

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ  
БАШКИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ  
им. М. АКУЛЛЫ  
Кафедра экологии и природопользования**

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ УФИМСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА**

**Ковалев С.Г.**

# **ОСНОВЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ**

*Учебное пособие для студентов естественнонаучных факультетов  
высших учебных заведений*

**Уфа - 2010**

УДК 551.7

ББК

**Ковалев С.Г. Основы исторической геологии.** Учебное пособие для студентов естественных факультетов высших учебных заведений. – Уфа: 2010. 64 с.

Материал, изложенный в учебном пособии, соответствует дисциплине ОПД.Ф.01 – «Историческая геология», входящей в программу «Естественнонаучное образование» – 050100 (540103М – Географическое образование; 540104М – Экологическое образование; 540105М – Эколого-геологическое образование).

В учебном пособии дана характеристика методов исторической геологии; описаны этапы тектонических событий в геологической истории; приведена стратиграфическая шкала; дана характеристика основных тектонических и биологических событий по системам (периодам). Кроме того, приводятся материалы по истории развития Южного Урала.

Учебное пособие предназначено для студентов, изучающих предметы «Общая геология с основами исторической геологии» и «Историческая геология» на естественнонаучных факультетах университетов и вузов, как соответствующего профиля, так и для студентов других специальностей, изучающих эти предметы в качестве общеобразовательных. Оно также будет полезно аспирантам и соискателям.

*Рецензент:*

доктор геолого-минералогических наук,  
профессор кафедры геологии и геоморфологии  
Башкирского государственного университета

С.К.Мустафин

Пособие подготовлено при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (контракт № 14.740.11.0189).

© Ковалев С.Г.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b>	4
<b>1. Предмет и задачи исторической геологии</b>	5
1.1. Задачи исторической геологии	7
1.2. Методы исторической геологии	8
1.2.1. <i>Относительная геохронология</i>	9
1.2.2. <i>Абсолютная геохронология</i>	13
1.2.3. <i>Историко-геологический анализ</i>	14
1.2.4. <i>Палеогеографические карты</i>	17
1.3. Международная геохронологическая шкала	17
<b>2. Краткая история развития Земли.</b>	22
2.1. История тектонических событий	22
2.2. Догеологическая стадия развития Земли	25
2.3. Докембрий	28
2.4. Палеозой	34
2.5. Мезозойская эра	48
2.6. Кайнозойская эра	55
Литература	64

## ВВЕДЕНИЕ

Историческая геология – одна из основных дисциплин геологического цикла высшего образования. Она рассматривает историю развития нашей Земли, и в первую очередь ее внешних оболочек в их взаимодействии.

Историческая геология – комплексная, синтетическая дисциплина. Она включает четыре главных элемента: геохронологию, стратиграфию, палеогеографию и палеотектонику – в их тесной, органической связи.

*Геохронология* – это календарь геологических событий, абсолютная шкала геологического времени, охватывающего 4,6 млрд. лет истории развития Земли. Эта шкала основана на использовании радиометрических датировок горных пород по соотношению заключенных в них естественно-радиоактивных элементов, их изотопов и продуктов распада, происходящего с постоянной скоростью.

*Стратиграфия* изучает последовательность напластования осадочных и вулканогенных пород, устанавливая их относительный возраст и проводя их сопоставление (корреляцию) по заключенным в них органическим остаткам.

Третья составляющая исторической геологии – *палеогеография* – занимается восстановлением физико-географических обстановок геологического прошлого – распределения суши и моря, их высот и глубин, а также климатической зональности, которые существенно изменялись в течение геологической истории.

Четвертая составляющая исторической геологии – *палеотектоника* – изучает историю движений и деформаций, реализующихся в земной коре и приводящих к формированию складчатых горных сооружений и последующему образованию на их месте устойчивых глыб континентальной коры – платформ.

Все эти дисциплины и научные направления имеют своей целью воссоздание обстановок прошлых геологических эпох, а объединение этих данных в общую картину и составляет задачу исторической геологии в целом.

Данное учебное пособие разработано на основе как классических учебников по предмету (Г.В. Войткевич. Геологическая хронология Земли, 1984, В.Е. Хаин и др. Историческая геология, 1997), учебных пособий по геологии (Н.В. Короновский. Общая геология, 2002, С.Г. Ковалев и др. Общая геология с основами гидрогеологии и гидрологии, 2006, П.В. Федоров. История земной коры, 2006), так и с использованием научных материалов из монографий (А.С. Монин, История земли, 1977, В.Н. Пучков. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала, 2000, В.Л. Яхимович. Кайнозой Башкирского Предуралья, 1970, Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин. Палеогеодинамика, 1993), с большей детальностью освещающих отдельные специфические вопросы истории развития Земли.

## 1. ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Историческая геология изучает геологическую историю Земли со времени ее возникновения, устанавливает причины образования и развитие литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы, дает характеристику ландшафтно-климатических и геодинамических обстановок, определяет время возникновения и исследует условия образования горных пород и связанных с ними полезных ископаемых (Хаин и др., 1997).

Длительная история Земли насыщена множеством различных геологических событий, явлений и процессов. Рассматривая геологическое прошлое в хронологическом порядке, историческая геология дает возможность наметить как общие закономерности развития нашей планеты и земной коры, так и особенности отдельных этапов геологической истории.

Еще античные естествоиспытатели и философы обращали внимание на историю развития нашей планеты и на те изменения, которые она претерпевала. Многие интересные идеи о возникновении и развитии Мира были высказаны Фалесом Милетским, Эмпедоклом, Аристотелем, Анаксименом, Страбоном и др. Средние века с длительными междоусобными войнами, с упадком научного мышления не знали иной истории создания и развития земного лика, кроме библейской. В эпоху Возрождения произошел перелом в познании Земли, так же как и в других областях науки и техники. Леонардо да Винчи (1452–1519), изучая слои осадочных пород в Ломбардии (Северная Италия) в процессе проведения инженерных работ, понял значение ископаемых раковин как остатков исчезнувшей жизни.

В 1669 г. датский естествоиспытатель Нильс Стенсен (1638–1686), работавший в Италии и известный в научных кругах под именем Николая Стенона, сформулировал шесть основных принципов стратиграфии:

1. Слои Земли – результат осаждения в воде.
2. Слой, заключающий обломки другого слоя, образовался после него.
3. Всякий слой отложился позднее слоя, на котором залегают, и ранее того, который его перекрывает.
4. Слой, содержащий морские раковины или морскую соль, образовался в море; если он содержит растения, он произошел от речного паводка или появления притока вод.
5. Слой должен иметь неопределенную протяженность и его можно проследить поперек какой-либо долины.
6. Слой отлагался вначале горизонтально; если он наклонен, то он испытал какой-либо переворот. Если другой слой залегают на наклонных слоях, то переворот произошел ранее отложения этого второго слоя.

В середине XVIII в. М.В. Ломоносов (1711–1765) отмечал длительность геологического времени, многократные изменения земной поверхности различными геологическими процессами, значительные изменения климата и ландшафта в течение истории Земли.

Историческая геология возникла во второй половине XVIII в. и составляла единое целое со стратиграфией. Однако стратиграфические исследования были редки и носили разрозненный характер. Большой вклад в развитие этой науки внес итальянский ученый Д. Ардуино, создавший в 1760 г. первую схему расчленения горных пород по возрасту. Благодаря исследованиям немецких геологов, особенно А. Вернера (1750–1817), была разработана региональная стратиграфическая схема Центральной Германии, и на ее основе реконструирована геологическая история развития Европы.

Выдающееся значение для развития исторической геологии имело открытие палеонтологического метода. Основателями этого метода являются английский исследователь У. Смит (1769–1839) и французские ученые Ж. Кювье (1769–1832) и А. Броньяр (1801–1876). Проводя геологические исследования в одно и то же время, но независимо друг от друга, они пришли к одинаковым выводам, связанным с последовательностью залегания слоев и находящихся в них остатков ископаемой фауны и флоры, что дало возможность составить первые стратиграфические колонки, геологические карты и разрезы ряда районов Англии и Франции. На основе палеонтологического метода в XIX столетии

было выделено большинство известных ныне геологических систем и составлены геологические карты.

Крупнейший французский ученый Ж. Кювье был не только одним из основателей палеонтологического метода, но и автором теории катастроф, которая в свое время пользовалась широкой популярностью. На основании геологических наблюдений он показал, что некоторые трупы организмов в течение геологического времени вымирали, но их место занимали новые. Его последователи Ж. Агассис (1807–1873), А. д' Орбиньи (1802–1857), Л. Эли де Бомон (1798–1874) и другие не только вымирания организмов, но и многие другие события на земной поверхности стали объяснять катастрофами. По их мнению, любые изменения залегания горных пород, рельефа, изменения ландшафтов или условий среды обитания, а также вымирание организмов были результатами разномасштабных катастрофических явлений, происходивших на земной поверхности.

Позднее теория катастроф была подвергнута резкой критике выдающимися учеными XIX столетия – Ж. Ламарком (1744–1829), Ч. Лайелем (1797–1875), Ч. Дарвином (1809–1882). Французский естествоиспытатель Ж. Ламарк создал учение об эволюции органического мира и впервые провозгласил ее всеобщим законом живой природы. Английский геолог Ч. Лайель в своем труде «Основы геологии» доказывал, что крупные изменения на Земле происходили не в результате разрушительных катастроф, а вследствие медленных, длительных геологических процессов. Познание истории Земли Ч. Лайель предлагал начинать с изучения современных геологических процессов, считая, что они являются «ключом к познанию геологических процессов прошлого». Это положение Ч. Лайеля получило впоследствии название *принципа актуализма*.

Появление трудов Ч. Дарвина оказало большую поддержку учению эволюционистов, так как в них доказывалось, что органический мир преобразуется путем медленных эволюционных изменений. Одновременно с развитием исторической геологии еще в конце XVIII в. сложилось представление о существовании более широкой геологической науки, которая стала называться «*геогнозией*». По содержанию геогнозия отвечала землеведению, так как в ней рассматривалось состояние всех известных оболочек Земли. Как отмечал Г.П. Леонов (1980), к началу XIX в. определилось два существенно различных направления исследования Земли: геологическое и геогностическое. Геологическое направление сосредоточило свое внимание на изучении верхней осадочной части земной коры, причем ее строение и развитие рассматривалось в основном с исторической точки зрения, геогностическое – своими исследованиями охватывало всю планету и включало в объекты изучения не только земную кору, но и все остальные оболочки Земли. Это в свою очередь заставляло геологов не только рассматривать Землю с исторической стороны, но и сосредоточить свое внимание на определении состава геосфер, возникновении и развитии геологических процессов. Поэтому с течением времени историческое направление исследования постепенно стало отступать на второй план.

К середине XIX в. относятся первые попытки реконструкции физико-географических условий некоторых геологических эпох как для отдельных регионов, так и для всего земного шара. Эти работы заложили основы *палеогеографического* направления в исторической геологии. Большое значение для становления палеогеографии имело введение в 1838 г. А. Грессли (1814–1865) понятия о фациях.

На протяжении второй половины XIX в. расширяющиеся геологические работы приносят все новые и новые сведения о строении и истории развития отдельных регионов. К началу 80-х годов был собран колоссальный материал, который нуждался в обобщении. Это проделал австрийский геолог Э. Зюсс (1831–1844). Сведения по стратиграфии, истории развития земной коры, деятельности геологических процессов, собранные во многих частях земного шара, были систематизированы Э. Зюссом в трехтомном труде «Лик Земли». Геологическая наука после его работ приобрела совершенно иной характер: ученые стали заниматься поисками путей расчленения осадочных толщ и их корреляцией и главным образом пытались найти объяснения изменяющемуся облику земной поверхности, выявить закономерности в расположении суши и моря, объяснить локализацию полезных ископаемых и установить происхождение тех или иных горных пород и т. д.

В начале XX в. крупнейший французский геолог Э. Ог (1861–1927) в многотомном труде описал деятельность современных геологических процессов и расшифровал геологическую историю Земли. Будучи сторонником теории геосинклиналей, а представление о геосинклиналях было разработано в Северной Америке в 1859 г. трудами Дж. Холла, Ог закладывает основы учения о платформах и геосинклиналях. Он был первым ученым, который четко противопоставлял геосинклинали и платформы.

В России понятие о *геосинклиналях* было введено в начале XX в. Ф.Ю. Левинсон-Лессингом (1861–1939), а А.А. Борисяк (1872–1944) и Н.М. Страхов (1900–1978) раскрыли сущность этого понятия. А.Д. Архангельский (1879–1940) и Н.С. Шатский (1895–1960) развили учение о геосинклиналях. В 20-е годы Д.В. Наливкин (1889–1975) развивает основы учения о фациях, а несколько позднее в трудах Р.Ф. Геккера, Б.П. Марковского и других ученых начинает оформляться палеоэкологическое направление в изучении геологического прошлого.

В первой четверти XX в. немецкий геофизик А. Вегенер (1880–1930) формулирует гипотезу дрейфа материков. Несмотря на всю привлекательность, эта гипотеза просуществовала недолго и вскоре после гибели ее автора была оставлена. Однако планомерные исследования океанского дна, начатые в 50-е годы, принесли большое количество нового фактического материала, подтверждающего эту гипотезу, и на иной базе гипотеза Вегенера была возрождена и ныне превратилась в господствующее учение – теорию тектоники литосферных плит.

20–40 годы XX в. были временем широкого развития геологических исследований в разных регионах. На их базе были созданы крупные обобщающие работы по геологическому строению и истории развития Европы (С.Н. Бубнов, 1888–1957), Сибири (В.А. Обручев, 1863–1956), Европейской России (А.Д. Архангельский), Северной Америки и других регионов. Выполнение этих работ стало возможным благодаря представлениям о фазах складчатости, обоснованным крупнейшим немецким тектонистом Г. Штилле (1876–1966) во второй половине XX в. В результате обобщения огромнейшего фактического материала по стратиграфии, палеогеографии, магматизму, вулканизму и тектонике формулируются основные закономерности истории геологического развития Земли в трудах как зарубежных, так и отечественных ученых. Большой толчок и дальнейшее развитие исторической геологии дало глубоководное бурение на дне Мирового океана, которое планомерно стало проводиться с середины 60-х годов. В результате этих работ получены неоценимые сведения о строении и развитии земной коры.

Новые концепции, выдвинутые во второй половине XX в., способствовали открытию крупных месторождений полезных ископаемых. В результате историко-геологических исследований были обнаружены уникальные месторождения нефти и газа в Волго-Уральской области и Западной Сибири, в Средней Азии, крупнейшие месторождения алмазов, каменного угля, железных руд, руд цветных и редких металлов и др. Современные историко-геологические исследования основываются на применении самых разнообразных методов, с помощью которых решается целый ряд задач.

### 1.1. Задачи исторической геологии

**Определение возраста горных пород.** Историю развития земной коры и геосфер можно изучать только после того, как установлена последовательность образования горных пород и определен их геологический возраст. При определении относительного возраста горных пород неоценимую помощь оказывает *палеонтология* – наука о вымерших организмах. Возраст магматических и метаморфических пород устанавливается по соотношению их с осадочными образованиями, заключающими остатки ископаемых организмов. Абсолютный возраст магматических, метаморфических и некоторых осадочных пород определяется с помощью *радиологических* методов. В процессе исследования геологи расчленяют изучаемую толщу осадочных пород на отдельные слои, пачки, горизонты, определяют относительный и абсолютный возраст выделенных стратонов, проводят корреляцию, т. е. сопоставление выделенных слоев с разновозрастными, но располагающимися на значительном расстоянии толщами. По-

добного рода исследования проводятся в рамках *стратиграфии* – науки о взаимоотношении и последовательности образования горных пород.

**Восстановление физико-географических условий земной поверхности геологического прошлого.** Физико-географические условия включают в себя, в частности, распределение суши и моря, рельефа суши и Мирового океана, глубин, солёности, температур, плотности, динамики морских бассейнов, климата, биологических и геохимических условий. Эта задача – одна из трудных в исторической геологии. Восстановление физико-географических условий прошлых эпох является основной задачей науки *палеогеографии*, которая в прошлом веке выделилась из исторической геологии в самостоятельную отрасль научных знаний. Палеогеографические исследования невозможно проводить без изучения вещественного состава, структурного и текстурного строения осадочных горных пород.

**Восстановление и объяснение истории вулканизма, плутонизма и метаморфизма.** В основе исследований лежит определение относительного и абсолютного возраста магматических, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород и установление первичной природы последних. После этого выделяют области вулканической активности, выявляют и реконструируют условия вулканизма и плутонизма, определяют геохимическую особенность мантийных потоков.

**Восстановление истории тектонических движений.** Разновозрастные и разномасштабные геологические тела наблюдаются повсеместно на земной поверхности. Определением времени проявления, характера, величины и направленности тех или иных тектонических движений занимается *региональная геотектоника*, а историю развития различных структурных элементов отдельных участков и всей земной коры изучает *историческая геотектоника*.

**Установление строения и закономерностей развития земной коры.** Это одна из важнейших задач исторической геологии, которая не может быть решена без использования знаний из многих дисциплин и направлений наук о Земле. Решению этой задачи помогают, прежде всего, *региональная геология, региональная и историческая геотектоника, геохимия, космическая геология, геофизика, петрология* и другие науки.

## 1.2. Методы исторической геологии

Историко-геологическое направление рассматривает развитие геологических событий во времени и в пространстве. Изучение этих событий немыслимо без стратиграфических и геохронологических исследований.

**Стратиграфия** (лат. *stratum* – слой, *grapho* – пишу) – раздел исторической геологии, занимающийся изучением исторической последовательности, первичных взаимоотношений и географического распространения осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических образований, слагающих земную кору и отражающих естественные этапы развития Земли и населявших ее живых организмов.

Перед стратиграфическими исследованиями стоят следующие задачи:

1. *Детальное расчленение разрезов горных пород и выделение разных по рангу стратиграфических подразделений; на их основе, создаются местные, региональные и межрегиональные стратиграфические шкалы, которые отражают хронологическую последовательность геологических событий;*
2. *проведение региональной и межрегиональной стратиграфической корреляции;*
3. *создание единой стратиграфической и геохронологической шкалы.*

Стратиграфия играет важнейшую роль при геологических исследованиях. Без нее немыслимо проводить геологическое картирование, решать проблемы эволюции органического мира, геологического развития отдельных регионов и Земли в целом, реконструировать палеогеографические обстановки. Без детальных стратиграфических исследований невозможно раскрывать сложное строение структур земной коры и проводить поиски и разведку полезных ископаемых.

Основой для выделения геохронологических и стратиграфических единиц служат следующие критерии, тесно связанные между собой:



- 1) *Этапность в ходе эволюции органического мира;*
- 2) *периодическая изменчивость процессов осадконакопления и денудации;*
- 3) *палеогеографические критерии (изменение распределения морских бассейнов и особенности рельефа суши и дна моря, климата, смена ландшафтных обстановок и т. д.);*
- 4) *степень активности и характер проявления магматической деятельности и процессов метаморфизма;*
- 5) *проявление крупных тектонических движений и деформаций.*

**Геохронология** преследует цель восстановить строгую временную последовательность геологических событий, происходивших в прошлом, путем установления хронологических взаимоотношений между накопившимися слоями горных пород, в которых эти события оказались запечатленными.

### **1.2.1. Относительная геохронология**

Стратиграфические исследования опираются на ряд теоретических положений. Одним из важнейших является принцип последовательности напластований, сформулированный в 1669 г. Н. Стенсеном (Стеноном): *«При ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя»*. Этот принцип – принцип суперпозиции – позволяет установить простые временные отношения типа «раньше – позже».

Другим важным критерием стратиграфической корреляции является принцип, сформулированный Н.А. Головкинским в 1868 г. и, независимо от него, немецким геологом И. Вальтером в 1869 г. Согласно этому принципу, именуемому законом Головкинского – Вальтера, *в непрерывном разрезе осадочных толщ друг над другом отлагаются осадки, которые могут образоваться рядом на поверхности суши или на дне бассейна седиментации. Поэтому при трансгрессии или регрессии моря смена осадков по вертикали соответствует их горизонтальной зональности. Таким образом, в каждой осадочной толще, уверенно можно считать одновозрастными лишь те осадки, которые простились параллельно береговой линии древнего бассейна.*

Биостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов основаны на принципе У. Смита. Согласно этому принципу *одновозрастные осадки содержат одни и те же или близкие остатки ископаемых организмов*. С этим принципом связан и другой, его дополняющий, – *ископаемые фауны и флоры сменяют друг друга в определенном порядке*. Наряду с перечисленными, в относительной геохронологии используются еще два закона, сформулированные в XVIII столетии Дт. Хаттоном. Один из них – «закон пересечений»: *секущая магматическая порода всегда моложе той породы, которую она пересекает*, и другой – «закон включений»: *включение всегда старше вмещающей породы*.

**Биостратиграфические методы.** Эти методы базируются на широком использовании ископаемых органических остатков. В основе биостратиграфических методов лежит принцип непрерывного и необратимого изменения органического мира Земли, когда каждому отрезку геологического времени отвечают характерные, только для него растения и животные.

Не все ископаемые организмы имеют одинаковое значение для биостратиграфии. Их ценность определяется не только распространенностью во времени и в пространстве, но и особенностью приуроченности к конкретным типам горных пород и темпами их эволюции. В связи с этим среди ископаемых организмов выделяют архистратиграфические и парастратиграфические группы.

