоклаз (гр. *orthós* – прямой, *klásis* – раскалывание) – калиевый полевой шпат $K[AlSi_3O_8]$ **Палеонтология** (гр. *palaiós* – древний, *óntos* – существо и *logos* – слово, учение) – наука, изучающая органический мир прошлых геологических эпох и закономерности его эволюции в тесной взаимосвязи с историей развития Земли. Делится на палеозоологию и палеоботанику.

Пангея (гр. *pán* – всё и *gaía* – земля) – согласно новой глобальной тектонике гипотетический единый суперконтинент, существовавший в определённые периоды развития земной литосферы и включавший все современные континенты.

Панталасса (гр. *pán* – всё и *thálassa* – море) – согласно новой глобальной тектонике гипотетический Мировой океан, окружавший единый суперконтинент Пангею и покрывавший большую часть земной поверхности.

Парадигма (гр. *paradeigma* – пример, образец) – совокупность научных достижений, которые в течение некоторого времени научным сообществом признаются господствующими при постановке проблем и методов их решений (геоцентрическая система Птолемея, гелиоцентрическая система Коперника). Парадигмы постоянно развиваются и уточняются. Научная революция есть процесс смены парадигм.

Паскаль – единица давления (Па). Названа в честь французского учёного Блеза Паскаля (1623–1662). $1 \text{ Па} = 10^{-5} \text{ бар} = 7,5 \cdot 10^{-3} \text{ мм рт. ст.}$ Единицы, кратные паскалю: килопаскаль ($1 \text{ кПа} = 10^3 \text{ Па}$), мегапаскаль ($1 \text{ МПа} = 10^6 \text{ Па}$), гигапаскаль ($1 \text{ ГПа} = 10^9 \text{ Па}$) и миллипаскаль ($1 \text{ мПа} = 10^{-3} \text{ Па}$), микропаскаль ($1 \text{ мкПа} = 10^{-6} \text{ Па}$).

Пирит – сульфид FeS_2 . Минерал кубической сингонии. Цвет латунно-, соломенно-жёлтый. Иногда образует псевдоморфозы по марказиту. Встречается в горных породах самого различного происхождения. В осадочных горных породах образуется в результате разложения органических остатков в восстановительной среде.

Плагиоклазы (гр. *plágios* – косой и *klásis* – разлом, раскалывание) – каркасные алюмосиликаты кальция и натрия $(\text{Na,Ca})[\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{2-3}\text{O}_8]$. Образуют непрерывный плагиоклазовый ряд минералов, конечными членами которого являются альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортит

$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Каждый член ряда является смесью альбита и анортита. Главные породообразующие минералы магматических и некоторых метаморфических пород.

Платформа – обширный участок континентальной земной коры, обладающий двухъярусным строением. Нижний структурный ярус (фундамент платформы) сложен метаморфизованными сильно дислоцированными породами. Верхний структурный ярус (осадочный чехол платформы) сложен залегающими с несогласием на фундаменте пластами осадочных, реже вулканогенных горных пород.

Полевые шпаты – каркасные алюмосиликаты калия, натрия и кальция. Самые распространённые породообразующие минералы в земной коре. Это альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, ортоклаз и микроклин $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Ортоклаз и микроклин имеют одинаковый химический состав, но разные структуры кристаллической решётки.

Породообразующие минералы – наиболее распространённые минералы земной коры. Как постоянные существенные компоненты входят в состав горных пород. У каждой генетической группы пород свои породообразующие минералы.

Регрессия (лат. *regressio* – обратное движение, возвращение) – отступление моря. Происходит в результате поднятия материковой части земной коры или понижения уровня Мирового океана. Последнее может быть связано с опусканием океанического дна или с уменьшением объёма воды в океаническом бассейне (во время ледниковых эпох и т.п.).

Реология (гр. *rhéos*—течение и *logos*—слово, учение) — наука о пластических деформациях и текучести вещества.

Рифт или рифтовая долина (англ. *rift*—трещина, разрыв, ущелье) — линейная вытянутая ровообразная или щелевидная структура глубинного происхождения, протяжённостью в сотни и тысячи километров и шириной в десятки и первые сотни километров. Образуется в зоне растяжения земной коры. Различают внутриконтинентальные (Восточно-Африканский рифт), межконтинентальные (рифт Красного моря и Аденского залива) и океанические (Срединно-Атлантический хребет) рифты.

Седиментация (лат. *sēdimentum* — оседание) — оседание мелких частиц в жидкости или газе под действием силы тяжести. В геологии процесс осадконакопления. Начальная стадия формирования осадочных пород.

Силикаты — минералы, основу кристаллической структуры составляют кремнекислородные тетраэдры $[\text{SiO}_4]^{4-}$, в вершинах которых находятся O^{2-} , а в центре тетраэдра Si^{4+} . Тетраэдры могут быть изолированными, объединяться вершинами в изолированные группы, в цепочки, в ленты и слои. Если каждый анион кислорода принадлежит одновременно двум тетраэдрам, то из кремнекислородных тетраэдров образуется трёхмерная структура. Это так называемые карсые силикаты.

Сингония (гр. *syn* — вместе и *gōnia* — угол) — в кристаллографии классификационное подразделение кристаллов по степени их симметрии. Существует семь сингоний: триклинная, моноклинная, ромбическая, тригональная, тетрагональная, гексагональная и кубическая.

Синеклиза (гр. *syn*—вместе и *énklisis*—наклонение) — крупный (до сотен километров и более в поперечнике) и пологий прогиб в пределах платформы овальной или неправильной формы. Характерна большая мощность отложений платформенного чехла.

Синклираль (гр.*syn*—вместе и *klinō*—наклоняюсь) — складка пластов горных пород, обращённая выпуклостью вниз. В её центральной части (ядре) более молодые отложения.

Спрединг (англ. *spreading*—распространение, растягивание) — процесс раздвигания литосферных плит, сопровождается в зоне рифтов срединно-океанических хребтов воспроизводством новой океанической земной коры из материала, поступающего из верхней мантии.

Срединно-океанические хребты (СОХ) — структуры дна Мирового океана, образующие единую планетарную систему горных сооружений общей протяжённостью более 60 тыс. км, шириной до 1000 км. Превышение над океаническим дном обычно не более 3–4 тыс м. Отдельные вершины поднимаются над уровнем океана, образуя вулканические острова. Вдоль оси СОХ располагаются рифтовые долины с крутыми стенками, приуроченные к зонам расхождения литосферных плит. В центральных частях срединно-океанических хребтов происходит процесс спрединга и образование новой океанической коры.

Споры (гр. *spora* — посев, семя) — клетки грибов и растений, служащие для размножения и расселения. Прочная оболочка спор хорошо сохраняется в ископаемом состоянии, что позволяет использовать споры для установления возраста и стратиграфического расчленения отложений осадочных горных пород.

Стратиграфия (лат. *stratum* – слой, пласт; гр. *gráphō* – пишу) – раздел геологии, изучающий последовательность формирования горных пород и их первичные пространственные взаимоотношения.

Строматолиты (гр. *strōma* – подстилка и *lithos* – камень) – карбонатные образования на дне водоёмов, имеющие неровную поверхность и сложную внутреннюю структуру. Являются продуктом жизнедеятельности в условиях мелководья низших водорослей (синезелёных и др.) с примесью осаждающихся карбонатов. Известны с архея. Наиболее распространены в верхнем протерозое – кембрии.

Субдукция (лат. *sub* – под и *ductio* – проведение) – поддвижение литосферных плит океанической земной коры под другие литосферные плиты и их последующее погружение в мантию. Процесс сопровождается землетрясениями и вулканизмом.

Тектоносфера (гр. *tektonikós* – относящийся к строительству и *spháira* – сфера) – внешняя оболочка Земли, состоит из земной коры и верхней мантии, включая астеносферу. Нижняя граница на глубине 400 км, но некоторые исследователи её увеличивают до 600–700 км (глубина опускания в процессе субдукции литосферных плит).