Первые (архистратиграфические) характеризуются быстрой эволюцией, широким географическим распространением и захоронением в различных по вещественному составу осадочных породах. К ним относятся граптолиты, археоциаты, трилобиты, гониатиты, аммониты, планктонные фораминиферы. Эти группы организмов позволяют проводить детальное расчленение разреза и осуществлять подробную корреляцию разрезов.

К парастратиграфическим группам относят в основном бентосные организмы, такие, как брахиоподы, мшанки, губки, сверлящие и зарывающиеся двустворчатые моллюски, которые благодаря тесной связи с определенными типами осадков и морского

дна образуют различные ассоциации и комплексы. Они в меньшей степени, чем архистратиграфические, используются для региональных и межрегиональных сопоставлений и расчленения толщ осадочных пород. Однако в определенных регионах и для определенных участков морского дна эти организмы имеют важное значение для стратиграфии.

Для определения геологического возраста и расчленения разрезов в биостратиграфии используют ряд методов, важнейшие из которых рассматриваются ниже.

Метод руководящих ископаемых. Руководящими формами называют остатки вымерших организмов, которые существовали короткий отрезок времени, но успели за этот срок расселиться на значительной территории и встречаются в большом количестве. Следовательно, руководящие ископаемые имеют широкое горизонтальное и узкое вертикальное распространение, встречаются в разрезах довольно часто и легко распознаются.

Эволюционный (филогенетический) метод. Этот метод заключается в выяснении последовательности смены родственных организмов во времени на основании эволюционного развития. В процессе эволюции происходит непрерывное увеличение разнообразия животных и растений, совершенствуется их организация, усложняются функциональные особенности и морфоанатомическое строение. Вынужденные приспособляться к среде обитания организмы со временем меняют физиологические и морфологические особенности, что составляет одну из причин появления новых таксонов. Отсюда следует, что *потомки устроены более прогрессивно, чем предки, остатки которых встречаются в более древних отложениях.* Для применения эволюционного метода необходимо выяснить филогенез конкретной родственной группы, т. е. установить, когда появились данные организмы, сколько времени они существовали, какие у них были предки, кто стали потомками и как они развивались.

Палеоэкологический метод. Данный метод разработан Р.Ф. Геккером и учитывает зависимость фаунистических комплексов от физико-географических, фациальных условий. Соответственно изучается связь определенных организмов со средой их обитания. Нередко фациальные изменения приводят к тому, что разновозрастные фаунистические комплексы отличаются настолько сильно, что их признают разновозрастными, и, наоборот, разновозрастные фаунистические комплексы в сходной ландшафтной обстановке становятся похожими. Палеоэкологический метод дополняет филогенетический и метод анализа органических комплексов, дает возможность проследить смену фаунистических комплексов в пространстве и во времени и провести сопоставление разнофациальных отложений.

Количественные методы корреляции. Эти методы были впервые введены в XIX в. Они основаны на применении математического аппарата при анализе палеонтологических комплексов и проведении стратиграфического расчленения и корреляции. Впервые применив один из этих методов, Ч. Лайель на основании процентного содержания современных моллюсков в третичных отложениях Западной Европы выделил эоцен, миоцен и плиоцен. Позднее методы стали широко применять при расчленении и корреляции более древних отложений. Определение относительного возраста по этим методам основывается на сравнении процентного содержания общих видов с эталонными разрезами. Например, в исследуемом слое присутствуют 10% окаменелостей слоя «а», 60 – слоя «б», 5 – «в» и 25% – слоя «г». По наибольшему содержанию общих видов изучаемый слой сопоставляется со слоем «б», и слои считаются разновозрастными.

Слои и пакки сравнивают друг с другом на основании специально разработанных коэффициентов. Однако надо отметить, что этот метод является формальным и его непосредственное применение не раз приводило к ошибкам в стратиграфии. Поэтому его надо использовать только вместе с другими биостратиграфическими методами.

**Определение относительного возраста магматических пород.** Ввиду того что магматические породы не содержат органических остатков, их относительный возраст определяется косвенным путем исходя из взаимоотношений с осадочными породами.

При определении относительного возраста слоистых вулканических и вулканогенно-осадочных пород применяют общие принципы стратиграфического расчленения и корреляции, так как по характеру залегания и взаимоотношению с осадочными поро-

дами они принципиально не отличаются от последних. Чаще всего их возраст определяется исходя из возраста подстилающих и перекрывающих осадочных пород, содержащих ископаемые органические остатки.

Сложнее определить возраст интрузивных пород. В большинстве случаев интрузивные тела прорывают осадочные толщи. Они могут располагаться между слоями вмещающих пород или пересекать их. В этих случаях возраст интрузивных пород будет моложе возраста вмещающих осадочных пород. Но тем самым можно установить только нижний предел геологического возраста интрузивных пород. Для более точного определения возраста необходимо исследовать участки, где кровля интрузивного тела перекрывается осадочными или вулканогенно-осадочными породами, возраст которых известен. В том случае, когда на контакте между интрузивными и перекрывающими осадочными породами отсутствуют признаки контактового метаморфизма, возраст интрузивного тела будет соответствовать возрасту пород, перекрывающих интрузив. Нередко, к сожалению, этот интервал оказывается весьма широким, и тогда приходится прибегать к радиометрическим методам исследования.

**Геологические методы** позволяют расчленять разрезы на отдельные слои, пачки и горизонты, проводить их сопоставление и в ряде случаев оценивать относительный возраст. Однако их можно использовать только вместе с палеонтологическим методом. Среди геологических методов наибольшее применение имеют литологический и структурный.

Суть литологического метода заключается в расчленении разреза на отдельные слои и пачки, более или менее однородные по вещественному составу, структурно-текстурным особенностям пород и по наличию в них разных включений. Они могут быть сложены одним типом пород или переслаиванием определенных их типов. Далее производится сравнение соседних и более отдаленных разрезов по (изменению литологического состава пород по вертикали. Для стратиграфической корреляции особый интерес представляют слои, выдержанные на большой площади и характеризующиеся своеобразным составом. Они называются маркирующими. Эти слои выделяются по характерному вещественному составу, структуре, цвету, обилию определенных ископаемых остатков или включений. Например, маркирующими могут быть слои ракушняка, прослой туфов или вулканического пепла, включения кремней среди известняков или песчаников, красноцветов и т. д. Маркирующие слои позволяют расчленять осадочные толщи на отдельные части и проследить границы выделенных таким образом стратиграфических подразделений на значительные расстояния. Однако надо учитывать, что одна и та же по литологическому составу толща при проследивании на большие расстояния может последовательно менять свой возраст. Это бывает вызвано сменой обстановки осадконакопления. Например, при трансгрессии мелководные отложения, перемещающиеся вслед за береговой линией, становятся все более молодыми.

К литологическому близок минералого-петрографический метод, когда слои и пачки сравнивают между собой по характерным минеральным ассоциациям, степени диагенеза, катагенеза и метаморфизма.

Стратиграфические подразделения, выделенные на основе этих методов, обычно называют *литостратиграфическими*, в отличие от подразделений, выделенных на основе палеонтологических остатков, именуемых *биостратиграфическими*.

В основе структурного метода лежит идея об одновозрастности проявления интенсивных тектонических движений и деформаций. Толщи осадочных образований в отдельные моменты геологической истории сминались в складки, размывались, а затем перекрывались более молодыми осадками. Поэтому расчленение толщ на отдельные слои и пачки может осуществляться по поверхностям перерывов и несогласий. Толщи, заключенные между двумя одинаковыми поверхностями несогласий, рассматриваются как одновозрастные. Этот метод широко используется при выделении и сопоставлении крупных стратиграфических подразделений. Особенно широко метод применяется при расчленении и сопоставлении докембрийских образований. Следует, однако, отметить, что поверхности несогласий далеко не всегда являются одновозрастными (изохронными), и особенно при далеких сопоставлениях это может привести к серьезным ошибкам. Расчленение разреза на пачки, соответствующие этапам относительных опусканий и поднятий поверхности осадконакопления или усиления и ослаб-

ления привноса осадочного материала, дает возможность наметить *циклы осадконакопления*. Опусканиям и трансгрессиям отвечают пачки относительно глубоководных осадочных образований, расположенные среди слоев мелководных отложений (известняков среди мергелей, мергелей среди глин, алевролитов среди песчаников, морских и лагунных осадков среди континентальных и т.д.).

Экостратиграфический метод. Взаимодействие геологических процессов порождает глобальные события, которые запечатлеваются геологической летописью. Следы этих глобальных геологических событий, например массовые вымирания, трансгрессии и регрессии, изменение атмосферы, выделяемые в разных регионах, являются реальной основой глобальной стратиграфической упорядоченности. Глобальные события позволяют увязать бесчисленные локальные схемы, образующие в то же время основу международной стратиграфической шкалы. Этими соображениями руководствуется экологическая стратиграфия, или экостратиграфия, т. е. стратиграфия, основанная на принципах взаимодействия органического мира и среды.

Ритмостратиграфия изучает закономерности чередования различных осадочных пород в разрезах, где часто наблюдается повторение определенной последовательности пород через более или менее равные по мощности промежутки. Такая ритмичность, или цикличность, характерна для многих осадочных толщ, например для угленосных, соленосных, флишевых.

Климатостратиграфический метод. Под климатостратиграфией понимается использование детальных палеоклиматических реконструкций для стратиграфического расчленения и межрегиональной корреляции осадочных образований. Климатостратиграфический анализ существенно увеличивает дробность стратиграфического расчленения осадочных толщ и помогает более надежно коррелировать выделяемые подразделения.

Исходным в климатостратиграфии является понятие о климатическом цикле. Каждый цикл характеризуется определенным, свойственным ему распределением тепла, влаги и ландшафтных условий, которые отражаются на составе органического мира, особенностях денудации и аккумуляции осадков.

**Геофизические методы** расчленения и корреляция разрезов близки к литологическим и основаны на изучении и сравнении физических свойств горных пород. Они применяются для выделения в разрезе слоев и пачек, различающихся по физическим характеристикам для корреляции разрезов между собой и с опорными разрезами, возраст слоев которых определен другими методами.

Для расчленения разрезов скважин широко используется *электрический и ядерный каротаж*. Электрический каротаж основан на расчленении разрезов по удельному электросопротивлению пород, а ядерный – на изучении естественной радиоактивности.

Магнитостратиграфический (палеомагнитный) метод основан на естественной остаточной намагниченности горных пород, фиксирующей магнитное поле времени и места ее образования. В нем используется тот факт, что в истории Земли многократно происходили инверсии магнитного поля, когда векторы первичной намагниченности менялись на  $180^\circ$ , т. е. северный магнитный полюс становился южным и наоборот. Вектор первичной намагниченности длительное время сохраняется в горных породах и на основании его определения удастся сопоставлять отложения и устанавливать их возраст.

Палеомагнитный метод основан на том, что горные породы, содержащие ферромагнитные минералы, образовались в магнитном поле Земли и, обладая свойством магнитной восприимчивости, запечатлели положение векторов магнитного поля, существовавшего в момент их образования. Это свойство называют остаточной намагниченностью. С изменением положения слоев горных пород относительно магнитного поля или изменения положения самого магнитного поля часть «врожденной» намагниченности сохраняется. Это естественная остаточная намагниченность или *палеомагнетизм*. Остаточная намагниченность сохраняет направление (полярность) того магнитного поля, в котором произошло намагничивание. Установлено, что в истории Земли многократно происходила смена полярности магнитного поля, когда северный и южный полюсы менялись местами. Смена полярности сохранилась в изменении оста-

точной намагниченности пород. В настоящее время разработана шкала смены таких эпох. Палеомагнитный метод является дополнительным методом геохронологического расчленения напластований горных пород. Этот метод особенно важен для расчленения магматических и осадочных горных пород.

Сейсмостратиграфия. В послевоенные годы эффективные поиски месторождений нефти и газа проводились в бассейнах, выделяемых с помощью сейсморазведки. Во второй половине 70-х годов геофизические исследования нефтегазоносных осадочных бассейнов до глубин 10 км и более позволили выявлять не только структурные, но и стратиграфические и литологические ловушки нефти и газа. В дальнейшем интерпретация сейсморазведочных данных дала возможность определять особенности вещественного состава пород, залегающих на глубине, расшифровывать последовательность напластований и геологический возраст. Такая разносторонняя геологическая интерпретация сейсмических данных по предложению группы американских геофизиков (П. Вейл, Р. Митчел, Р. Тодд) получила название сейсмической стратиграфии.

Методика основывается на прослеживании и регистрации отражающих границ внутри толщи осадочных пород по профилю. Запись границ, которые обычно соответствуют поверхностям напластований или существенного изменения физических свойств (хотя это и не обязательно), проводится в прямоугольной системе координат на равномерно движущейся ленте. Она представляет собой акустико-геологический (сейсмостратиграфический) разрез во временном масштабе, который в общем виде соответствует графическому изображению геологического (стратиграфического) разреза.

### **1.2.2. Абсолютная геохронология**

Палеонтологические и геолого-геофизические методы определения относительного возраста горных пород не дают реального представления об абсолютном возрасте тех или иных осадочных, вулканогенных или интрузивных образований, не позволяют оценивать продолжительность времени их формирования. Относительная геохронология дает возможность, как указывалось выше, судить лишь о последовательности геологических событий. Время их действия и продолжительность можно установить, только используя радиогеохронологические методы или, как их еще называют, методы определения абсолютного возраста.

Открытие радиоактивного распада в конце XIX в. дало возможность ученым впервые достаточно достоверно оценить возраст ряда минералов и горных пород с помощью анализа их изотопного состава, т. е. по содержанию в них исходных, промежуточных и конечных продуктов распада естественно-радиоактивных элементов. Такие исследования дают достоверный результат при условии, что со времени образования исследуемого минерала или породы не происходило частичного выноса или последующего привноса радиоактивного элемента или продукта его распада.

В настоящее время широко применяют следующие радиогеохронологические методы: *урано-ториево-свинцовый, свинцовый, рубидий-стронциевый, калий-аргоновый, самарий-неодимовый, радиоуглеродный.*

Урано-ториево-свинцовый метод базируется на использовании трех процессов радиоактивного распада изотопов урана и тория:  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ . Период полураспада  $^{238}\text{U}$  составляет 4510 млн. лет,  $^{235}\text{U}$  – 713 млн. лет и  $^{232}\text{Th}$  – 15 170 млн. лет. Исходя из продолжительности распада минералы, содержащие эти элементы, используются для определения возраста. Измерив в минерале содержание радиоактивных изотопов урана и тория и радиогенных частей трех изотопов свинца, а также содержание не радиогенного изотопа свинца  $^{204}\text{Pb}$ , находят шесть изотопных отношений. Одно из них в настоящее время считается фиксированным ( $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,7$ ), а остальные пять ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) дают возможность оценить возраст минерала. Близость всех пяти результатов свидетельствует о достоверности проведенного анализа. В том случае, когда оценки расходятся, а изотопный анализ проведен надежно, то, вероятно, содержание изотопов в минерале менялось не в результате радиоактивного распада, а вследствие утечки или привноса каких-то продуктов радиоактивных превращений.

Простейшим из перечисленных является метод определения возраста по общему свинцу, т. е. по отношению  $\text{Pb}/\text{U} + \text{Th}$ . Он не требует дополнительного изотопного

анализа свинца, но не учитывает того, что часть свинца является нерадиогенной и, следовательно, дает завышение возраста. Вследствие этого такой способ определения сейчас не применяется.

Свинцовый метод – наиболее старый и хорошо разработанный метод ядерной геохронологии. Впервые его применил в 1907 г. Б. Болтвуд в Канаде. В настоящее время он значительно усовершенствован и используется с непременным анализом изотопного свинца на масс-спектрометре. Поэтому его нередко называют свинцово-изотопным методом. Для измерения возраста по свинцово-изотопному методу используются минералы, содержащие уран и торий.

Рубидий-стронциевый метод основан на очень медленном распаде радиоактивного изотопа  $^{87}\text{Rb}$  и превращении его в изотоп стронция  $^{87}\text{Sr}$ . Ныне радиоактивный изотоп рубидия составляет в среднем 27,85% природного рубидия. Период полураспада рубидия равен 47 000 млн. лет.

Калий-аргоновый метод основан на распаде радиоактивного  $^{40}\text{K}$ , при котором около 12% этого изотопа превращаются в  $^{40}\text{Ar}$  с периодом полураспада 1300 млн. лет. Постоянная радиоактивного распада  $\lambda = 0,0585 \text{ млрд. лет}^{-1}$ . Остальные 88% калия переходят в  $^{40}\text{K}$  с более высокой скоростью.

Этот метод применяется при исследовании слюд, амфиболов, калиевого полевого шпата, глауконита и валовых проб изверженных пород с возрастом от десятков тысяч до сотен миллионов лет. Определение возраста метаморфических пород калий-аргоновым методом не рекомендуется из-за значительных утечек аргона, происходящих при температурах свыше 300 °C и при больших давлениях.

Самарий-неодимовый метод основан на очень медленном распаде изотопа самария  $^{147}\text{Sm}$ , который встречается в смеси со стабильными изотопами  $^{144}, ^{148-150}, ^{152}, ^{154}\text{Sm}$  с периодом полураспада 153 млрд. лет. Конечным продуктом распада является радиогенный  $^{144}\text{Nd}$ . Самарий-неодимовый метод считается одним из наиболее надежных (наряду с U/Pb по циркону) для определения возраста глубокометаморфизованных раннедокембрийских пород, хотя также иногда дает заниженные значения.

Радиоуглеродный метод базируется на определении радиоактивного изотопа  $^{14}\text{C}$  в органических остатках или в породах с высоким содержанием органического вещества. Этот изотоп постоянно образуется в атмосфере из азота  $^{14}\text{N}$  под воздействием космического излучения и усваивается живыми организмами. После отмирания происходит распад  $^{14}\text{C}$  и, зная скорость его распада, удастся определить возраст захоронения организма. Период полураспада  $^{14}\text{C}$  равен 5750 лет. Поэтому с помощью этого метода определяется возраст осадков не древнее 60–80 тыс. лет.

Метод треков осколочного деления базируется на том, что во всех минералах, содержащих уран, возникают структурные изменения, фиксирующие пробег осколков от спонтанного деления урана. Они видны в виде треков при увеличении под микроскопом. Обычно подсчитывается плотность этих треков, т. е. их число на единицу поверхности. Чем больше возраст минерала, тем больше плотность треков при прочих равных условиях. Для определения содержания урана образец минерала облучают нейтронами. Возникают новые треки от деления присутствующего урана, вызванного нейтронами. При этом возраст минерала будет являться функцией отношения числа треков от спонтанного деления урана к числу вновь появившихся треков на единицу площади или объема. Хотя метод не очень точен, его можно рассматривать как новый перспективный способ исследования. В ряде случаев с помощью этого метода расшифровывается термическая история породы, которая отражается в исчезновении части треков и искажает истинную величину возраста. В последние годы трековый метод стали использовать для определения возраста четвертичных вулканических пород.

### **1.2.3. Историко-геологический анализ**

Восстановление физико-географических условий и ландшафтно-климатических обстановок, существовавших в геологическом прошлом, возлагается на одну из основных научных дисциплин, входящих в состав исторической геологии – *палеогеографию*.

Палеогеография – это наука о географической оболочке Земли, ее состоянии и развитии в геологическом прошлом. В процессе палеогеографических исследований

реконструируется состав атмосферы, гидросферы, верхней части литосферы и биосферы, выявляются масштабность и интенсивность палеогеологических процессов, восстанавливаются ландшафтные обстановки геологического прошлого, реконструируется климатическая зональность и дается характеристика климата.

Фациальный метод. Нередко методы восстановления палеогеографических обстановок отождествляют с фациальным анализом, понимая под ним метод восстановления древней географической обстановки по горным породам и содержащимся в них окаменелостям.

Понятие о фациях было введено в геологию А. Грессли в 1838 году, а позднее расширено Н.А. Головкинским в 1868 г. для выражения изменения состава отложений определенного стратиграфического уровня на всей площади их распространения. За прошедшие более чем полтора столетия термин «фа́ция» по-разному трактовался и воспринимался исследователями. Одни полагали, что *фа́ция – это особенность осадков, указывающая на условия их образования*, а другие, что это *физико-географические условия, в которых накопились соответствующие типы осадков*. Вместе с тем фации неразрывно связаны с определенными стратиграфическими интервалами разреза. Наиболее полно и объективно отразили сущность понятия «фа́ция» Д.В. Наливкин (1956), Г.Ф. Крашенинников (1971) и В.Е. Хаин (1973). В их представлении *фа́ция – это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического уровня*.

Общим понятием, не имеющим стратиграфического содержания, является генетический тип. *Генетический тип – это более широкий комплекс отложений, образованных в определенных физико-географических условиях (элювиальный, делювиальный, пролювиальный, аллювиальный, прибрежно-морской и т. д.)*.

В пределах суши наряду с денудационными процессами происходят образование кор выветривания и накопление осадков в различных по генезису, размерам и форме впадинах. Формирование осадков идет в долинах рек, в озерных котловинах, в зонах распространения ледников и в областях наземной вулканической деятельности. Континентальные осадки характеризуются неустойчивым вещественным составом, различной мощностью, структурами и текстурами и сильной изменчивостью в латеральном направлении. Основные типы пород – обломочные и глинистые, реже присутствуют биогенные (угли) и хемогенные (известняки и соли).

Для континентальных отложений характерна связь с зональным типом климата. В *нивальном* типе климата основными источниками осадочного материала являются физическое выветривание и транспортировка обломочного материала льдом, талыми водами и ветром. Низкие температуры обуславливают практически полное отсутствие биогенных осадков и химической переработки материала.

В *гумидном* типе климата наряду с процессами механической дезинтеграции исходных пород принимают участие биологические и химические процессы. Перенос материала осуществляется в виде растворов, взвесей и перекатыванием по дну рек. Осаждение происходит как в процессе переноса, так и, особенно, в конечных бассейнах стока. Легкорастворимые соединения выносятся в крупные внутриконтинентальные и морские бассейны. Осадки гумидной области разнообразны: это галечники, пески, алевроиты, глины, карбонаты, лигниты и бурые угли.

*Аридный* тип литогенеза характеризуется отсутствием осадков, обогащенных органическим углеродом, присутствием легкорастворимых солей и соединений. Большим распространением, наряду с полимиктовыми неотсортированными отложениями, пользуются хемогенные, в частности карбонаты, гипсы и соли.

Наиболее полно классификация континентальных отложений разработана Е.В. Шанцером. Континентальные отложения могут быть сгруппированы: элювиальные, речные, озерные, болотные, ледниковые, пустынные и вулканогенные. Каждая из перечисленных групп включает несколько генетических типов, связанных между собой.

Большим распространением среди осадочных толщ пользуются отложения морского происхождения. Они характеризуются устойчивым составом на значительной площади и обилием разнообразных морских органических остатков. На состав и строение морских фаций большое влияние оказывают климат, гидрохимический и гидроди-

намический режимы морских бассейнов, характер подводного рельефа и окружающей суши, состав и объем твердого стока, вулканизм и тектонические условия.

Фациальный анализ осуществляется путем исследования отдельных разрезов и осадочных пород определенного стратиграфического интервала, а также прослеживания найденных изменений и закономерностей на площади.

Важнейшими критериями при фациальном анализе являются:

1. Тип и вещественный (химический и минеральный) состав пород (осадков), включая аутигенные минералы, конкреции и особенности цемента.
2. Гранулометрия породы, ее цвет, структура, состав обломков, их окатанность, характер поверхности напластования и размыва, следы перерывов в осадконакоплении, ориентировка обломочных компонентов и органических остатков, присутствие подводно-оползневых деформаций и нептунических даек.
3. Текстурные особенности – типы и характер слоистости, изучение цикличности и ритмичности осадочных и осадочно-вулканических толщ.
4. Формы залегания пород, их мощности; характер переходов в другие породы.
5. Палеонтологические особенности (состав, сохранность и распределение фауны и флоры; соотношение между отдельными группами и сообществами, следы жизнедеятельности организмов, степень сохранности следов роющих животных и их особенности).
6. Наличие минералов – индикаторов солености и газового режима водоемов, геохимические особенности осадочных толщ.
7. Кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия ( $Eh$ ,  $pH$ , содержание окисных и закисных форм железа).
8. Определение соотношения изотопов кислорода, стронция, серы, углерода, палеотермометрические данные, присутствие вулканогенного и метеоритного материала.

Формационный анализ. В одном из важнейших направлений теоретической геологии – учении о формациях – наметилось несколько направлений: литолого-палеогеографическое, историко-тектоническое и прогнозно-металлогеническое. В соответствии с этим содержание термина «формация» трактуется по-разному. В свою очередь это привело к широкому использованию формаций в различных объектах геологической науки. В стратиграфии формации нередко, особенно в зарубежных работах, используются как литостратиграфические единицы, как синоним свиты или серии, в тектонике – как структурная единица, в учении о полезных ископаемых – как основа для классификации месторождений, в литологии формациям придается генетический смысл.

Под формациями понимается совокупность фаций, которые образовались на более или менее значительном участке земной поверхности при определенных тектонических и климатических условиях и отличаются от других особенностями состава и строения. Отдельные фации могут быть образованы на различных участках земной поверхности. Однако их устойчивые и длительные сочетания, которые позволяют сгруппировать их в формации, возникают только в строго определенных тектонических и климатических условиях.

Основными признаками осадочных формаций являются:

- 1) набор слагающих их ассоциаций главных горных пород, которые совместно отвечают фациям или генетическим типам;
- 2) характер переслаивания этих пород в вертикальном разрезе, ритмичное строение;
- 3) форма тела формации и его мощность;
- 4) наличие в ней каких-то характерных аутогенных минералов, своеобразных горных пород или руд;
- 5) преобладающая окраска, в той или иной степени несущая генетическую информацию;
- 6) степень диагенетических или метаморфических изменений.

Названия осадочным и осадочно-вулканогенным формациям обычно даются по преобладающим литологическим компонентам (песчано-глинистая, известняковая, доломитовая, эвапоритовая) с одновременным указанием физико-географической обста-



новки образования (морская, континентальная, лимническая). За многими формациями закрепились названия по присутствию акцессорных минералов (глауконитовая) или полезных ископаемых (угленосная, бокситоносная).

Главными факторами, определяющими облик осадочных формаций, являются:

- 1) *характер тектонического режима в областях размыва и накопления;*
- 2) *климатические условия;*
- 3) *интенсивность вулканизма.*

Особое направление в изучении и классификации осадочных формаций составило направление, основанное на учете содержания в них промышленных концентраций определенных видов полезных ископаемых. На этом основании выделяются *угленосные, соленосные, фосфоритоносные, бокситоносные, железорудные, латеритные, нефтеносные и другие.*

#### **1.2.4. Палеогеографические карты**

Конечным итогом палеогеографических исследований является, составление карт. Они не только иллюстрируют результаты работ, но и помогают понять происхождение ландшафтно-климатических единиц и оценить перспективность территорий на тот или иной тип полезного ископаемого. Палеогеографические карты являются составной частью геолого-поисковых и геолого-оценочных работ и одновременно служат основным документам при обосновании прогноза и характеристики перспективности территорий. В зависимости от степени обоснованности выделяются палеогеографические карты, схематические карты, схемы и эскизные зарисовки.

Палеогеографические карты отличаются от географических тем, что географическая карта составлена на современный момент и на ней отражена ныне существующая обстановка, в то время как палеогеографическая карта показывает обобщенную географию, существовавшую на протяжении какого-либо длительного отрезка времени в геологическом прошлом.

Наряду с общими, собственно палеогеографическими или литолого-палеогеографическими картами существуют разнообразные специальные палеогеографические карты, связанные со специфическими задачами, которые они разрешают. К числу таких карт относятся палеогеологические, палеотектонические, ландшафтно-климатические, палеовулканические, палеогеоморфологические, палеобиогеографические, палеолимнологические.

#### **1.3. Международная геохронологическая шкала**

Основные подразделения международной стратиграфической шкалы, на базе которой в дальнейшем была создана геохронологическая шкала, были выделены в Европе к середине XIX в. Все они вначале устанавливались как региональные стратиграфические подразделения и, следовательно, отвечали естественным этапам развития конкретной территории. Первоначально существовало ошибочное мнение, что каждый выделенный этап имеет планетарное значение. Впоследствии было выяснено, что каждому региону свойствен свой, присущий только ему ход геологического развития, в общем отражающий глобальное развитие.

В своей основе современная международная геохронологическая шкала в качестве «общей стратиграфической классификации» была принята в 1881 г. на II сессии Международного геологического конгресса в Болонье (Италия). По праву приоритета стратиграфическая шкала Европы была признана международным стандартом, с которым стали проводить корреляцию стратиграфических подразделений различных регионов мира.

На II сессии МГК была утверждена иерархия стратиграфических подразделений: *группа, система, отдел и ярус*, и для них введены единые для всех стран названия. На VIII сессии МГК в 1900 г. (Париж) к ним была добавлена самая мелкая стратиграфическая единица международной шкалы – *зона*. Указанным стратиграфическим подразделениям соответствовали геохронологические эквиваленты: *эра, период, эпоха, век и время (или фаза)*.

В нашей стране на протяжении долгого времени использовались два типа стратиграфических подразделений: единицы международной геологической шкалы и местные стратиграфические подразделения, утверждаемые Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК). С течением времени выявилась недостаточность этих шкал, т. е. необходимость наведения порядка в установлении региональных и местных стратиграфических подразделений. С последней целью был создан первый Стратиграфический кодекс СССР, утвержденный и опубликованный МСК в 1977 году.

Ныне в России и в некоторых других странах, например США, действуют стратиграфические кодексы, выполнение требований которых обязательно при проведении геологических работ. Эти кодексы являются сводом основных правил и рекомендаций, определяющих содержание и применение стратиграфических понятий, терминов и названий.

Таблица 1

**Структура стратиграфической классификации МСК**

Стратиграфические подразделения	Категории стратиграфических подразделений		
	общие	региональные	местные
Основные	зонотема эратема (группа) система отдел ярус зона звено	горизонт зона (провинциальная зона)	комплекс серия, свита
Частные	категория зональных биостратиграфических подразделений: биостратиграфические зоны разных видов		
Вспомогательные	категория литостратиграфических подразделений: толща, пачка; категория биостратиграфических подразделений: слои с фауной (флорой)		

В Стратиграфическом кодексе предложена новая структура стратиграфической классификации. Вместо применявшихся ранее местных подразделений и единой стратиграфической шкалы кодексом предусмотрено существование трех равноправных самостоятельных шкал. Кроме того, в кодексе предусматривается использование трех групп стратиграфических подразделений: основных, частных и вспомогательных.

Стратиграфические исследования проводят на конкретных разрезах осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород.

Разрез, на котором впервые выделено данное стратиграфическое подразделение, носит название *стратотипа*, а район, где он располагается, называется стратотипической местностью.

Основные стратиграфические подразделения. *Общие стратиграфические подразделения представляют собой совокупности горных пород, естественное геологическое тело, время формирования которых соответствовало определенному этапу геологической истории Земли.*

Общие подразделения устанавливаются с помощью различных методов. Для докембрийских образований в основном используют радиогеохронологические методы, а для фанерозоя – палеонтологические. Общим стратиграфическим подразделениям соответствуют геохронологические эквиваленты:

зонотема	зон
эратема (группа)	эра
система	период
отдел	эпоха
ярус	век
зона	фаза
звено	пора

Практически все стратиграфические подразделения крупнее яруса имеют единые международные наименования.

*Зонотема – это отложения, образовавшиеся в течение самой крупной геохронологической единицы – зоны, длительностью в многие сотни миллионов и даже более миллиарда лет.*

Выделяют три зонотемы – архейскую, протерозойскую и фанерозойскую. Архейскую и протерозойскую зонотемы объединяют под названием «криптозой», но чаще используют название «докембрий», т. е. совокупность пород, образовавшихся до кембрийского периода. Основным критерием разделения криптозоы и фанерозой является присутствие только бесскелетных организмов в криптозое и появление большого разнообразия скелетных форм в фанерозое.

*Эратема, или группа, составляет часть зонотемы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение эры продолжительностью в первые сотни миллионов лет (в фанерозое).*

Эратемы отражают крупные этапы развития Земли и органического мира. Границы между эратемами соответствуют переломным рубежам в истории развития органического мира. В фанерозое выделяют три эратемы: палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую.

*Система составляет часть эратемы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение периода длительностью в десятки миллионов лет.*

Системе свойственны типичные для нее семейства и роды фауны и флоры. В настоящее время принято выделять в фанерозое 12 систем: кембрийская, ордовикская, силурийская, девонская, каменноугольная (карбоновая), пермская, триасовая, юрская, меловая, палеогеновая, неогеновая и четвертичная (антропогеновая). Названия большинства систем происходят от географических названий тех местностей, где они были впервые установлены. Для каждой системы на геологических картах приняты определенный цвет, являющийся международным, и индекс, образованный начальной буквой латинского названия системы.

*Отдел – часть системы; он характеризует отложения, образовавшиеся в течение одной эпохи, длительность которой обычно составляет первые десятки миллионов лет.*

В палеонтологическом отношении отделам свойственны характерные роды или группы видов фауны и флоры. Названия отделов даны по положению их в системе: нижний, средний, верхний или только нижний и верхний; эпохи соответственно называют ранней, средней, поздней. Некоторые отделы имеют собственные названия. Так, в юрской системе выделяют лейас, доггер и мальм, в палеогеновой – палеоцен, эоцен и олигоцен.

*Ярус – часть отдела, которому отвечают отложения, образовавшиеся в течение века продолжительностью в несколько миллионов лет.*

Для яруса характерен определенный комплекс ископаемых организмов с типичными родами и видами. Названия ярусов обычно происходят от названий областей, районов, рек, гор, населенных пунктов, где находятся стратотипические разрезы. Иногда выделяют подъярусы: нижний и верхний или нижний, средний и верхний. На геологической карте ярусы окрашиваются оттенками цвета системы, а индексы их образуют путем добавления к индексу отдела начальной буквы латинского названия яруса: K<sub>1v</sub> – валанжинский ярус, K<sub>2c</sub> – коньякский ярус, P<sub>1a</sub> – артинский ярус. В том случае, если отдел имеет ярусы, начинающиеся с одной и той же буквы, к первой букве добавляется следующая согласная буква.

*Зона является частью яруса и охватывает отложения, образовавшиеся в течение одной фазы порядка 1–3 млн лет.*

Ее границы устанавливаются по определенному зональному комплексу видов ископаемых организмов, который содержит формы, имеющие широкое географическое распространение и быстро эволюционировавшие. Название зоны дается по наиболее характерному виду зонального комплекса. Зона и фаза имеют название одного и того же вида-индекса. Например, зона или фаза *Amaltheus margaritatus*, зона или фаза *Deshayesi*.

*Звено выделяется в составе четвертичной системы. В звено объединяют горные породы, сформированные во время одного цикла климатических изменений: похолодания (ледниковье) и потепления (межледниковье). Звено должно иметь свой стратотип и кли-*

матостратиграфическое или литолого-экологическое обоснование. Четвертичная система состоит из четырех звеньев: нижне-, средне-, верхнечетвертичного и современного. Их иногда называют нижним, средним и верхним плейстоценом и голоценом.

**Региональные стратиграфические подразделения.** В их состав входят горизонт и зона. *Горизонт* – основное региональное подразделение. Он прослеживается на всей площади региона и характеризуется определенным комплексом литологических и палеонтологических признаков. Горизонту присваивается название места, где располагается его стратотип. Геохронологическим эквивалентом служит *время*. Например, мячковский горизонт в среднем карбоне, мячковское время.

*Зона* является частью горизонта и представляет собой провинциальную зону. Она устанавливается по комплексу фауны и флоры, характерному для данного региона, и отражает определенную фазу развития населявшего его органического мира данного региона. Границы зоны определяются по характерным видам зонального комплекса. Зона должна иметь стратотип, содержащий зональный комплекс, и ее название происходит от вида – индекса. Геохронологическим эквивалентом зоны является *время*.

**Местные стратиграфические подразделения.** Они представляют собой толщи пород, выделяемые по ряду признаков, в основном по литологическому или петрографическому составу. Эти подразделения должны иметь ясно выраженные границы и относительно широкое распространение.

*Комплекс* – самое крупное местное стратиграфическое подразделение. Чаще всего оно применяется при расчленении докембрия. Комплекс имеет очень большую мощность, сложный состав горных пород, сформированный в течение какого-то крупного этапа развития. На границе комплексов часто наблюдаются крупные несогласия, скачки метаморфизма горных пород. Комплексу присваивается географическое название по характерному месту его развития; например, байкальский или беломорский комплекс.

*Серия* охватывает достаточно мощную и сложную по составу толщу горных пород и объединяет в своем составе несколько свит, для которых имеются какие-то общие признаки: сходные условия образования, преобладание определенных типов горных пород, близкая степень деформаций и метаморфизма и т. д. Серии часто разделяются стратиграфическими и угловыми несогласиями.

*Свита* представляет собой толщу пород, образованных в определенной физико-географической обстановке и занимающих установленное стратиграфическое положение в разрезе. Она может состоять из однородных пород, или из переслаивания нескольких определенных их типов. Главные особенности свиты – наличие устойчивых литологических признаков на всей площади ее распространения и четкая выраженность границ. Если остатки организмов не обнаружены, возраст свиты устанавливается косвенным путем, исходя из возраста подстилающих или перекрывающих толщ или путем сопоставления с разрезами соседних районов. На геологической карте площадь развития свиты закрашивается оттенками цвета системы, к которой она относится по возрасту. Индексы образуются путем прибавления к индексу отдела начальной латинской буквы названия свиты. Свое название свита получает по географическому местонахождению стратотипа.

Эра-тема	Система	Отдел/Подотдел	Ярус	Возраст (млн лет)
Каназойская KZ	Неогеновая N	Плейстоценовый Q <sub>1</sub>	Челюскинский Q <sub>1</sub>	0,01
			Золотаревский Q <sub>1</sub>	0,8
		Плиоценовый N <sub>1</sub>	Гелазский N <sub>1</sub>	1,81
			Палеоценовый N <sub>1</sub>	2,58
			Средний N <sub>1</sub>	5,33
		Мiocеновый N <sub>1</sub>	Золотаревский N <sub>1</sub>	7,25
			Средний N <sub>1</sub>	11,61
			Палеоценовый N <sub>1</sub>	13,65
		Оligоценовый P <sub>1</sub>	Бурзганский N <sub>1</sub>	15,97
			Средний P <sub>1</sub>	20,43
Каназойская KZ	Неогеновая P	Эоценовый P <sub>1</sub>	Алтайский P <sub>1</sub>	23,03
			Средний P <sub>1</sub>	28,4
			Палеоценовый P <sub>1</sub>	33,9
		Оligоценовый P <sub>1</sub>	Бурзганский P <sub>1</sub>	37,2
			Средний P <sub>1</sub>	40,4
			Палеоценовый P <sub>1</sub>	48,6
		Палеоценовый P <sub>1</sub>	Бурзганский P <sub>1</sub>	55,8
			Средний P <sub>1</sub>	58,7
			Палеоценовый P <sub>1</sub>	61,7
		Палеоценовый P <sub>1</sub>	Бурзганский P <sub>1</sub>	65,5
Мезозойская MZ	Меловая K	Верхний K <sub>2</sub>	Мастригский K <sub>2</sub>	70,6
			Средний K <sub>2</sub>	83,5
			Палеоценовый K <sub>2</sub>	85,8
		Нижний K <sub>1</sub>	Средний K <sub>1</sub>	89,3
			Палеоценовый K <sub>1</sub>	93,5
			Средний K <sub>1</sub>	99,6
		Верхний J <sub>3</sub>	Алтайский J <sub>3</sub>	112,0
			Средний J <sub>3</sub>	125,0
			Палеоценовый J <sub>3</sub>	130,0
		Средний J <sub>2</sub>	Бурзганский J <sub>2</sub>	136,4
Юрская J	Юрская J	Верхний J <sub>1</sub>	Бурзганский J <sub>1</sub>	140,2
			Средний J <sub>1</sub>	145,5
			Палеоценовый J <sub>1</sub>	150,8
		Средний J <sub>2</sub>	Бурзганский J <sub>2</sub>	155,7
			Средний J <sub>2</sub>	160,4
			Палеоценовый J <sub>2</sub>	167,5
		Нижний J <sub>1</sub>	Бурзганский J <sub>1</sub>	171,6
			Средний J <sub>1</sub>	175,6
			Палеоценовый J <sub>1</sub>	183,0
		Верхний T <sub>3</sub>	Бурзганский T <sub>3</sub>	189,6
Триасовая T	Триасовая T	Верхний T <sub>3</sub>	Бурзганский T <sub>3</sub>	196,5
			Средний T <sub>3</sub>	199,6
			Палеоценовый T <sub>3</sub>	203,6
		Средний T <sub>2</sub>	Бурзганский T <sub>2</sub>	216,5
			Средний T <sub>2</sub>	228,0
			Палеоценовый T <sub>2</sub>	237,0
		Нижний T <sub>1</sub>	Бурзганский T <sub>1</sub>	245,0
			Средний T <sub>1</sub>	249,7
			Палеоценовый T <sub>1</sub>	251,0

Акро-тема	Зонотема	Эратема	Система	Возраст (млн лет)
Протерозойская P <sub>1</sub>	Верхнепротерозойская P <sub>2</sub>	Верхнепротерозойская P <sub>2</sub>	Верхнепротерозойская P <sub>2</sub>	Верхнепротерозойская P <sub>2</sub>
Архейская A <sub>1</sub>	Лопийская LP	Лопийская LP	Лопийская LP	Лопийская LP

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского  
**ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ФАНАЕРОЗОЯ (ОСШ)**  
 (Стратиграфический кодекс России, 2006)  
 Геологический возраст – по Шкале геологического времени (Gradstein et al., 2004; официальный сайт Международной Комиссии по стратиграфии: <http://www.stratigraphy.org>)

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского  
**ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ**  
 (Стратиграфический кодекс России, 2006 с уточнениями)

## 2. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

### 2.1. История тектонических событий

В геологической истории Земли за длительное время ее существования происходили различные события. Эпохи необычайно интенсивной магматической деятельности сменялись длительными периодами со слабым проявлением вулканической и магматической активности. Эпохи усиленного магматизма характеризовались высокой степенью тектонической активности, т. е. значительными горизонтальными перемещениями континентальных блоков земной коры, возникновением складчатых деформаций, разрывными нарушениями, вертикальными движениями отдельных блоков, а в периоды относительного спокойствия геологические изменения рельефа земной поверхности оказывались слабыми.