Трансгрессия (лат. *transgressio* – переход) – наступление моря на сушу в результате опускания материковой части земной коры или реже поднятия уровня Мирового океана.

Трилобиты (*Trilobita*) – класс вымерших морских палеозойских членистоногих. Класс трилобитов принадлежит типу членистоногие (*Arthropoda*). Тело уплощённое, удлинённое, овальное, состоящее из трёх отделов (головного, подвижно-сочленённой средней части и заднего хвостового отдела), покрыто твёрдым спинным панцирем (наружный скелет), разделённым на три части: среднюю и две боковые. Длина тела от 2 до 10 см, реже 50 см. Гигантские формы до 75–80 см. Существовали в мелководных морях в палеозойскую эру. Расцвет в верхнем кембрии – ордовике.

Флюиды или флюидные растворы (лат. *fluidus* – текучий) – жидкие или газообразные компоненты магматического расплава, а также циркулирующие на глубине в условиях высоких температуры и давления растворы, находящиеся в сверхкритическом или близком к этому состоянию. В их составе преобладает вода. Поэтому флюиды – это высокоминерализованные водные растворы в сверхкритическом или близком к нему состоянии. Помимо воды в составе флюидов присутствует углекислота, фтор, хлор и многие другие компоненты. Флюидные растворы, мигрируя в недрах Земли, переносят на большие расстояния растворённые в них вещества и принимают активное участие в различных других геологических процессах. Сверхкритическое состояние наступает, когда выше определённых температуры и давления вещество переходит в промежуточное состояние, становится и не жидкостью и не паром. Исчезает граница между жидкой и газообразной фазой и их плотности становятся одинаковыми. При повышении давления плотность такой среды будет постепенно меняться от плотности газа до плотности жидкости.

Чёрные курильщики – источники поступающей из недр высокоминерализованной горячей воды, приуроченные к центральным частям срединно-океанических хребтов, зонам спрединга. Температура воды может достигать 350–400° С. Вода содержит большое количество сульфидов различных металлов, а смешение высокотемпературной воды источников с окружающей холодной океанической водой приводит к быстрому осаждению солей. Чёрные курильщики вносят существенный вклад в тепловой баланс Земли и извлекают на поверхность литосферы огромное количество минерального вещества.

Щит кристаллический – положительная структура, сложенная выходящими на поверхность породами фундамента платформы.

Экзогенные процессы (гр. *éxō* – вне, снаружи и *genēs* – рождённый) – геологические процессы, происходящие на поверхности Земли или на небольшой глубине под действием солнечной энергии, силы тяжести (обвалы, оползни и др.) и жизнедеятельности животных и растительных организмов. К экзогенным процессам относятся процессы выветривания, т.е. разрушения горных пород, процессы переноса продуктов разрушения и их переотложения с образованием новых горных пород.