Данные о возрасте изверженных пород, полученные различными методами радиогеохронологии, дают возможность установить существование сравнительно коротких эпох магматической и тектонической активности и длительных периодов относительного покоя. Это, в свою очередь, позволяет провести естественную периодизацию истории Земли по геологическим событиям, по степени магматической и тектонической активности. Сводные данные о возрасте изверженных пород, по сути дела, являются своеобразным календарем тектонических событий в истории Земли.

О первых годах существования Земли, древнее 3,8 млрд. лет, можно говорить только на основании косвенных показателей, так как практически полностью отсутствуют фактические геологические данные. Считается, что в начальный период существования Земли, на ней действовал активный вулканизм, и изливались базальтовые и ультраосновные (коматиитовые) лавы. Одновременно в первичную атмосферу выбрасывался значительный объем газов из земных недр. Это привело к созданию первичной земной коры и атмосферы.

В истории Земли выделяются около 20 тектономагматических эпох (табл. 2.1), каждая из которых характеризуется своеобразной магматической и тектонической активностью и составом возникших горных пород.

Таблица 2.1

Возраст тектономагматических эпох в истории Земли

№ эпохи	Название тектономагматической эпохи	Возраст, млрд. лет
20	Альпийская	0,05
19	Киммерийская	0,09
18	Герцинская (варийская)	0,26
17	Каледонская	0,41
16	Салаирская (позднебайкальская)	0,52
15	Катангинская (раннебайкальская, кадомская)	0,65
14	Делийская	0,86
13		0,93
12	Гренвилльская	1,09
11		1,21
10	Готская (кибарская)	1,36
9		1,49
8	Карельская (гуронская)	1,67
7		1,83
6	Балтийская	1,98
5	Раннекарельская	2,23
4	Альгонкская	2,5
3	Кенорская (беломорская)	2,70
2	Кольская (саамская)	3,05
1	Белозерская	3,5

В течение белозерской тектономагматической эпохи в начале архейского зона и кольской эпохи в середине архея протекали процессы гранитизации и возникновения

первых осадочных бассейнов. Сформировались и стали развиваться гидросфера и первичная атмосфера. В это время первыми возникли песчаные, глинистые и карбонатные породы, которые подверглись сильному метаморфизму. Песчаные и глинистые породы превратились в кристаллические сланцы, кварциты и гнейсы, а карбонатные – в мраморы.

В кенорскую тектономагматическую эпоху в конце архейского зона были сформированы ядра будущих самых устойчивых геоструктурных элементов Земли – континентальных платформ или их щиты. В последующем размеры этих ядер постепенно увеличивались.

На протяжении кеноранской, альгонкской, раннекарельской, балтийской и карельской тектономагматических эпох были сформированы фундаменты всех известных древних платформ: Восточно-Европейской, Северо-Американской, Южно-Американской, Сибирской, Китайской, Таримской, Индостанской, Африкано-Аравийской и Восточно-Австралийской. В это время возник сверхгигантский материк Пангея-0 (Археогей). На протяжении почти 1 млрд. лет начиная с 2,5 млрд. лет назад и до 1,67 млрд. лет продолжал наращиваться гранитно-гнейсовый слой в континентальной оболочке земной коры. Вместе с тем внедрение магматических расплавов в толщи карбонатных пород – известняков и доломитов – способствовало формированию щелочных пород. Огромные интрузивные плутоны, сложенные гранитоидами, занимающие площадь в несколько тысяч км<sup>2</sup>, своим образованием фиксировали возникновение в пределах континентальных платформ весьма устойчивых участков – щитов, к которым относятся Балтийский, Украинский, Алданский, Канадский, Гвианский, Бразильский и Аравийский. В этот же период – 1,8 млрд. лет назад, возникла Пангея-1 (Мезогей).

На протяжении последующих тектономагматических эпох платформы или продолжали наращивать свои размеры за счет присоединения к ним находящихся по соседству подвижных поясов в результате сближения с аналогичными участками, расположенными в пределах литосферных плит, или раскалывались на отдельные части посредством разломов, внутри которых возникали рифтовые впадины. Последние в дальнейшем становились новыми океанами. Однако в последний миллиард лет истории Земли всеми исследователями отмечается постепенное угасание силы тектономагматической активности.

Готская эпоха характеризовалась развитием на территории большинства платформ гранитизации дорифейских магматических и осадочных образований и развития мощного регионального метаморфизма. В среднем и особенно в позднем рифее в подвижных поясах продолжалась гранитизация и за счет этого происходило наращивание площади платформ.

Магматизм катангинской (раннебайкальской) и позднебайкальской тектономагматических эпох на платформах проявился по-разному. Вместе с тем их общей чертой является, с одной стороны, развитие интенсивных складкообразовательных движений, а с другой – раскол и перемещение крупных и мелких платформенных глыб – литосферных плит и террейнов (плит и блоков небольшого размера). Результатом проявления ранне- и позднебайкальской тектономагматических эпох стало сближение и соединение в единый сверхгигантский материк Гондвану пяти крупнейших континентальных платформ южного полушария – Африкано-Аравийской, Австралийской, Южно-Американской, Антарктической и Индостанской. В свою очередь, в северном полушарии стали сближаться северные континенты – Восточно-Европейский, Северо-Американский, Сибирский и Китайский.

Каледонская тектономагматическая эпоха характеризовалась не только усилением магматизма, но и привела к подъему над уровнем моря и объединению северных материков в новый, подобный южной Гондване суперматерик – Лавразию. Последний отделялся от Гондваны крупным океаном Тетис.

В фанерозойское время выделяется несколько тектонических этапов. С ними связаны различные по масштабам геологические события – наступления и отступления морей и океанов, сближение и расхождение литосферных плит, исчезновение океанов, возникновение горных массивов, накопление осадочных горных пород, внедрение магматических расплавов, метаморфизм и т.д.



Тектономагматические эпохи фанерозойского эона отличаются от более древних этапов тем, что вследствие своей относительной молодости в горных породах хорошо сохранились следы сформировавших их процессов. Вследствие этого фанерозойские тектономагматические эпохи подразделяются на несколько тектонических фаз. В одни отрезки геологического времени преобладало высокое стояние континентов (регрессии моря), широко развивался магматизм и осуществлялись как горизонтальные, так и вертикальные движения континентальных блоков. Такие фазы носят название *геократических*. Они сменялись более продолжительными по времени *талассократическими* фазами, когда области платформ активно прогибались и затапливались морем, т. е. развивались крупнейшие трансгрессии.

В результате тектонической и магматической активности, сближения и столкновения континентов в каледонскую эпоху были сформированы высочайшие и протяженные горно-складчатые сооружения. В западном полушарии это Аппалачи, а в Центральной Азии – горные массивы Центрального Казахстана, Алтай, Западный и Восточный Саяны, горы Монголии, а также ныне сглаженные и разрушенные горные сооружения Восточной Австралии, острова Тасмании и Антарктиды.

В герцинскую тектономагматическую эпоху произошло крупнейшее событие в истории Земли. Расположенный между Гондваной и Лавразией океан прекратил свое существование. Тогда эти гигантские материки объединились и на планете возник один материк, который А. Вегенером в начале XX столетия был назван Пангеей (Всеобщая Земля). На планете в это время существовал также один океан. Это был гигантский древний Тихий океан или Панталаса. Сближение и столкновение литосферных плит и блоков земной коры привели к возникновению крупных горных сооружений, которые по имени эпохи носят название герцинских горных сооружений. Таковыми являются Тибет, Гиндукуш, Каракорум, Тянь-Шань, Горный и Рудный Алтай, Куньлунь, Урал, горные системы Центральной и Северной Европы, Южной и Северной Америки (Аппалачи, Кордильеры), северо-запада Африки и Восточной Австралии. В результате консолидации устойчивых участков, составляющих литосферные плиты, возникли эпигерцинские плиты или молодые платформы. К их числу относятся часть Западно-Европейской платформы, Скифская, Туранская и Западно-Сибирская плиты и др.

В киммерийскую тектономагматическую эпоху произошли внедрения различных по составу интрузий, но все-таки главным событием был распад Пангеи. После ее распада вначале вновь возникли Лавразия и Гондвана, так как между ними образовался новый океанский бассейн – Тетис, который простирался субширотно, а затем стал формироваться новый океан меридионального направления. Сначала это была Южная Атлантика, отделившая Южную Америку от Африки, а затем Северная Атлантика, которая разделила Северную Америку и Евразию. В течение киммерийской эпохи возникли Крымские горы и горные системы Приверхоянья (там так же, как и в свое время между Европой и Америкой, произошло сближение и надвигание Сибирской платформы на Западно-Сибирскую плиту). Значительные движения испытали ранее возникшие горные сооружения Аппалачей, Кавказа и Центральной Азии.

Киммерийская тектономагматическая эпоха началась в конце мелового периода. Ее сменила Альпийская, действия которой продолжаются и в настоящее время. С ними связаны внедрения интрузий кислого, основного и щелочного составов в подвижных поясах, расширение древних и возникновение нового, Индийского океана, закрытие океана Тетис. Постепенно континенты приобретают современные очертания и создаются величайшие горные системы – Альпы, Динариды, Карпаты, Кавказ, Памир, Гималаи, Анды, Кордильеры. Подъем этих горных сооружений продолжается и в наши дни. Некоторые океаны и окраинные моря продолжают сокращаться в размерах. Так, в результате сближения Африки с Евразией сужается Средиземноморский бассейн, который представляет собой реликт океана Тетис. Но в то же время начинают раздвигаться новые глыбы и на месте их раздвижения возникают моря – будущие океаны. Так, несколько миллионов лет назад возникло и продолжает расширяться Красное море. В ближайшем геологическом будущем на месте Восточно-Африканского рифта, там, где сегодня располагаются крупнейшие озерные системы Африки, вследствие опускания и расширения континентальной рифтовой долины должен возникнуть новый океан, который объединится с расположенным северо-восточнее Красноморским рифтом.



## 2.2. Догеологическая стадия развития Земли.

Геологическая стадия развития Земли – это тот этап ее развития, от которого остались геологические документы – горные породы. Предшествующую ей стадию, от которой не сохранилось никаких документов, называют *догеологической*.

Догеологическая стадия начинается с того времени, когда Земля сформировалась как планета. По современным представлениям, не вдаваясь в подробности, Земля образовалась как сгусток холодной космической пыли и газа. В последующем этот сгусток – Протоземля – уплотнялся, и земные недра, как это показывают расчеты, постепенно разогревались за счет радиоактивного распада. Высокие температуры привели к дифференциации вещества Земли: вода, водород,  $\text{CO}_2$  и другие газы, а также смеси, состоящие из легкоплавких силикатных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ , частично  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и др.), и радиоактивные элементы начали подниматься в верхние слои. Эта легкоплавкая фаза по составу соответствовала базальтовой магме. Тугоплавкая же часть осталась внизу, образовав перидотиты, дуниты и другие породы верхней мантии.

**Происхождение атмосферы и гидросферы.** Современные атмосфера и гидросфера имеют, по-видимому, вторичное происхождение. Согласно существующим взглядам, они сформировались из газов, выделенных твердой оболочкой Земли (литосферой) после образования планеты. В момент формирования Земли из протопланетного облака все элементы ее будущей атмосферы и гидросферы находились в связанном виде в составе твердых веществ: вода – в гидроокислах, азот – в нитридах и, возможно, в нитратах, кислород – в окислах металлов, углерод – в графитах, карбидах и карбонатах. Бомбардировка поверхности Земли планетезималями в то время могла приводить к выделению летучих веществ, но вода, углекислый газ, «кислые дымы» и другие активные вещества должны были поглощаться раздробленными породами, так что первичная атмосфера на этом этапе состояла, по-видимому, лишь из небольших количеств азота, аммиака и инертных газов.

Дальнейшее наращивание атмосферы и образование гидросферы связаны с выплавками базальтов, водяного пара и газов из верхней мантии при вулканических процессах, развившихся уже в первые 0,5–1 млрд. лет существования Земли в результате разогревания ее недр при гравитационном сжатии и за счет распада радиоактивных изотопов.

Как показывают исследования последних лет, газы, выделяющиеся из современных вулканов, содержат преимущественно водяной пар. Так, в газах из базальтовых лав гавайских вулканов с температурами  $1200^\circ\text{C}$  обнаруживается 70–80 объемных %  $\text{H}_2\text{O}$ ; в фумарольных газах Курильских островов с температурами около  $100^\circ\text{C}$  содержится 79,7 весовых %  $\text{H}_2\text{O}$ . Второй по значению составляющей является углекислый газ (гавайские базальтовые лавы – 6–15 объемных %; курильские фумарольные газы – 19,6 весовых %). В вулканических газах встречается немало хлора (в газах вулкана Килауэ (Гавайи) – около 7%), метана  $\text{CH}_4$  (иногда до 3%), аммиака ( $\text{NH}_3$ ) и других компонентов. Проводившиеся измерения показали, что при температурах 800–1000 $^\circ\text{C}$  из лав отгоняются, кроме водяного пара, преимущественно «кислые дымы» –  $\text{HCl}$  и  $\text{HF}$ , при температуре  $500^\circ\text{C}$  – сера и ее соединения ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$  и др.), а при более низких температурах – борная кислота и соли аммония.

Большой интерес представляют результаты химического анализа содержимого газовых пузырьков в древнейших (по-видимому, *катархейских*) кварцитах Курумканской свиты (мощностью более 1000 м) Алданского щита, приводимые Л.И.Салопом и дающие сведения о составных частях катархейской атмосферы. В этих пузырьках отсутствует свободный кислород, около 60% составляет углекислый газ, около 35% –  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ , «кислые дымы», в небольших количествах присутствуют азот и инертные газы.

Таким образом, можно предполагать, что при дегазации лав на поверхность Земли поступали пары воды, соединения углерода –  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$  и  $\text{CH}_4$ , аммиак, сера и ее соединения ( $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{SO}_2$ ), галогенные кислоты ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{HBr}$ ,  $\text{HI}$ ), борная кислота, водород, аргон и некоторые другие газы. Эта первичная атмосфера сначала, конечно, была чрезвычайно тонкой, и поэтому ее температура у поверхности Земли была очень близкой к температуре *лучистого равновесия*, которое получается в результате приравни-

вания потока солнечного тепла, поглощаемого поверхностью к потоку уходящего излучения поверхности Земли, пропорциональному четвертой степени температуры этой поверхности. Эта температура при современной отражательной способности Земли – 0,28 в среднем равна +15°C.

Свободный кислород мог образовываться в первичной атмосфере в результате фотодиссоциации небольшой доли молекул водяного пара, т. е. их разложения под действием жесткой компоненты солнечного излучения. Однако, по расчетам Л.Беркнера и Л.Маршалла, такое образование свободного кислорода должно быть весьма ограниченным, так как кислород сам поглощал излучение, расщепляющее молекулы воды. При равновесии между этими двумя процессами содержание кислорода в атмосфере не могло превышать одной тысячной современного уровня, на самом же деле оно было много меньше, так как равновесие никогда не достигалось; весь образующийся кислород быстро затрачивался на окисление атмосферных газов –  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{NH}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ . Из-за недостатка свободного кислорода в атмосфере, по-видимому, отсутствовал озоновый экран, и тонкая первичная атмосфера была способной пропускать жесткое излучение Солнца до поверхности суши и океана.

Почти весь водяной пар вулканических газов, конденсируясь, превращался в жидкую воду, формируя гидросферу. В первичный океан, растворяясь в воде, переходили и другие составные части вулканических газов – большая доля углекислого газа, кислоты, сера и ее соединения и часть аммиака. В результате первичная атмосфера, содержащая в равновесии с океаном главным образом водяной пар и небольшие количества  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , кислых дымов и инертных газов, оставалась тонкой. Следовательно, температурные условия не испытывали слишком больших изменений и оставались в среднем в пределах существования жидкой воды. Это и определило одну из специфических особенностей Земли, отличающую ее от других планет Солнечной системы – постоянное наличие на ней гидросферы.

Прямым фактическим доказательством существования гидросферы на Земле во все геологические времена до *архея* и даже до *катархея* включительно, является обнаружение в земной коре осадочных пород соответствующих возрастов. Наиболее древние осадочные породы были обнаружены в середине 70-х годов XX века английскими геологами С.Мурбатом, Р.К.О'Найном и Р.Дж.Панкхерстом в юго-западной Гренландии. Это бурые железняки, возраст которых оценен по свинцовому методу в  $3,764 \pm 0,07$  млрд. лет, причем это, по-видимому, возраст метаморфизма этих пород, а время их образования может быть еще более ранним. Найденные рядом изверженные породы – гранитогнейсы, имеют возраст  $3,7 \pm 0,14$  млрд. лет (рубидий-стронциевый метод).

Для оценки массы растущей гидросферы можно исходить из того, что в расплавленном базальте при температуре около 1000° С и давлении в 5-10 тыс. атм. может раствориться до 7–8% воды. По данным ряда вулканологов, при излиянии лав из них дегазируется примерно столько же процентов воды. По оценкам энергии вулканических взрывов Е.К. Мархинин установил, что количество выделяющегося водяного пара составляет в среднем 3% массы изверженного вещества. Приведенные цифры приблизительно сходятся с долей массы современной гидросферы по отношению к массе земной коры –  $(1,46 \times 10^6) : (4,7 \times 10^7)$ .

При обсуждении состава первичного океана, следует принять во внимание два источника возможных примесей к океанской воде – во-первых, атмосферные газы, способные растворяться в воде, и, во-вторых, горные породы, подвергающиеся на поверхности суши и на дне моря разрушающему воздействию Солнца, воздуха и воды – эрозии, облегчающей вымывание из горных пород и перенос в океан ряда веществ.

Как уже отмечалось, из атмосферы в океан переходили прежде всего кислоты, а также углекислый газ, аммиак, сера в чистом виде и в виде сероводорода. Кислоты, особенно в воде, реагировали с силикатами горных пород, извлекая из них эквивалентные количества щелочных, щелочноземельных и других элементов, причем, во-первых, вода переставала быть кислой, и в ней устанавливалось кислотнo-щелочное равновесие (со значением водородного показателя  $\text{pH} = 7$ , отвечающим нейтральному раствору), и, во-вторых, растворимые соли извлеченные из силикатов переходили в океан, так что вода в нем сразу же становилась соленой.

По оценке В.М. Гольдшмидта, на 1 кг морской воды приходится 0,6 кг разрушен-

ных горных пород; при их разрушении извлекается и переводится в океан 66% содержащегося в них натрия, 10% магния, 4% стронция, 2,5% калия, 1,9% кальция, 0,3% лития и т. д. Учитывая распространенность этих элементов в породах земной коры, нетрудно вычислить получающиеся концентрации соответствующих катионов в морской воде – они совпадают с фактическими характеристиками солёности морской воды. В то же время содержание главных анионов в морской воде во много раз выше, чем их количества, которые могут быть извлечены из горных пород. Особенно это относится к хлору и бром, которых в 1 кг современной морской воды в 200 и 50 раз больше, чем в 0,6 кг горных пород. Таким образом, Cl и Br могли попасть в воду только из продуктов дегазации мантии, и мы приходим к одному из основных тезисов А.П. Виноградова: *все анионы морской воды возникли из продуктов дегазации мантии, а катионы – из разрушенных горных пород.*

Общая солёность первичного океана, определяемая содержанием анионов в продуктах дегазации мантии, была, вероятно, близка к современной, но соотношения катионов могли быть несколько иными, так как горные породы первичной коры были преимущественно ультраосновными и основными, и соотношения Na/K и Mg/K в них были много больше, чем в современных горных породах. Здесь же следует отметить, что в водах первичного океана отсутствовал анион окисленной серы, сульфат  $\text{SO}_4^{2-}$ , что служит одним из свидетельств отсутствия в атмосфере и в океане тех времен свободного кислорода. Действительно, первые сульфатные осадки – гипсы  $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  и ангидриты  $\text{CaSO}_4$  – обнаруживаются лишь в горных породах Канады с возрастом около 1 млрд. лет. Таким образом, воды первичного океана были хлоридными нейтральными (рН около 7) и бессульфатными.

Под действием жесткого излучения Солнца, способного ускорять образование сложных молекул (фотокатализ), в океане образовался ряд сложных органических веществ, до аминокислот включительно. Одними из первых биологических организмов, зародившихся в океане, были микроскопические одноклеточные водоросли, начиная с самых примитивных – синезеленых, которые осуществляли фотосинтез органических веществ из углекислоты и воды с выделением свободного кислорода. Такая деятельность водорослей, а затем и сухопутных растений привела в конце концов к образованию на Земле кислородной атмосферы – этого геохимического чуда, не имеющего аналогов на других планетах Солнечной системы.

Первое количество кислорода, вырабатывавшееся водорослями при фотосинтезе уже с начала архея, затрачивалось на окисление атмосферных газов, а затем и пород коры. При этом аммиак ( $\text{NH}_3$ ) окислялся до молекулярного азота ( $\text{N}_2$ ) и так образовался почти весь азот современной атмосферы. Метан ( $\text{CH}_4$ ) и окись углерода (CO) окислялись до  $\text{CO}_2$ , и углекислота преимущественно уходила в морскую воду, превращая ее из исходной хлоридной в хлоридно-карбонатную. Сера и сероводород ( $\text{H}_2\text{S}$ ) окислялись до  $\text{SO}_2$  и  $\text{SO}_3$ ; в океане начал появляться сульфат ( $\text{S}^{2-}_4$ ), так что морская вода становилась хлоридно-карбонатно-сульфатной.

По данным Р.Е. Фолинсби, проанализировавшего условия образования докембрийских осадочных и россыпных рудных месторождений, заметные количества свободного кислорода появились около 2,2 млрд. лет тому назад, что создало возможность для следующего крупного шага в эволюции атмосферы и Земли в целом – появления организмов, потребляющих кислород – животных. С биологической точки зрения критическим уровнем содержания свободного кислорода в атмосфере является так называемая точка Пастера, около одной сотой от количества кислорода в современной атмосфере, при которой организмы переходят от использования энергии процессов ферментативного (анаэробного) брожения к энергетически более эффективному (в 30–50 раз) окислению при дыхании. По расчетам Л. Беркнера и Л. Маршалла, точка Пастера была достигнута в конце венда, около 600 млн. лет тому назад, и это привело в начале фанерозоя к настоящему биологическому взрыву – массовому распространению практически всех типов животных (кроме хордовых).

Растения, осуществляющие фотосинтез первичной биологической продукции и потому являющиеся первоосновой всей жизни, вскоре начали проникать на сушу, вначале в наиболее примитивных формах (псилофиты) и очень медленно. Одним из главных препятствий для проникновения жизни на сушу являлось отсутствие в атмосфере озонного

экрана, который защищал бы живые организмы от жестких излучений Солнца. Л. Беркнер и Л. Маршалл считают, что появлению озонового экрана около 400 млн. лет тому назад отвечало содержание кислорода в атмосфере порядка 10% современного уровня, после чего современный уровень был достигнут очень быстро – всего за несколько десятков миллионов лет, вследствие бурного фотосинтеза в гигантских лесах на континентах того времени.

### 2.3. Докембрий

Докембрий делится на четыре эры: *архейскую*, продолжительность которой около 2 млрд. лет, *нижнепротерозойскую* и *верхнепротерозойскую*, или *рифейскую*, общей продолжительностью также около 2 млрд. лет. Из них на рифей приходится 1030 млн. лет.

Эра	Период	Эпоха	Век	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Протерозой	Поздний (рифей)	Вендская	Эдиакарский	650	80
		Поздняя	Лапландский	1000	350
		Средняя		1350	350
		Ранняя		1650	300
	Ранний			2500	850
Архей	Поздний			3000	500
	Средний			3400	400
	Ранний			4000?	600?
Катархей				4500?	500?

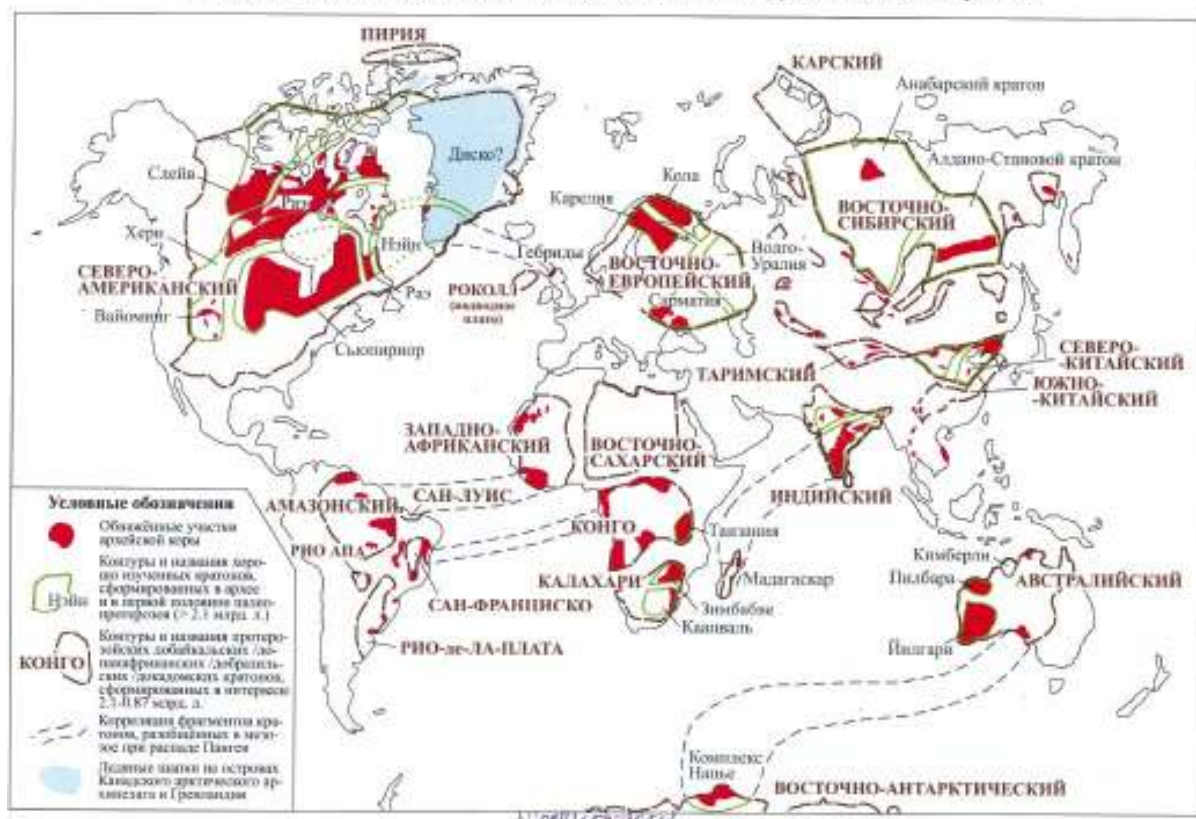
Докембрийские породы в пределах материков распространены очень широко и выходят на поверхность в области щитов древних платформ и в ядрах многих складчатых сооружений. Кроме того, в разных местах они вскрыты скважинами. Среди них широко распространены различные кристаллические и метаморфические породы: разнообразны гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мигматиты, кварциты, железистые кварциты (в том числе и джеспилиты), мраморы, филлиты, мраморизованные известняки и доломиты, в различной степени метаморфизованные эффузивные и интрузивные породы. Среди последних особенно много гранитов. Наиболее глубоко метаморфизованы породы архея, несколько меньше – нижнего и среднего протерозоя.

Рифей сложен слабо метаморфизованными осадочными образованиями (глинистыми сланцами, кварцитовидными песчаниками, конгломератами), а также эффузивами и их туфами. Мощность докембрийских отложений очень большая – несколько десятков километров.

Палеонтологическая характеристика докембрийских отложений очень бедна; здесь встречаются лишь единичные представители очень архаичных групп (рис. 2.1). Поэтому палеонтологический метод для стратиграфического расчленения докембрия применяется мало. Для этой цели используются: 1) угловые несогласия; 2) последовательность залегания пород в разрезе (стратиграфический метод); 3) петрографический состав; 4) соотношение между магматическими и вмещающими породами; 5) степень регионального метаморфизма и 6) радиологические методы.

Изучение докембрийских пород позволяет сделать вывод, что уже в начале докембрия Земля имела основные оболочки – атмосферу, гидросферу и литосферу, так как среди самых древних гнейсов докембрия широко распространены парагнейсы – продукты метаморфизма осадочных пород. Последние же образуются в результате взаимодействия литосферы с атмосферой, гидросферой и биосферой. Установлено также, что в докембрии уже существовали зоны с более теплым и более холодным, даже полярным климатом. Как располагались эти климатические зоны, пока неясно. Данные палеомагнетизма позволяют говорить о том, что северный полюс в начале докембрия был (в современных координатах) на севере Южной Америки, а в конце докембрия – ближе к центральной части Северо-Американского материка (в Канаде).

Распределение выходов архейских пород на континентах и контуры добайкальских кратонов



Из характеристики докембрийских отложений следует также вывод о том, что в то время происходили все те эндогенные и экзогенные процессы, которые происходят и сейчас. Однако имеется немало данных, которые позволяют предполагать, что газовый состав атмосферы, содержание солей и их состав в водной оболочке Земли, строение и свойства литосферы, значительно отличались от того, что мы наблюдаем сегодня.



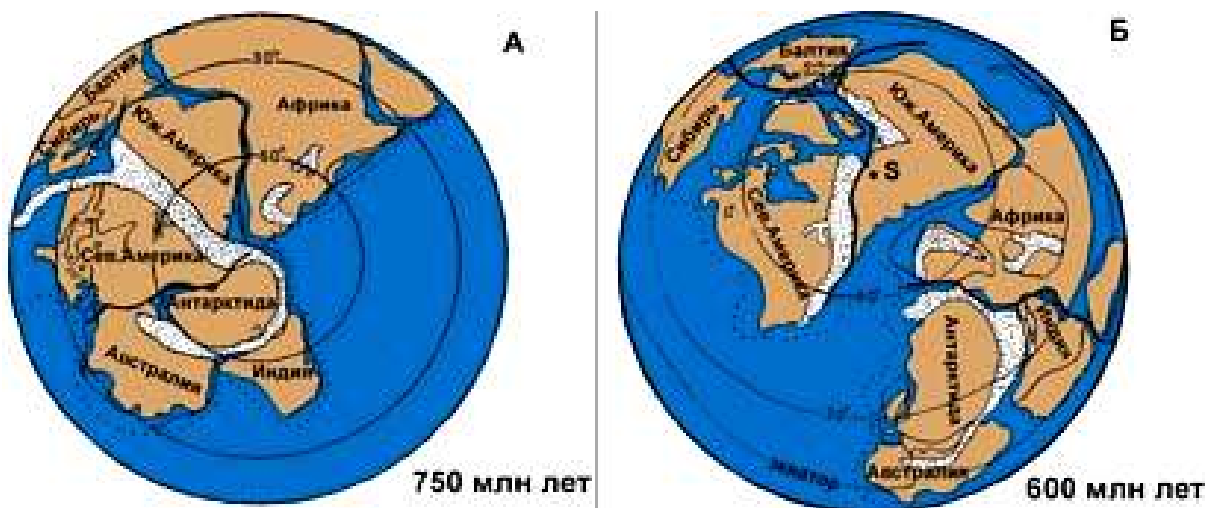
Рис. 2.1. Реконструкция морской фауны позднего докембрия

1—кишечнополостные Coelenterata, 2—кольчатые черви Annelida, 3—членистоногие Arthropoda.

Атмосфера Земли состояла в основном из азота и углекислого газа с примесью метана и других газов. Кислород отсутствовал. Таким образом, в докембрии на поверхности Земли существовала не окислительная, а восстановительная обстановка, и процессы выветривания носили иной характер. Очевидно, более интенсивно проходило химическое выветривание. Такой состав атмосферы сохранялся 1000–1500 млн. лет спустя после начала архея. Докембрийская гидросфера характеризовалась меньшей концентрацией солей и газов, растворенных в воде океанов и морей. Все эти особенности отражались в осадконакоплении: среди докембрийских пород широко распространены доломиты, что связано с высоким содержанием  $\text{CO}_2$ , галька сульфидов и уранинитов – минералов очень нестойких в окислительной среде, а также джеспилиты, формирование которых после докембрия уже не происходило. С другой стороны, в докембрии нет углей, графита, а также достоверных следов галогенных соединений, хотя некоторые исследователи считают, что эти отложения были, но не сохранились вследствие метаморфизма докембрийских пород.

В настоящее время в геологической науке широко распространены представления о том, что первичная докембрийская литосфера имела базальтоидный состав и не была разделена на платформы и геосинклинали (подвижные пояса). Продукты ее размыва – граувакки – накапливались вместе с продуктами вулканических извержений в неглубоких понижениях рельефа. Эти древнейшие толщи хорошо сохранились в области Канадского щита, в Южной Африке и на некоторых других платформах. Около 3–3,5 млрд. лет назад, в отдельных областях начали развиваться процессы метаморфизма, мигматизации и гранитизации осадочных и магматических пород основного состава. Этот этап развития земной коры, когда не было геосинклиналей и платформ, называют *нуклеарным*.

Первые геосинклинали – «протогеосинклинали» – сравнительно просто построенные обширные и глубокие линейные прогибы, появились примерно 2,5 млрд. лет тому назад. В них накапливались продукты размыва первичной базальтовой коры и гранитизированных пород, а позже и небольшие количества карбонатов водорослевого происхождения, эффузивные породы и джеспилиты.



**Рис. 2.2. Реконструкция положений материков в рифейское время**  
S – северный полюс. Крапом показаны морские бассейны (по В.Е. Хаину и др., 1997).

Более 2200 млн. лет назад значительная часть протогеосинклиналей в результате саамской складчатости превратилась в складчатые сооружения – *саамиды*. Складчатость сопровождалась метаморфизмом, мигматизацией и гранитизацией. Самые молодые протогеосинклинали превратились в складчатые сооружения примерно 1,8–1,9 млрд. лет назад в результате *беломорской* складчатости.

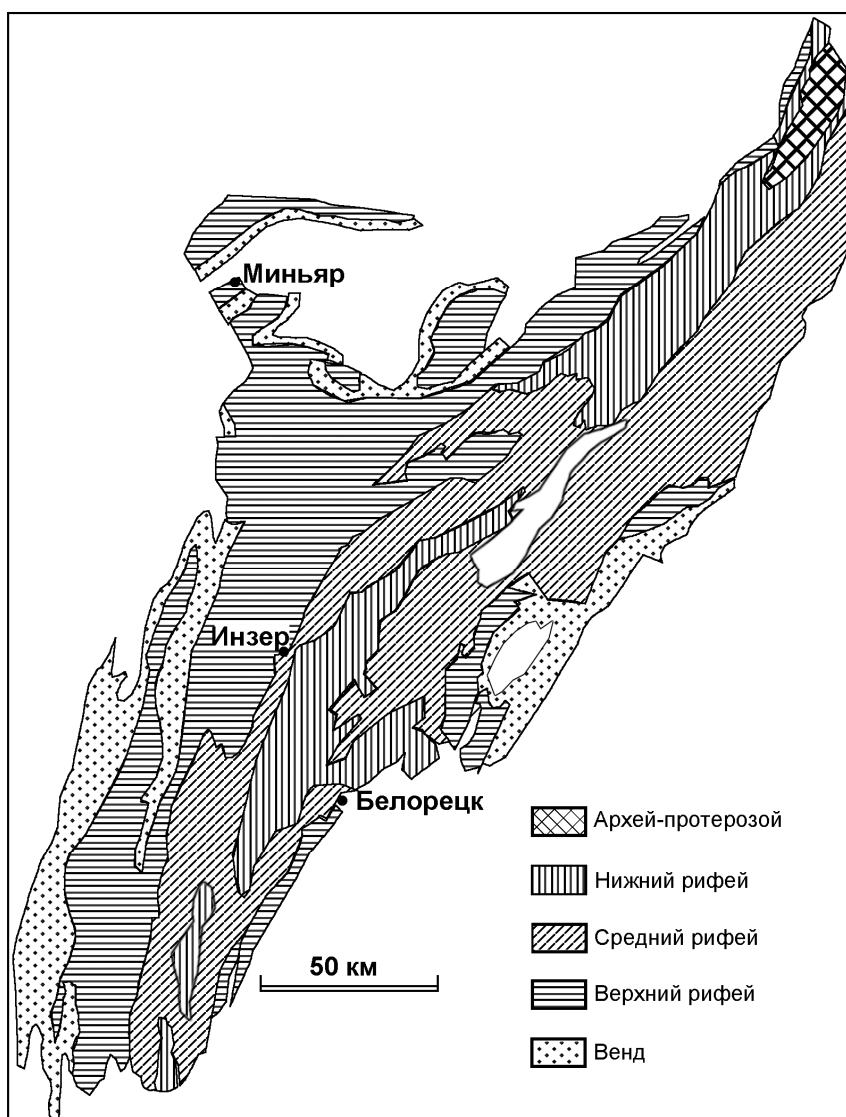
Протерозойские геосинклинали начали закладываться на более сложном фундаменте – в зонах дробления саамид и лишь частично на первичной коре. В их строении уже намечаются геосинклинальные и геоантиклинальные зоны. В геосинклинальных

зонах отлагался обломочный материал, образующийся за счет разрушения поднятий древнего складчатого фундамента, окружавших эти зоны, а также очень мощные толщи вулканогенных пород, а затем и карбонатные отложения.

Тектонические движения, превратившие эти геосинклинальные области в складчатые сооружения, получили название *карельской* эпохи складчатости. Карельские структуры соединили разрозненные более древние массивы в крупные материи – эпикарельские части древних платформ, между которыми располагались геосинклинальные области, уже похожие на палеозойские.

Около 3,5 млрд. лет назад появились первые одноклеточные организмы. Примерно 2,8 млрд. лет назад, или немногим ранее, возникли первые «фотосинтезаторы» (строматолиты), и содержание кислорода стало медленно повышаться. Первые многоклеточные организмы появились около 1,4 млрд. лет назад, а первые клетки с центральным ядром – примерно около 1,2 млрд. лет назад. В позднем докембрии возникли плоские и сегментированные черви, медузы и иглокожие. Растительность отсутствовала.

**Докембрий Южного Урала.** На западном склоне Урала архей-протерозойские породы выходят на поверхность в Тараташском поднятии (рис. 2.3), которое может рассматриваться как «окно», дающее возможность увидеть и изучить целый ряд типичных деталей строения дорифейского фундамента. Здесь преобладают двупироксеновые кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты и амфиболиты с подчиненным количеством глиноземистых сланцев и кварцитов, в том числе железистых, что в целом соответствует чарнокит-гранулитовым комплексам платформ.



**Рис. 2.3. Схема распространения докембрийских отложений в пределах Башкирского мегантиклинория**



**Ранний рифей.** Раннерифейская история развития Южного Урала в его западной части восстанавливается, благодаря наличию обнажений нижнего рифея (бурзяния) в осевой части Башкирского антиклинория (см. рис. 2.3). На прилегающей части Восточно-Европейской платформы нижний рифей вскрыт скважинами на значительном расстоянии к западу от Урала и эти отложения хорошо коррелируются между собой, что позволяет говорить о существовании в раннерифейское время широкой грабенообразной структуры – Камско-Бельского (Калтасинский) авлакогена, прослеживающегося в юго-восточном направлении с платформы на территорию современного Урала.

Раннерифейские породы представлены аркозовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами, черными малоуглеродистыми сланцами, доломитами и известняками, образуя крупный трансгрессивный цикл с аллювиальными и прибрежно-морскими грубо-терригенными толщами в нижних частях разреза и карбонатными отложениями открытого шельфа в верхних (рис. 2.4). Основными органическими остатками в карбонатах являются строматолиты. Суммарная мощность отложений нижнего рифея достигает 10-12 км.

Нижний рифей			
Свита	Мощн. м	Литология	Краткая характеристика пород
Юшинская	220-350		Глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты
	350-400		Песчаники, алевролиты с пачками глинистых и углеродисто-глинистых сланцев
	150-300		Глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты
Суранская	150-550		Известняки, доломиты, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы
	100-350		Глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, прослой алевролитов, известняков
	200-1000		Алевролиты, глинистые сланцы, мергели, известняки и доломиты
	200-500		Глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты, доломиты и известняки
	300-400		Известняки и доломиты с редкими прослоями углеродисто-глинистых сланцев
Большееинзерская	700-800		Чередование песчаников, алевролитов, известняков и углисто-глинистых сланцев
	1100-1150		Песчаники, алевропесчаники, алевролиты и редко углеродистые сланцы
	220		Песчаники, алевролиты и редко углеродистые сланцы, известняки и доломиты

Рис. 2.4. Стратиграфическая схема нижнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория

**Средний рифей.** На рубеже раннего и среднего рифея (бурзяния и юрматиния) ~ 1380 млн. лет территория Западного Урала и Приуралья испытала поднятие и эрозию. Поднятие не было чисто эпейрогеническим, а отчасти оно обуславливалось начальными стадиями рифтогенеза, во время которого сформировалась машакская контрастная базальт-риолитовая формация, датированная по цирконам U-Pb методом ( $1348 \pm 30$  млн. лет, Краснобаев и др., 1985). Вулканы ассоциируются с конгломератами прибрежно-морского генезиса и перекрываются более глубоководными бассейновыми осадками. К этому же времени относится интрузивный магматизм, представленный Бердяушским плутоном гранитов рапакиви ( $1348 \pm 13$  млн. лет Rb-Sr методом,



А.А. Краснобаев и др., 1981) и Кусинско-Копанский расслоенный габбровый массив.

С формированием машакской свиты началась новая трансгрессия, которая привела к формированию юрматинского седиментационного цикла. Конгломераты и кварцевые песчаники начала цикла последовательно вверх по разрезу сменяются алевролитами, слабоуглеродистыми глинистыми сланцами и карбонатами, иногда со строма-толитовыми постройками, сформировавшимися преимущественно в мелководных условиях открытого шельфа (рис. 2.5). Мощности среднерифейских отложений достигают максимальных значений ~ 4 км в южной части Бельской впадины Предуральяского краевого прогиба и несколько уменьшаются в Башкирском антиклинории.