Эндогенные процессы (гр. *éndon* – внутри, снаружи и *genēs* – рождённый) – геологические процессы, происходящие в недрах Земли под действием её внутренней энергии и сил, возникающих при вращении Земли. На поверхности проявляются в виде горообразовательных процессов, радиальных (вертикальных) и тангенциальных (горизонтальных) движений блоков земной коры, землетрясений, магматизма и вулканизма.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- авлакоген 145
- австралопитек 188
- аккреция 208
- актуализма метод 206
- антеклиза 144
- атмосфера
 - происхождение 46
 - строение 49
 - химический состав 52
- биогеохимия 195
- биосфера 194
- биостратиграфический метод 204
- венд 211
- воды
 - Мирового океана 59
 - суши 61
- возраст
 - абсолютный 122, 125
 - Земли 131
 - относительный 115, 129
- вулканизм 108
- гайоты 140
- геосинклиналь 148, 151
- геохронология
 - абсолютная 116
 - относительная 115
- гидросфера
 - объём 57
 - происхождение 55
 - распространение 57
 - химический состав 58
- гипотеза
 - глубинной дифференциации 156
 - дрейфа континентов 158
 - контракционная 155
 - подкорковых течений 158
 - пульсационная 155
 - расширяющейся земли 156
- горные породы
 - магматические 85
 - метаморфические 98
 - осадочные 89
- грабен 228
- Дана принцип 193
- желоба глубоководные 166
- земная кора
 - континентальная (материковая) 70, 135
 - океаническая 70, 135
- изобаты 137
- корреляция разрезов 116, 121
- кроманьонец 190
- ледниковый период 230
- литификация 119
- литостратиграфический метод 204
- литосферные плиты 134, 159
- магматизм
 - интрузивный 104
 - эффузивный 107
- магнитостратиграфический метод 204
- мантийные плюмы 171
- мантия 71
- массовое число 124
- материковый склон 138
- микрофоссилии 121
- минералы
 - классификация 79
 - физические свойства 77
- момент инерции Земли 66
- мутация 188
- неандерталец 189
- ноосфера 198
- озоновый слой 52, 177
- океаническое ложе 139
- оледенения
 - альпийские 233
 - Восточно-Европейской платформе 235
- организмы
 - бентосные 120
 - пелагические 121
- осадочные горные породы
 - обломочные 89
 - органогенные 94
 - пирокластические 98
 - хемогенные 94

палеомагнитный метод 204
 палеонтологический метод 117
 панспермия 175
 период полураспада 123
 питекантроп 189
 платформа 141
 плита 144
 поверхность
 Гутенберга 67
 Мохоровичича 67
 протогеосинклинали 210
 протоплатформы 210
 псевдоморфозы 119
 радиоактивного распада закон 123
 разломы
 глубинные 148
 трансформные 170
 рифей 132, 211
 руководящие формы 120
 сейсмостратиграфический метод 205
 складчатость
 альпийская 225, 242
 байкальская 239
 герцинская 216, 241
 каледонская 214, 241
 карельская 238
 киммерийская 221, 241
 рифейская 239
 спрединг 165
 срединно-океанический
 хребет (СОХ) 162
 стратиграфический метод 116, 204
 строматолиты 176
 структурный метод 204
 субдукция 166
 суперпозиции принцип 116, 204
 тектонические карты 238
 тектоническое районирование 236
 тектоносфера 138, 152
 трансгрессия 223, 227
 трилобит 179
 фоссилизация 119
 фотосинтез 177
 шельф 137
 шкала
 геохронологическая 128, 131
 стратиграфическая 128
 щит 144
 элемент
 дочерний 124
 материнский 123, 124
 эон
 криптозойский 131, 178
 фанерозойский 131, 179
 эхолот 137
 ядро 71

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава 1. Земля – планета. Движения, форма и размеры Земли	12
1.1. Вселенная	14
1.2. Солнечная система	20
1.3. Происхождение Земли и Солнечной системы	32
1.4. Форма и размеры Земли	38
1.5. Движения Земли и планет вокруг Солнца	40
1.6. Кинематика вращения Земли	43
Глава 2. Внешние оболочки Земли	46
2.1. Атмосфера Земли	46
2.2. Гидросфера Земли	55
Глава 3. Внутренние оболочки Земли	63
3.1. Сейсмозондирование земных недр	64
3.2. Модели плотности Земли и внутренние геосферы	67
3.3. Вещественный состав земной коры	72
3.4. Вещественный состав мантии и ядра Земли	100
3.5. Особенности залегания пород разного происхождения	103
3.6. Современные представления о процессах формирования земной коры	106
Глава 4. Возраст земной коры и периодизация истории Земли	115
4.1. Геологическая хронология	115
4.2. Методы определения относительного возраста пластов горных пород	116
4.3. Методы определения абсолютного возраста горных пород	122
4.4. Геохронологическая и геостратиграфическая шкалы	128
4.5. Основные стратиграфические и геохронологические подразделения	129
4.6. Геохронологическая шкала и возраст Земли	131
Глава 5. Развитие земной коры во времени	134
5.1. Основные тектонические структуры земной коры	134
5.2. Основные структурные элементы океанов	137
5.3. Основные структурные элементы континентов	141
5.4. Складчатые пояса, области, системы	148
5.5. Развитие геосинклиналей	151
5.6. Основные гипотезы о развитии литосферы	155
5.7. Новая глобальная тектоника	159
Глава 6. Эволюция органического мира прошлого	175
6.1. Основные стадии процесса появления живой материи	175
6.2. Развитие жизни на Земле	178
6.3. Закономерности биологической эволюции	191
6.4. Учение В.И.Вернадского о биосфере	194
6.5. Роль растительных и животных организмов в образовании горных пород	198
	259