Средний рифей			
Свита	Мощн. м	Литоология	Краткая характеристика пород
Авзянская	0-150		Глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты, доломиты и песчаники
	300-500		Доломиты со строма-толитами
	100-450		Глинистые сланцы, песчаники, алевролиты
	50-100		Известняки и доломиты
	200-300		Углисто-глинистые сланцы, алевролиты, известняки
	200-500		Доломиты, известняки, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы
Зигазино-комаровская	250-400		Песчаники, алевролиты, углистые и углерод-глинистые сланцы, доломиты, известняки
	200-350		Алевролиты, глинистые сланцы, редко песчаники и доломиты
	450-600		Глинистые и углерод-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и доломиты
	300-400		Кварцевые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые и глинистые сланцы
Зигальгинская	100-200		Песчаники, алевролиты, углисто-глинистые и глинистые сланцы
	100-200		Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты
	800-850		Песчаники, алевролиты, туфопесчаники, углеродисто-глинистые сланцы
Машакская	1800		Конгломераты, песчаники, алевролиты, углеродистые сланцы, metabазальты, туфо-песчаники, риолиты

Рис. 2.5. Стратиграфическая схема среднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория

*Поздний рифей.* Позднерифейская история региона начинается после перерыва в осадконакоплении с образования груботерригенных толщ зильмердакской свиты, низы которой сложены субаркозовыми и кварцевыми песчано-гравийными толщами аллювиального и аллювиально-дельтового генезиса, которые к востоку и вверх по разрезу сменяются прибрежно-морскими терригенными отложениями (рис. 2.6). Фациальная картина начала позднего рифея (каратавия) характеризуется развитием морской трансгрессии в северо-восточном направлении с образованием мелководного морского бассейна, в котором, в соответствии с изменением интенсивности привноса терригенного материала, кварцевые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы дважды сменялись или частично замещались карбонатными отложениями со строма-толитами (Маслов, 1997).

Венд Урала разделен на два региональных стратона – ашинский (верхний венд) и серебрянский (нижний венд). Наиболее важным рубежом вендской истории региона является время появления интенсивно размываемых поднятий на востоке. Для терригенных разрезов венда характерны размыв и стратиграфическое несогласие с подстилающими породами, а местами и локальный эрозионный врез в основание; кварцевый состав песчаников; наличие тиллитовидных конгломератов, первично представлявших собой дистальные марино-гляциальные отложения, а в восточных разрезах присутствие субщелочных базальтоидов рифтового типа.

### Верхний рифей

Свита	Мощн. м	Литология	Краткая характеристика пород
Миньярская	300-500		Доломиты с прослоями и линзами кремней, хемогенные и строматолитовые
	100-300		Доломиты и доломитизированные известняки со строматолитами
Инзерская	40-400		Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, в западных разрезах - прослой и пачки известняков и доломитов
	30-300		В западных разрезах известняки и мелкозернистые песчаники, в восточных и центральных - песчаники, алевролиты и глинистые сланцы
Катавская	30-150		Известняки с пластовыми строматолитами
	30-250		Пестроцветные глинистые известняки и мергели со строматолитами
Зильмердакская	250-400		Зеленовато-серые и пестроцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и доломиты
	100-300		Песчаники кварцевые с прослоями алевролитов
	200-350		Алевролиты, песчаники, глинистые сланцы
	500-2000		Аркозовые и субаркозовые песчаники, алевролиты; прослой и линзы гравелитов и конгломератов

Рис. 2.6. Стратиграфическая схема верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория

## 2.4. Палеозой

Палеозой – эра древней жизни («палеос» – древний, «зоон» – жизнь), назван так потому, что органический мир палеозоя, в общем чрезвычайно богатый и разнообразный, представлен архаичными группами.

Палеозойская группа была выделена впервые в 1837 году английским геологом А. Седжвиком. В настоящее время она объединяет шесть систем: кембрийскую, ордовикскую, силурийскую, девонскую, каменноугольную и пермскую, продолжительностью примерно 330 млн. лет. Палеозойская эра была временем очень больших преобразований. Она объединяет два тектонических этапа – каледонский и герцинский.

Дважды в течение палеозойской эры имело место массовое вымирание многочисленных групп более древних организмов – в конце силура и в конце перми. На смену им приходили новые группы более высокоорганизованных животных и растений, причем такое «обновление» в растительном мире происходило раньше (примерно на полпериода), чем в животном. Причины подобных явлений пока не выяснены до конца. Несомненно, что одной из них было изменение палеогеографической обстановки, связанное с перестройкой земной коры и изменением рельефа и климата.

### **Кембрий – 570 млн. лет назад**

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя	Акса́йский	Є <sub>3ak</sub>	523	18
	Са́кский	Є <sub>3s</sub>		
	Аюсо́кканнский	Є <sub>3as</sub>		
Средняя	Амги́нский	Є <sub>2m</sub>	540	17
	Ма́йский	Є <sub>2am</sub>		
Ранняя	То́йонский	Є <sub>1tn</sub>	570	30
	Бо́томский	Є <sub>1b</sub>		
	Атдаба́нский	Є <sub>1at</sub>		
	То́ммотский	Є <sub>1t</sub>		

В раннем кембрии суперматерик Гондвана занимает экватор и приэкваториальные части планеты (рис. 2.7). Продолжается спрединг в океанах, разделяющих Гондвану и внегондванские континенты, начавшийся ещё в венде. Между Гондваной и Сибирью выстраивается длинная цепочка микроконтинентов, условно подразделяемая на Монгольскую и Казахскую части (дуги). В океане Япетус зарождается энсиматическая вулканическая дуга - Таконская. В мелких тропических водах формируются обширные строматолитовые рифы.



**Рис. 2.7. Реконструкция положений материков для раннекембрийского времени (по П.В.Федорову, 2006).**

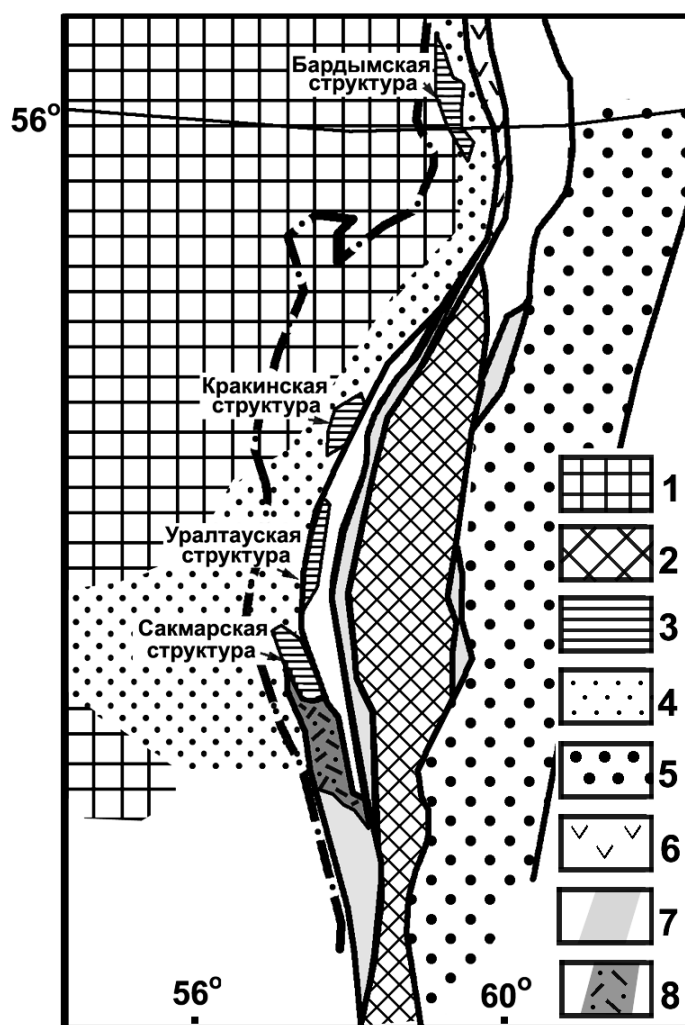
На суше происходила интенсивная эрозия и большое количество осадков сносилось в моря. Содержание кислорода постепенно повышалось. Ближе к окончанию периода началось оледенение, приведшее к понижению уровня воды в морях.

В процессе грандиозного эволюционного взрыва возникло большое число типов животных, многие из которых существуют и сейчас, включая микроскопических ежей, морских лилий и различных червей. В тропиках археоциаты возводили громадные рифовые сооружения. Появились первые твердопокровные животные; в морях господствовали трилобиты (рис. 2.8) и брахиоподы. Возникли первые хордовые. Несколько позднее появились головоногие моллюски и примитивные рыбообразные. Из растительности следует отметить наличие примитивных морских водорослей.



Рис. 2.8. Кембрийский трилобит (по Н. Yahya, 2009).

В пределах **Южного Урала**, толщи, относимые к нижнему кембрию, распространены в Сакмарской зоне, к северу от широтного течения р. Урал, где они представлены массивными известняками с фауной археоциат. По В.Т. Тищенко, в нижнем кембрии выделяются две свиты: нижняя, тереклинская, преимущественно терригенного состава, с подчиненными прослоями туффитов и базальтов и телами рифогенных известняков, мощностью 200-700 м, и верхняя, медногорская, преимущественно вулканогенная, представленная базальтами, лаво- и туфобрекчиями, кремнистыми сланцами, туфами, туфопесчаниками (рис. 2.9), а также телами рифогенных известняков, мощностью 400-1000 м. Известняки содержат археоциаты и водоросли, позволяющие датировать их в интервале атдабанского-тойонского веков раннего кембрия.



**Рис. 2.9. Структурно-фациальная схема для раннего палеозоя  
Среднего и Южного Урала (по В.Н.Пучкову, 2000)**

Условные обозначения: 1–поднятия малой интенсивности, 2–Магнито-горская зона, 3–глубоководные батинальные осадки пассивной окраины ВЕП, 4–мелководный шельф, 5–мелководные осадки чехла микроконтинента, 6–нерасчлененные комплексы Тагильской островной дуги, 7– базальты в переслаивании с глубоководными осадками, 8–рифтовые формации (субщелочные эффузивы в переслаивании с конгломератами и песчаниками).

### **Ордовик – 500 млн. лет назад**

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя	Ашгильский	O <sub>3as</sub>	448	10
Средняя	Карадокский	O <sub>2k</sub>	458	10
	Лланддейлский	O <sub>2ld</sub>	468	10
	Лланвирнский	O <sub>2l</sub>	478	10
Ранняя	Аренигский	O <sub>1a</sub>	485	7
	Тремадокский	O <sub>1t</sub>	505	10

Гондвана находится в южном полушарии, а остальные материки несколько переместились к экватору. Коллизия Таконской дуги с Лаврентией. Континентальный рифт в Северной Гондване раскрывается в новый океан Реикум, который отделяет от Гондваны микроконтинент Авалония. Раскрывающийся Реикум отсекает от Гондваны ещё несколько микроконтинентов, впоследствии вошедших в состав герцинских и альпийских

складчатых систем, в том числе два крупных: Армориканско-Богемский и Иберийский. Расширение Реикума вызывает сужение Япетуса и дрейф континентов Балтия и Авалония к северу. Последние сближаются с Лаврентией. Первые импульсы Каледонской орогении проявились в Андах и в области Монгольской и Казахской дуг. Небольшие тектонические подвижки произошли в Арктической Канаде и Северной Гренландии (рис. 2.10).

На протяжении всего периода массивы суши смещались все дальше и дальше к югу. Старые ледниковые покровы кембрия растаяли, в связи с чем произошло поднятие уровня моря. Большая часть суши сконцентрировалась в теплых широтах. В конце периода началось новое оледенение.

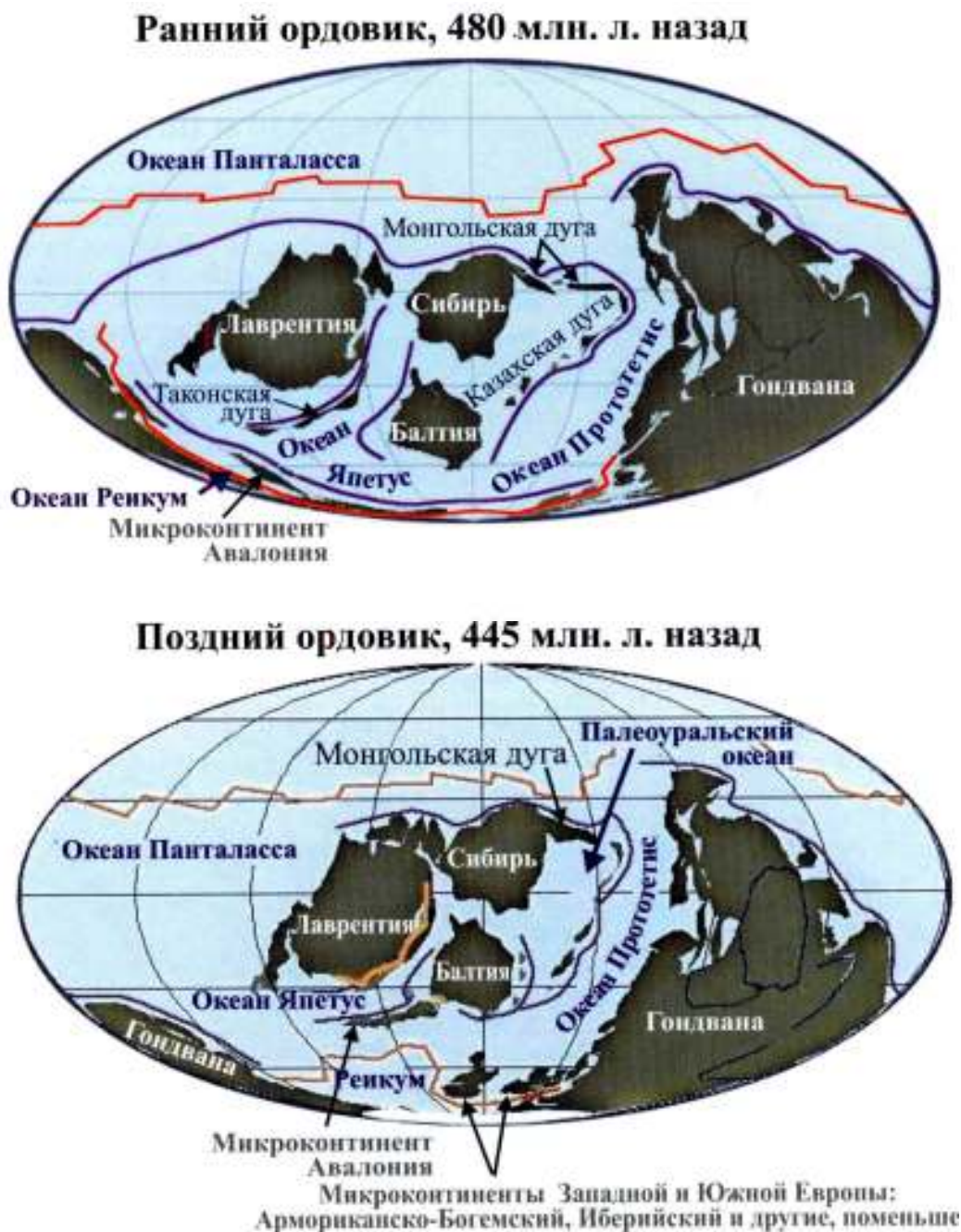


Рис. 2.10. Реконструкция положений материков для ордовикского времени (по П.В.Федорову, 2006).





Рис. 2.11. Ордовикский ракоскорпион и морские звезды (по Н. Yahya, 2009).

Резко увеличивается численность животных – фильтратов, в том числе мшанок («морских циновок»), морских лилий, плеченогих двустворчатых моллюсков и граптолитов (для последних это было время расцвета). Археоциаты уже вымерли, но строительство рифов продолжалось первыми кораллами и строматопорондеями. Увеличилось число наутилоидей и бесчелюстных панцирных рыб (рис. 2.11). Развились различные виды водорослей, а в позднем ордовике появились первые настоящие наземные растения.

Основным тектоническим процессом, подчинившим себе осадконакопление и магматизм на **Южном Урале** в течение позднего кембрия и всего ордовика, был эпиконтинентальный рифтогенез, быстро переросший в океанический спрединг.

Заложению Палеоуральского океана предшествовало формирование эпиконтинентального рифта в конце кембрия – начале ордовика, который характеризовался развитием разноглубинного базальтоидного магматизма и формированием грубообломочных терригенных толщ. В дальнейшем процесс привел к разрыву континентальной коры, образованию океана и океаническому спредингу.

### Силур – 438 млн. лет назад

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя	Пржидольский	S <sub>2p</sub>	414	6
	Лудловский	S <sub>2ld</sub>	420	6
Ранняя	Венлокский	S <sub>1v</sub>	425	5
	Лландоверийский	S <sub>1l</sub>	438	13

### Середина силура, 430 млн. л. назад



Рис. 2.12. Реконструкция положений материков для среднесилурийского времени (по П.В.Федорову, 2006).

Гондвана надвинулась на Южный полюс, а океан Япетус постепенно начал уменьшаться в размерах. Основная эпоха Каледонской складчатости. Коллизия Лаврентии, Балтии и Авалонии, начавшаяся в раннем силуре, соединяет эти три континента в один – Лавруссию (рис. 2.12). При коллизии замыкается океан Япетус. Растут Гренландские, Британские, Норвежские каледониды, каледониды Шпицбергена и входящие ныне в фундамент Западно-Европейской платформы каледониды Северной Германии и Польши. Продолжается интенсивная орогения в области Казахской дуги. Коллизия вулканических дуг формирует каледонскую часть Тасманийской складчатой системы Восточной Австралии. Это был период активной вулканической деятельности и интенсивного горообразования. Начался этот процесс с эпохи оледенения, когда же льды растаяли, то уровень моря повысился и климат стал мягким.

В органическом мире также происходят значительные изменения. Ругозы ведут активное строительство рифов. Численность граптолитов снижается. В морях процветают наутилоиды, брахиоподы (рис. 2.13), трилобиты и иглокожие. Вода в морях обладает невысокой соленостью и в ней обитают ракоскорпионы (эвриптериды). Наблюдалось изобилие рыб как в пресной, так и в соленой воде. Появились первые челюстные рыбы – акантоды. Скорпионы, многоножки и, как предполагают, эвриптериды постепенно выходили на сушу. Растения заселили берега водоемов, среди которых преобладали примитивные псилопсидные виды.





**Рис. 2.13. Силурийский граптолит *Dictyonema* (вверху) и ракоскорпион (внизу) (по Н. Yahya, 2009).**

В силуре тектоническое развитие территории **Южного Урала** определялось унаследованностью, заложенной в ордовикское время. В Магнитогорской зоне наблюдается резкое сокращение вулканизма, связанного со спредингом, а в северной и северо-восточной части региона формируется зона субдукции, развитие которой привело к возникновению мощных известково-щелочных вулканитов с прослоями фтанитов, углисто-глинистых сланцев и известняков. В целом, в пределах региона, силурийские комплексы подразделяются на:

- 1) образования пассивной окраины Восточно-Европейского континента, представленные мелководными отложениями шельфа, глубоководными отложениями континентального склона и подножья;
- 2) вулканиты-индикаторы спрединга и перекрывающие их формации океанического чехла, а также фрагменты островной дуги, распространенные на восточном склоне Южного Урала.

### Девон – 408 млн. лет назад

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя	Фаменский	D <sub>3fm</sub>	367	7
	Франский	D <sub>3f</sub>	374	7
Средняя	Живетский	D <sub>2zv</sub>	380	6
	Эйфельский	D <sub>2ef</sub>	387	7
Ранняя	Эмский	D <sub>1e</sub>	394	7
	Зигенский	D <sub>1zq</sub>	401	7
	Жединский	D <sub>1z</sub>	408	7

В раннем девоне реализуются завершающие импульсы складчатости в областях каледонской орогении. Горные хребты высятся в зоне коллизии Лавруссии и Балтики. На месте Казахской дуги в результате орогении возник крупный массив новообразованной континентальной коры. В северо-восточной Гондване зарождается континентальный рифт, который начинает раскрываться в молодой океан Палеотетис. К западу от североамериканской части Лавруссии с позднего силура продолжает развиваться крупная Антлерская вулканическая дуга.

В южном полушарии располагалась Гондвана. В тропических широтах продолжается формирование Лавруссии (рис. 2.14). Коллизия микроконтинента Пирия с Лавруссией (в районе Арктической Канады). Этот эпизод, называемый эмирским орогенезом, завершает формирование Иннуитской складчатой системы. Коллизия вулканических дуг к Западной Гондване начинает образование Северных и Центральных Анд. Раскрывающийся океан Палеотетис отсекает от Гондваны четыре континента: Таримский, Северо-Китайский, Южно-Китайский и Индокитайский. Интенсивное расширение Палеотетиса приводит Гондвану во вращение по часовой стрелке, следствием этого является сближение Западной Гондваны с Лавруссией и сужение океана Реикум.

Происходит интенсивная эрозия недавно образовавшихся гор, в результате чего образуются мощные отложения красноцветных песчаников; речные дельты, в связи с большим количеством поступающих наносов, заболачиваются. Уровень моря к концу периода поднимается. Средние температуры воздуха возрастают, но в целом климат становится более резким, с чередованием периодов ливневых дождей и сильной засухи. Обширные площади на материках становятся безводными.

### Поздний девон, 370 млн. л. назад



Рис. 2.14. Реконструкция положений материков для позднедевонского периода (по П.В.Федорову, 2006).



В морских бассейнах происходит быстрая эволюция рыб (рис. 2.15), включая акул и скатов, кистеперых и лучеперых рыб. Увеличивается число аммонитов. В морях развились гигантские хищники – эвриптериды длиной до 2 м.

В позднем девоне многие группы древних рыб, а также кораллов, плеченогих и аммонитов вымерли. Суша подверглась нашествию множества членистоногих, в том числе клещей, пауков и примитивных бескрылых насекомых. В позднем девоне появились первые земноводные.



Рис. 2.15. Девонские рыбы (по Н. Yahya, 2009).

Растения сумели отодвинуться от кромки воды, и постепенно обширные районы суши заросли густыми первобытными лесами. Возросло число разнообразных сосудистых растений. Появились споровые ликофиты (плауны) и хвощи, некоторые развились до размеров настоящих деревьев высотой почти 40 м.

В раннем девоне наметился новый этап в истории **Урала**. На западе, в палеоконтинентальном секторе, начинаются трансгрессии и интенсивное погружение края континента. На востоке примерно к этому же времени происходит кардинальная перестройка островодужной системы: активность Тагильской дуги падает, и она отмирает полностью или

частично; начинает формироваться Магнитогорская дуга, с иным положением и ориентировкой.

Главные изменения, происшедшие на **Южном Урале** в течение раннедевонско-франского этапа, касаются Магнитогорской зоны, представлявшей в раннем девоне широкий океанический бассейн. В фанерозое Магнитогорская островная дуга становится «зрелой» и возможно, начинает разрушаться в условиях растяжения. Возможности субдукции пассивной окраины под островную дугу были, по-видимому, почти исчерпаны уже в фанерозое.

По мнению В.Н.Пучкова (2000), произошло заклинивание зоны субдукции и ее перескок на восток – на границу континентальной и реликтовой океанической коры задугового бассейна.

### **Карбон (каменноугольный) – 360 млн. лет тому назад**

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя	Гжельский	C <sub>3g</sub>	296	10
	Касимовский	C <sub>3k</sub>		
Средняя	Московский	C <sub>2m</sub>	320	24
	Башкирский	C <sub>2b</sub>		
Ранняя	Серпуховской	C <sub>1s</sub>	333	13
	Визейский	C <sub>1v</sub>	353	20
	Турнейский	C <sub>1t</sub>	360	7

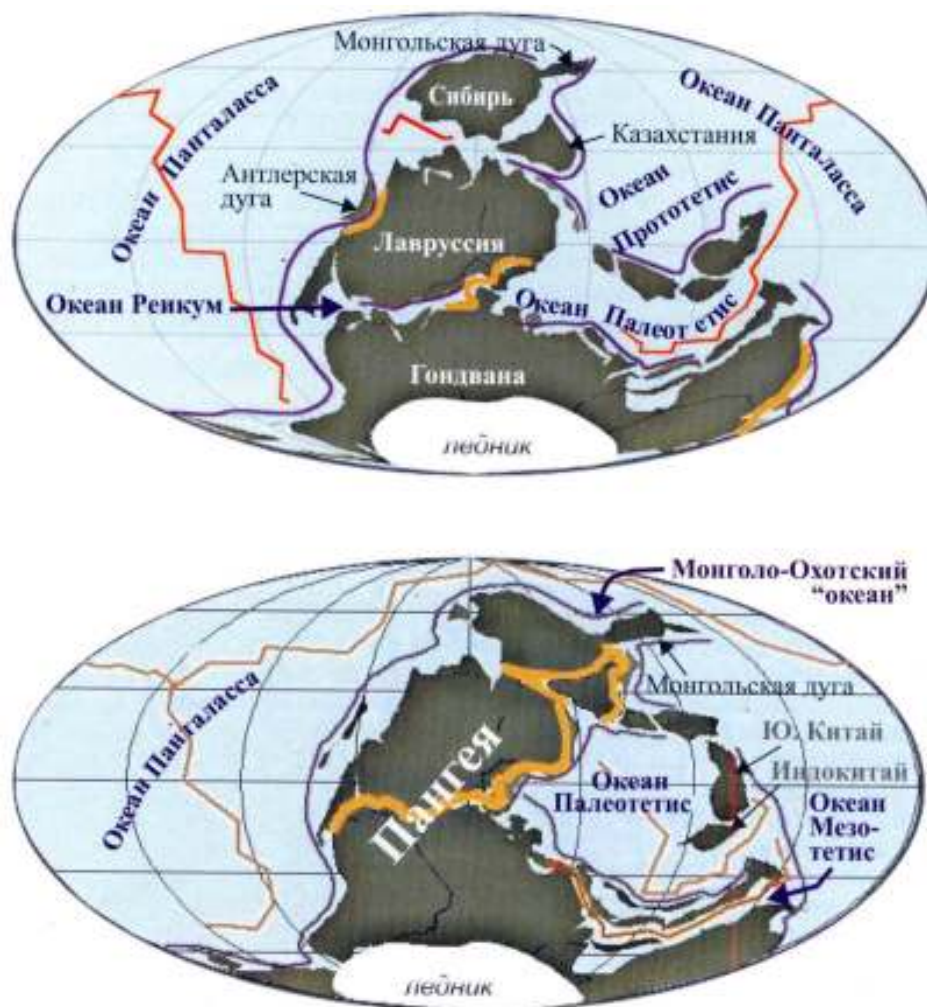
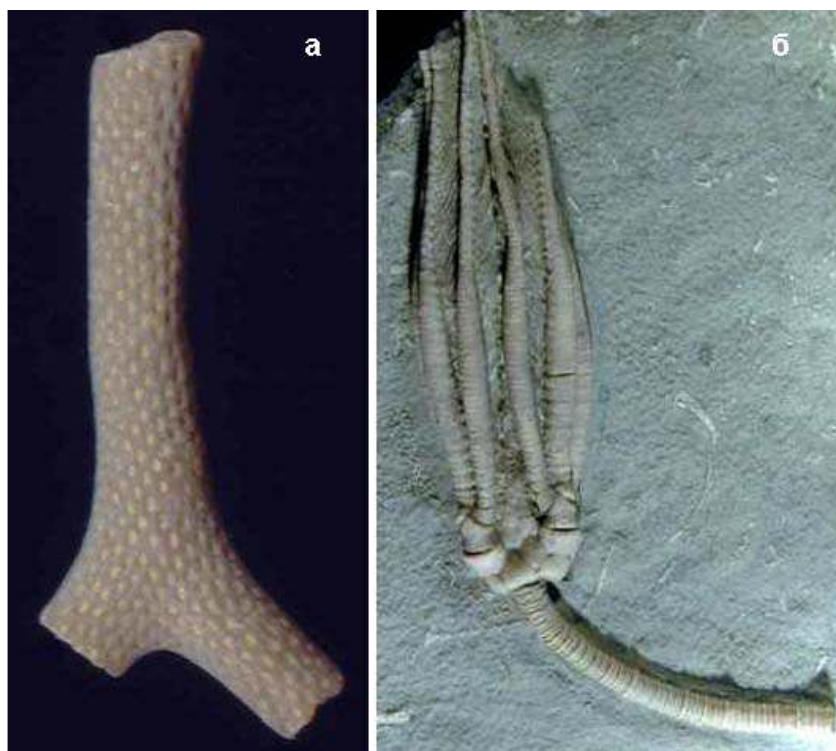


Рис. 2.16. Реконструкция положений материков для каменноугольного периода (по П.В.Федорову, 2006).



В раннем карбоне начинается развитие герцинской орогении: 1) варисцийский орогенез происходит в результате коллизии Армориканско-Богемского и Иберийского континентов с Европейской частью Лавруссии. В ходе орогенеза возникает складчатый фундамент Западно-Европейской платформы; 2) антлерский орогенез обусловлен коллизией нескольких вулканических дуг с американской частью Лавруссии. С него начинается формирование складчатой системы Северо-Американских Кордильер. На востоке Австралии завершается второй из трех крупных этапов формирования Тасманийской складчатой системы.

Гондвана и Лавруссия постепенно сближались, образуя новые горные цепи. В позднем карбоне образовался суперконтинент Пангея в результате коллизии Лавруссии, Казахстана, Сибири и Западной Гондваны (рис. 2.16). Закрытие Палеоуральского океана и Реикума. К зонам коллизии приурочены обширные складчатые области. Закрытие океана Прототетис при коллизии к Азиатской части Пангеи Таримского континента. Заложение и раскрытие океана Мезотетис приводит к отделению от Гондванской части Пангеи двух кулис микроконтинентов, объединяемых под общим названием «Киммерия». В раннем карбоне на обширных пространствах образовались мелкие прибрежные моря и болотистые низменности; на большей части суши установился почти тропический климат. Наличие громадных лесов с пышной растительностью способствовало повышению содержания кислорода в атмосфере. Ближе к окончанию периода началось похолодание, и на Земле произошло два крупных оледенения.



**Рис. 2.17. Каменноугольные *Rhombopora* (а) и *Parascytalocrinus* (лилия) (б).**

В морях появились новые разновидности аммонитов, возросла численность брахиопод. Ругозы, граптолиты, трилобиты, а также некоторые мшанки и морские лилии вымерли (рис. 2.17). Это было время расцвета земноводных, а также насекомых – кузнечиков, тараканов, чешуйниц, термитов, жуков и гигантских стрекоз. В позднем карбоне появились первые рептилии.

Дельты рек и берега обширных болот были покрыты густыми лесами из гигантских плаунов, хвощей, древовидных папоротников и голосеменных растений высотой до 45 м. Неразложившиеся останки этой растительности со временем превратились в залежи каменного угля.

Каменноугольная история развития **Южного Урала** распадается на два основных этапа: раннекаменноугольно-башкирский и московско-позднекаменноугольный, существенно отличавшиеся особенностями тектонического развития.

Граница девона и карбона была временем кардинальной перемены в геодинамике Южного Урала. Второй такой границей в карбоне был конец башкирского века, когда произошло отмирание зон субдукции и постепенно начали нарастать процессы жесткой коллизии, уже непосредственно между Восточно-Европейским и Казахстанским континентами.

В течение московского века, на фоне усиления роста горных сооружений и разрастания областей с наземными условиями формирования осадков, в восточных зонах Урала все еще происходило осадконакопление. В позднем карбоне морское осадконакопление на восточном склоне Урала уже практически полностью прекратилось, а к концу эпохи возникла обширная горная суша, окаймленная с запада унаследованным от предыдущих эпох глубоководным краевым прогибом.

#### **Пермь – 286 млн. лет назад**

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя	Татарский	$P_{2t}$	253	8
	Казанский	$P_{2kz}$	258	5
Ранняя	Уфимский	$P_{2u}$	263	5
	Кунгурский	$P_{1k}$		
	Артинский	$P_{1ar}$	268	5
	Сакмарский	$P_{1s}$	286	18
	Ассельский	$P_{1a}$		

Продолжение главной эпохи герцинской складчатости. В зонах коллизии Пангеи формируются складчатые системы Урала, Южного Казахстана, Тянь-Шаня (Евразия); Южных Аппалачей и Уошито-Маратон (США); Атлас (Африка); Перуанско-Боливийских Анд (Южная Америка); а также складчатые фундаменты молодых платформ – Западно-Сибирской, Скифской, Туранской, Патагонской, платформы Мексиканского залива и ряда впадин. Расширение океана Мезотетис обуславливает движение киммерийских континентов к северу. Начинается коллизия основной части Монгольской дуги к южной периферии Сибирского кратона и закрытие разделяющего дугу и кратон Монголо-Охотского океана (рис. 2.18). Пангея начала перемещаться к северу.



**Рис. 2.18. Положение материков и океанов в ранней перми (по П.В.Федорову, 2006).**

Этот период начался с оледенения, которое вызвало понижение уровня моря. По мере движения Пангеи к северу льды постепенно растаяли, и стало очень жарко и сухо. По ее территории распространились обширные пустыни.

В это время бурно эволюционировали двустворчатые моллюски. В морях в изобилии водились аммониты. Главными строителями рифов постепенно становятся современные кораллы. В ранней перми в пресных водоемах господствовали земноводные (рис. 2.19). Появились и водные рептилии, в том числе мезозавры.



Рис. 2.19. Пермская амфибия *platyoposaurus*.

В ходе великого вымирания в конце периода полностью исчезло свыше 50% животных семейств, включая многих земноводных, аммонитов и трилобитов. На суше рептилии взяли верх над земноводными. На южных массивах суши распространились леса крупных семенных папоротников – глоссоптерисов. Появились первые хвойные, быстро заселившие внутриматериковые области и высокогорья.

В пределах западной зоны **Южного Урала и Предуралья** в течение большей части раннепермского времени продолжалось накопление слоистых мелководных известняков, залегающих согласно на таких же известняках верхнего карбона и продолжавших трансгрессивную серию осадков. Регрессия шельфового моря получила заметное развитие в конце ранней перми, в кунгурское время, когда произошло обмеление бассейна, проявился снос терригенного материала с западных поднятий платформы, и в прибрежных озерах и лагунах в условиях аридного климата началось накопление ангидритов, солей и гипсов.

Восточная граница зоны после позднекаменноугольного времени заметно сместилась к западу и маркируется новой полосой барьерных рифов. Раннепермский барьерный риф, самый крупный и протяженный во всей истории Урала, вполне сравним по параметрам с Великим Барьерным рифом Австралии. Наилучшим образом строение пермских рифов изучено в Стерлитамакских Шиханах, где четыре массива были подняты в виде холмов над окружающей территорией.

В целом, с московского века окончательно прекращается известково-щелочной магматизм, указывавший на субдукционные процессы. С этого времени начинается жесткая коллизия двух континентов – Восточно-Европейского и Казахстанского с возобновлением накопления флишевых толщ в Предуральском прогибе.

## 2.5. Мезозой

Мезозойская эра – эра средней жизни («мезо» – средний, «зоон» – жизнь) названа так потому, что организмы, населявшие Землю в мезозое, по степени организации занимают промежуточное, среднее положение между архаичными формами палеозоя и организмами, жившими в кайнозое.

Мезозойская группа пород была выделена английским геологом Дж. Филлипсом в 1841 году. Она объединяла так же, как и сейчас, три системы: *триасовую*, *юрскую* и *меловую*. Продолжительность мезозойской эры 173 млн. лет.

В мезозое, так же как и во все другие этапы развития Земли, главная, ведущая роль принадлежала тектоническим движениям. Мезозойский киммерийский тектогенез был очень своеобразным и в значительной мере отличался от каледонского и герцинского. Складкообразовательные движения, распад платформ, образование океанических и других впадин сопровождались грандиозными интрузивными и эффузивными магматическими процессами. Интрузии, преимущественно гранитоидных пород, приурочены к киммерийским складчатым сооружениям и другим структурам Тихоокеанского сегмента земной коры. С этими интрузиями связаны месторождения золота, олова, мышьяка, сурьмы, полиметаллов и цветных металлов. По разломам в области платформ и складчатых сооружений изливалось огромное количество лав основного и среднего состава, которые образовали потоки и покровы, в том числе и базальтовые траппы Сибирской платформы, Индии, Африки и некоторых других районов.

С преобразованиями в рельефе, происходившими в результате тектонических движений, были связаны и значительные изменения климата. В течение всего триасового периода в пределах Лавразии и Гондваны господствовал сухой, нередко пустынный климат и активно протекали процессы физического выветривания. К юре рельеф этих материков был в значительной мере выравнен и сглажен. Последовавшее затем опускание значительных участков Лавразии и Гондваны привело к развитию очень широких трансгрессий. В результате на этих континентах появляются большие мелководные моря, что приводит к значительным изменениям климата; он становится мягким, влажным, теплым и умеренным. На Земле снова появляется пышная растительность и происходит массовое угленакопление. Широко развиваются процессы химического выветривания, что приводит к образованию залежей железных руд, бокситов и других продуктов химического выветривания.

### **Триас – 248 млн. лет назад**

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя	Норийский	T <sub>3n</sub>	225	17
	Карнийский	T <sub>3k</sub>	230	5
Средняя	Ладинский	T <sub>2l</sub>	235	5
	Анизийский	T <sub>2a</sub>	240	5
Ранняя	Оленекский	T <sub>1o</sub>	245	5
	Индский	T <sub>1i</sub>		

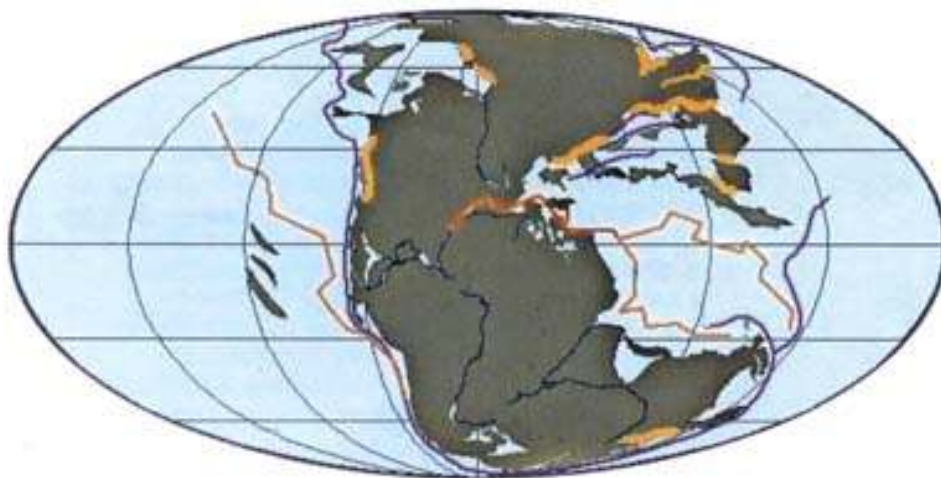
Начинается раннекиммерийский орогенез, охвативший юг азиатской части Пангеи в результате коллизии первой кулисы киммерийских микроконтинентов и Южного Китая. На севере европейской части Пангеи формируются складчатые системы Новой Земли и Таймыра. Продолжается закрытие Монголо-Охотского океана (рис. 2.20).

На западе Пангеи окраины Северной и Южной Америки наращиваются вулканическими дугами. Коллизия ещё одной вулканической дуги к австралийской окраине Пангеи завершает формирование Тасманийской складчатой области.

Гондвана вновь начала разделяться, стал образовываться Атлантический океан. Уровень моря по всему миру был очень низок. Климат, почти повсеместно теплый, по-

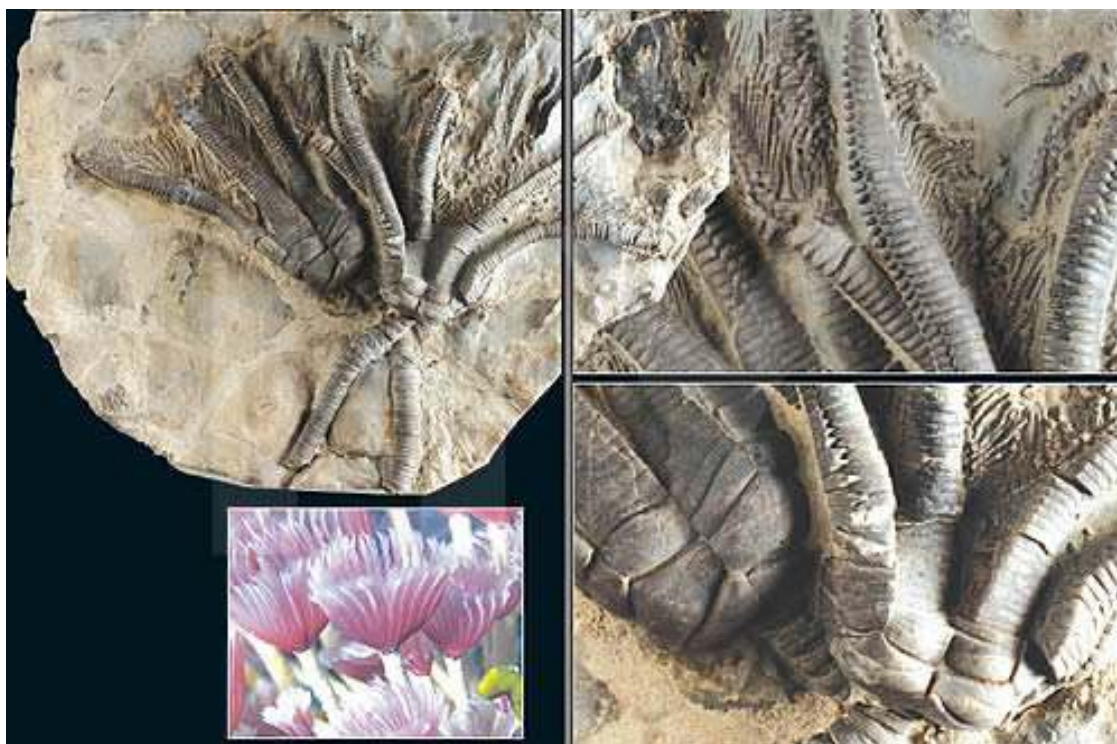


степенно становился более сухим, и во внутриматериковых областях сформировались обширные пустыни. Мелкие моря и озера интенсивно испарялись, из-за чего вода в них постепенно становилась все более соленой.