Глава 7. Этапы геологической истории земной коры	203
7.1. Предмет и задачи исторической геологии	203
7.2. Метод актуализма	206
7.3. Геологические этапы развития земной коры	208
7.4. Эпоха четвертичных оледенений	230
7.5. Принципы тектонического районирования. Тектонические карты ..	236
7.6. Тектоническая карта Российской Федерации и стран СНГ	238
Заключение	244
Литература	246
Глоссарий	250
Предметный указатель	257

CONTENTS

Preface	3
Introduction	5
Chapter 1. Earth as a planet. Movement, shape and size of Earth	12
1.1. The universe	14
1.2. The Solar system	20
1.3. Origin of Earth and the Solar system	32
1.4. Shape and dimensions of Earth	38
1.5. Motion of Earth and the planets around the Sun	40
1.6. Kinematics of the Earth's rotation	43
Chapter 2. Outer shells of Earth	46
2.1. The Earth's atmosphere	46
2.2. The Earth's hydrosphere	55
Chapter 3. Inner shells of Earth	63
3.1. Deep seismic sounding of the Earth's interior	64
3.2. Density model of Earth and the inner geospheres	67
3.3. Material composition of the crust	72
3.4. Material composition of the mantle and the Earth's core	100
3.5. Features of attitude of rocks of different origin	103
3.6. Modern ideas about formation processes of the crust	106
Chapter 4. Age of the Earth's crust and periodization of the Earth's history	115
4.1. Geological chronology	115
4.2. Methods for determining the relative age of rock beds	116
4.3. Methods for determining the absolute age of rocks	122
4.4. Geochronological and geostatigraphic scales	128
4.5. The main stratigraphic and geochronological units	129
4.6. Geochronological scale and age of Earth	131
Chapter 5. Development of the Earth's crust over time	134
5.1. Main tectonic structures of the crust	134
5.2. Main structural elements of the oceans	137
5.3. Main structural elements of the continents	141
5.4. Fold belts, areas, systems	148
5.5. Development of geosynclines	151
5.6. Basic hypotheses on development of the lithosphere	155
5.7. The new global tectonics	159
Chapter 6. Evolution of the organic world of the past	175
6.1. Key stages of the process of living matter emergence	175
6.2. Development of life on Earth	178
6.3. Regularities of biological evolution	191
6.4. Vernadsky's theory on the biosphere	194
6.5. The role of plant and animal organisms in formation of rocks	198

Chapter 7. Stages of the geological history of the Earth's crust	203
7.1. Subject matter and objectives of historical geology	203
7.2. Actualism method	206
7.3. Geological development stages of the crust	208
7.4. The epoch of the Quaternary glaciations	230
7.5. Principles of tectonic zonation. Tectonic maps	236
7.6. Tectonic map of the Russian Federation and CIS countries	238
Conclusion	244
References	246
Glossary	250
Index	257

Учебное издание

М.Ф. Мохнач, Т.И. Прокофьева

ГЕОЛОГИЯ

Книга 1. Геосферы

Редактор Л.В. Ковель

Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой

ЛР № 020309 от 30.19.96.

Подписано в печать 15.12.10. Формат 60×90 ¹/₁₆. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 15,0. Тираж 350 экз. Заказ №72/10.
РГТМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 197045, Санкт-Петербург, Ушаковская наб., 17/1.