**Рис. 2.20.** Положение материков и океанов в позднем триасе (по П.В.Федорову, 2006).

Динозавры и прочие рептилии стали доминирующей группой наземных животных. Появились первые лягушки, а чуть позже сухопутные и морские черепахи и крокодилы. Возникли также и первые млекопитающие, возросло разнообразие моллюсков. Образовались новые типы кораллов, креветок и омаров. К концу периода вымерли почти все аммониты (рис. 2.21). В океанах утвердились морские рептилии, такие, как ихтиозавры, а птерозавры начали осваивать воздушную среду. Возросло разнообразие голосеменных растений, образовавших обширные леса саговников, араукарий, гинкго и хвойных деревьев. В нижней части леса сформировались ковры из плаунов и хвощей, а также пальмовидных баннеттитов.



**Рис. 2.21.** Триасовая лилия (по Н. Yahya, 2009).

Начало раннемезозойского этапа развития **Урала** характеризуется усилением поднятий, прервавшим позднепермскую тенденцию к затуханию тектонической деятельности и пенепленизации территории. Это отразилось в образовании груботерригенных, существенно конгломератовых толщ селевого, пролювиального облика. Дальнейшее накопление терригенных аллювиально-озерно-болотных толщ в Зауральской зоне сопровождалось трапповым магматизмом в раннем триасе. В это время Урал оказался на периферии гигантского ареала траппового магматизма, охватившего всю Сибирь. В дальнейшем, в среднем и позднем триасе, магматизм затухал, проявляясь лишь локально. В течение второй половины триаса происходило также уменьшение интенсивности поднятий, что проявилось в гранулометрии осадков и резком сокращении масштабов осадконакопления в Магнитогорской зоне, в которой в среднем триасе формировались лишь мощные коры выветривания. Средний триас был временем, когда в южной части Предуральского прогиба соляные купола (гребни) достигли поверхности, и на их месте стали формироваться мульды, ставшие в дальнейшем областями угленакпления.

### **Юра – 230 млн. лет назад**

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя Мальм	Волжский	J <sub>3v</sub>	152	8
	Титонский	J <sub>3tt</sub>		
	Кимериджский	J <sub>3km</sub>	156	4
	Оксфордский	J <sub>3o</sub>	163	7
Средняя Доггер	Келловейский	J <sub>2k</sub>	169	6
	Батский	J <sub>2bt</sub>	176	7
	Байосский	J <sub>2b</sub>	183	7
	Ааленский	J <sub>2a</sub>	187	4
Ранняя Лейас	Тоарский	J <sub>1t</sub>	193	6
	Плинсбахский	J <sub>1p</sub>	198	5
	Синемюрский	J <sub>1s</sub>	204	6
	Геттангский	J <sub>1h</sub>	208	4

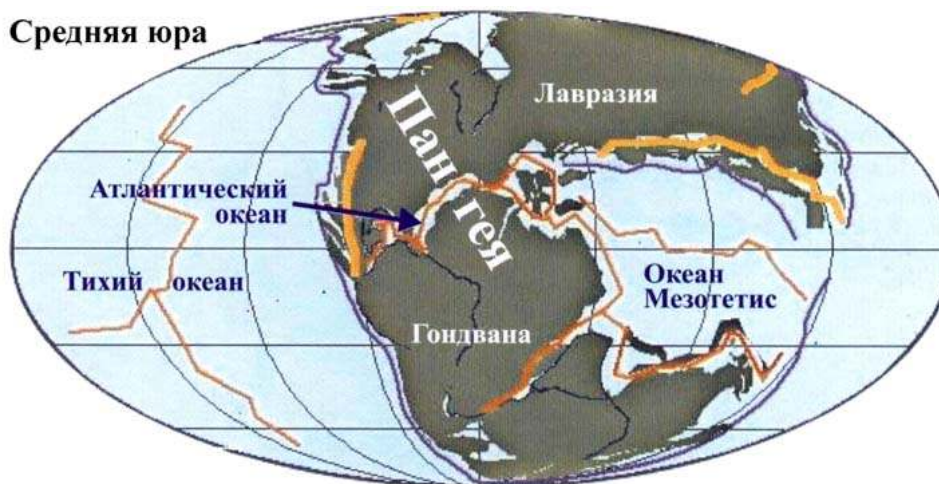
Пангея продолжала раскалываться, и море затопило большую часть суши. Происходило интенсивное горообразование. В средней юре начинается раскрытие Атлантического океана. У западной окраины Пангеи возникает ряд энсиматических вулканических дуг, при их коллизии с североамериканской окраиной Пангеи в юре – раннем мелу происходит образование основной части Северо-американских Кордильер. В результате коллизии вулканической дуги с Сибирской окраиной Пангеи формируется Верхояно-Колымская складчатая система. От гондванской части Пангеи рифтом нового океана Кайнотетис отсекается несколько микроконтинентов будущей Бирмано-Зондской складчатой системы (рис. 2.22).

В поздней юре (150 млн. л. назад) начинается позднекиммерийский орогенез. К Южно-Азиатской части Лавразии присоединяется вторая кулиса Киммерийских микроконтинентов. Окончательно закрывается Монголо-Охотский океан, завершается формирование Монголо-Охотской складчатой системы.

В результате коллизии Гиперборейской плиты с Восточно-Северо-Сибирской окраиной Лавразии, восточнее Верхояно-Колымской складчатой системы формируется Чукотская складчатая система.

В начале периода климат был повсеместно теплым и сухим, затем стал более влажным.

### Средняя юра



### Поздняя юра

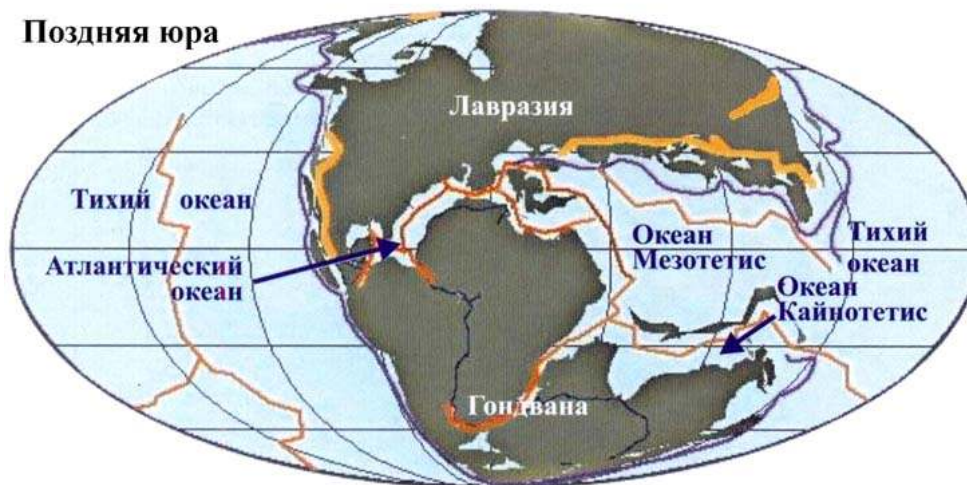


Рис. 2.22. Положение материков и океанов в юрское время (по П.В.Федорову, 2006).

Увеличилось количество и стали более разнообразными по видовой принадлежности морские черепахи и крокодилы, появились новые виды плезиозавров и ихтиозавров. На суше процветали насекомые, включая предшественников современных муравьев, пчел, ухверток, мух и ос. Появилась и первая птица – археоптерикс. Господствовали динозавры, эволюционировавшие во множество форм – от зауроподов до более мелких быстроногих хищников.

Климат стал более влажным, и вся суша покрылась обильной растительностью. В лесах появились предшественники нынешних кипарисов, сосен и мамонтовых деревьев.

Среди осадков юрской системы на территории **Южного Урала** выделяется несколько характерных генетических типов. В континентальной юре всех районов наблюдается фациальный ряд обломочных пород от грубых галечников через светлые, часто глинистые пески до серых и синевато-серых бескарбонатных глин, содержащих прослои, линзы или мелкие скопления углистого вещества. В районах Оренбургского Зауралья к этому фациальному ряду обломочных пород добавляются еще красноватые глины, отлагавшиеся на мелководных окраинах крупных озерных бассейнов.

Что касается морских юрских осадков, то в них наблюдается большое разнообразие прибрежных и мелководных фаций. Резко выделяется наиболее восточная – ближайшая к берегу зона, в которой все горизонты от среднего келловоя до низов нижне-волжского яруса представлены однообразными серо-зелеными песками и кремнистыми песчаниками с редкими зернами глауконита. Далее к западу среди осадков морской юры встречаются различные мергелистые пески и мергелистые глины, мергели, песчаные известняки, ракушняки и многочисленные фосфоритовые слои. Для нижне-



волжского яруса (время максимальной трансгрессии) характерны фации темных битуминозных глин с прослоями горючих сланцев.



Рис. 2.23. Юрские аммониты *Arietites bucklandi* и белемнит *Belemnites giganteus* (вверху) и креветка (внизу) (по Н. Yahya, 2009).

### Мел – 114 млн. лет назад

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Поздняя	Маастрихтский	K <sub>2m</sub>	74,5	8,1
	Кампанский	K <sub>2km</sub>	84	9,5
	Сантонский	K <sub>2st</sub>	87,5	3,5
	Коньякский	K <sub>2k</sub>	88,5	1,0
	Туронский	K <sub>2t</sub>	91	2,5
	Сеноманский	K <sub>2s</sub>	97,5	6,5
Ранняя	Альбский	K <sub>1al</sub>	113	15,5
	Аптский	K <sub>1a</sub>	119	6
	Барремский	K <sub>1br</sub>	124	5
	Готеривский	K <sub>1g</sub>	131	7
	Валанжинский	K <sub>1v</sub>	138	7
	Берриасский	K <sub>1b</sub>	144	6

В раннем мелу (130 млн. лет назад) завершается киммерийская складчатость. Начинается раскрытие Индийского океана: Индостан отсекается от остальной Гондваны двумя рифтами и с переходом рифтинга в спрединг возникает молодой океан. Рифтовые системы Атлантического океана проникают в Лавразию и Гондвану. Продолжается коллизия вулканических дуг к западной окраине Северной Америки. На восточной окраине Азии в результате аккреции разнородных террейнов формируется Сихотелинская складчатая система. Микроконтиненты Бирмано-Зондской складчатой системы дрейфуют через океан Тетис (2.24).

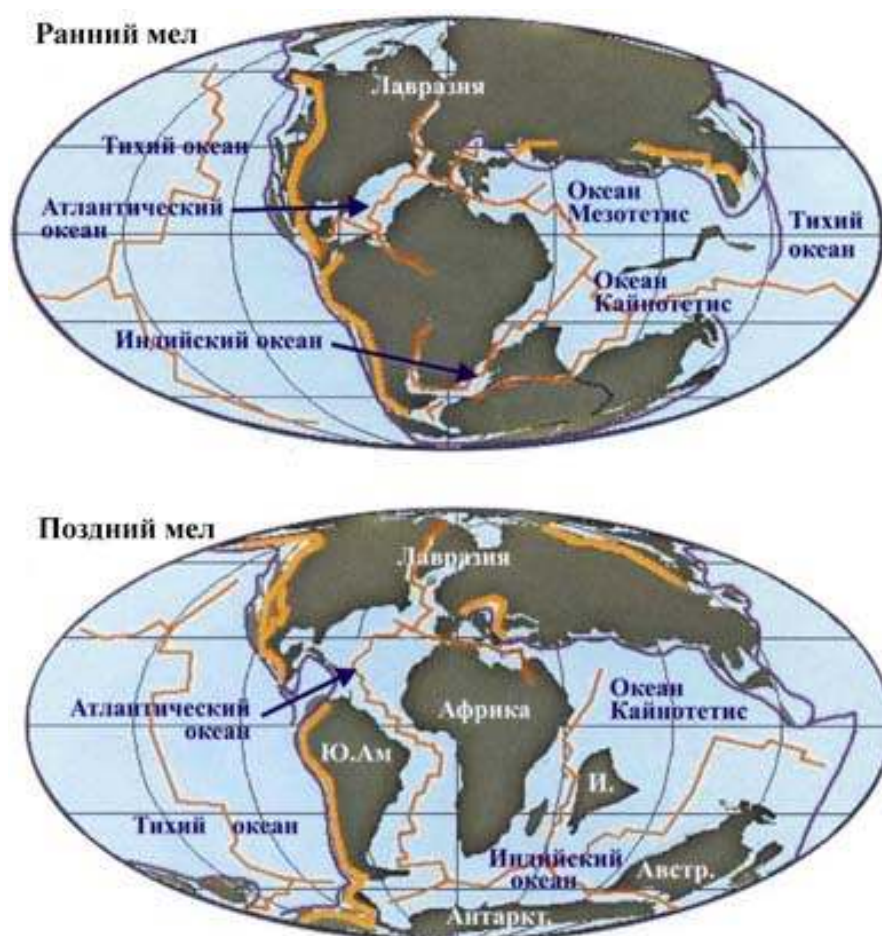


Рис. 2.24. Положение материков и океанов для меловой эпохи (по П.В.Федорову, 2006).

В позднем мелу (70 млн. лет назад) продолжается раскрытие молодых океанов. Оси спрединга разделили большинство современных континентов, но ещё сохраняются перемычки между Северной Америкой и Евразией и между Антарктидой и Южной Америкой. На западе обеих Америк развивается активная окраина андского типа, здесь происходит складчатость (ларамийский орогенез). В начале эпохи восточная окраина Азии также представляет собой активную окраину андского типа, но здесь над зоной субдукции формируется краевой вулcano-плутонический пояс. Позже на северо-востоке Азии начинается образование аккреционной Корякско-Камчатской складчатой области, микроконтиненты Бирмано-Зондской складчатой системы достигают окраин юго-восточной Азии, что означает закрытие океана Мезотетис.



Рис. 2.25. Верхнемеловые аммониты (вверху) и остатки позднемелового рифа, сложенного рудистами из рода *Вакцинитес* (Оман) по Schumann & Steuber, 1997).



Море затопило обширные участки суши. Останки твердопокровных планктонных организмов образовали на океаническом дне огромные толщи отложений писчего мела и мелоподобных пород. Поначалу климат был теплым и важным, однако затем наступило весьма заметное похолодание.

В морях возросло количество белемнитов. В океанах господствовали гигантские морские черепахи и хищные морские рептилии. На суше появились змеи, кроме того, возникли новые разновидности динозавров, а также насекомых, таких как мотыльки и бабочки. В конце периода произошло гигантское массовое вымирание: исчезли аммониты (рис. 2.25), ихтиозавры и многие другие морские животные, а на суше вымерли все динозавры и птерозавры.

Появились первые цветковые растения, создавшие «взаимооб-служивающие» связи с насекомыми, которые переносили пыльцу и частично ею питались.

В нижнемеловое время и практически до среднего эоцена западная часть **Уральской системы** развивалась в платформенном режиме. Морские трансгрессии доходили на север до подножий массива Кара-Тау.

Морские отложения этого возраста развиты во всех зонах Предуральской депрессии и не обнаруживают заметных фациальных изменений. К сожалению, они сохранились только во впадинах в виде очень небольших по площади участков – останцов, когда-то представлявших собой мощный и почти сплошной покров. На их размытой поверхности залегают более молодые континентальные образования, отчего сколько-нибудь полные разрезы морских отложений здесь неизвестны. Поэтому материала для суждения об изменении (на различных этапах этого геологического времени) границ морей, связанных с эпейрогенетическими колебаниями Русской платформы, недостаточно.

Верхнемеловые трансгрессии, особенно в сантонский и маастрихтский век, омывая Урал, проникали далеко на север в область Предуралья, перекрывая Уфимское плато и пониженные части склона Русской платформы. Морские осадки этих трансгрессий ныне сохранились лишь локально в различного типа впадинах, обычно карстовых на Уфимском плато и в Мензелинско-Стерлитамакской зоне. Следы последней меловой трансгрессии фиксируются только на юге. В датское время, в связи с проявлениями ларамийского орогенеза, территория, занятая морем, резко сократилась, и к началу кайнозойской эры море покинуло Предуральскую депрессию.

## 2.6. Кайнозойская эра

Кайнозойская эра – эра новой жизни («кайнос» – новый, «зоон» – жизнь). Это время появления всех современных семейств и родов животных и растений. В кайнозое появилось на Земле и человек.

В настоящее время к кайнозойской эре относят три периода: *палеогеновый, неогеновый и четвертичный*.

### Палеоген. Палеоцен – 65 млн. лет назад

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Олигоценовая	Хетский	P <sub>3h</sub>	30,0	6,3
	Рюпельский	P <sub>3r</sub>	33,7	3,7
Эоценовая	Приабонский	P <sub>2p</sub>	40,0	6,3
	Бартонский	P <sub>2b</sub>	43,6	3,6
	Лютетский	P <sub>2l</sub>	52,0	8,4
	Ипрский	P <sub>2i</sub>	57,8	5,8
Палеоценовая	Танетский	P <sub>1t</sub>	60,6	2,8
	Монский	P <sub>1m</sub>	63,6	3
	Датский	P <sub>1d</sub>	66,4	2,8

Сравнительно недавно палеоген и неоген объединялись вместе в один третичный период и считались подпериодами. Накопившиеся за это время толщи называли, соответственно, третичной системой, а палеогеновые и неогеновые отложения – подсистемами. Третичная система была впервые выделена в 1809 году Ж. Кювье и А. Броньяром по остаткам характерных для нее млекопитающих. Более точное палеонтологическое обоснование третичных отложений и их стратиграфическое расчленение были сделаны в 1833 году Ч. Ляйелем. В последующее время третичная и четвертичная системы были объединены в кайнозойскую группу. Продолжительность кайнозойской эры 67 млн. лет, то есть, вся эта эра примерно равна ордовика.

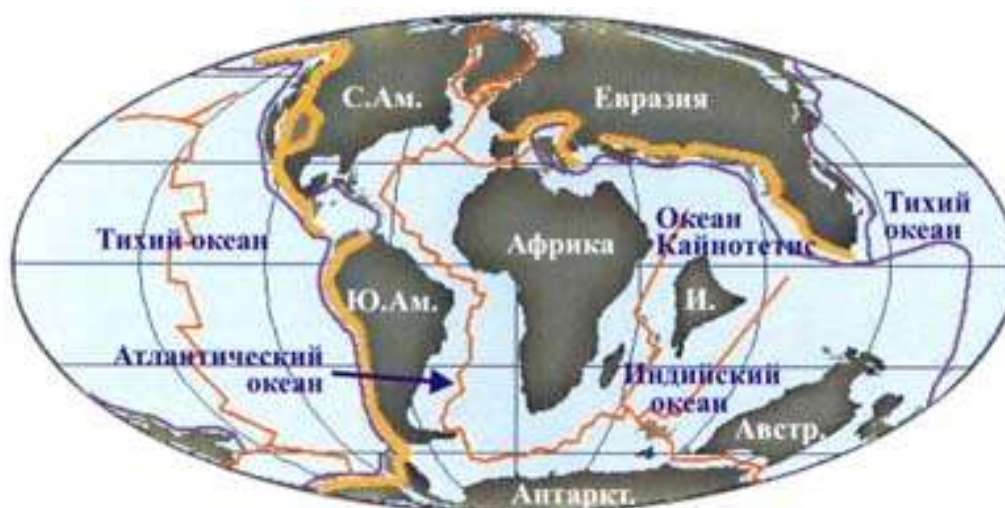


Рис. 2.26. Положение материков и океанов для палеогенового периода (по П.В.Федорову, 2006).

Южные материки продолжали раскалываться. Южная Америка оказалась полностью отрезанной от остальных участков суши. Африка, Индостан и Австралия разошлись друг от друга на значительные расстояния, при этом Австралия заняла позицию вблизи Антарктиды. Обнажились новые участки суши, и произошло дальнейшее понижение уровня моря (рис.2.26).

Полное раскрытие Атлантического океана приводит к разделению Северной Америки и Евразии. С проникновением океанского рифта, продолжающего Атлантический рифт, в Арктику начинается раскрытие котловины Арктического океана. Продолжается раскрытие Индийского океана и, как следствие, дрейф Индии и Африки к северу, быстрое сближение Индии с Евразией. Субдукция коры океана Кайнотетис под южную окраину Евразии. В Северо- и Южноамериканских Кордильерах завершается ларамийская фаза складчатости.

На суше началось время активного развития млекопитающих. Появились грызуны и насекомоядные, «планирующие» млекопитающие и ранние приматоподобные. В морях на смену морским рептилиям пришли новые виды хищных костных рыб и акул. Возникли новые разновидности двустворчатых моллюсков и фораминифер. Продолжали распространяться все новые виды цветковых растений (рис. 2.27) и опылявших их насекомых.

В палеоцене на месте **Предуральской депрессии** вновь появился морской залив. В наиболее глубокой части шельфа, в Сакмаро-Бельской зоне депрессии, шло накопление глинисто-кремнистых осадков, ныне сохранившихся в виде зеленовато-серых опок с желваками фосфоритов и ядрами пелеципод в основании.

Севернее, за широтным коленом реки. Белой, опоковая свита неизвестна. Можно предположить, что там, в более мелководных условиях шельфа и в прибрежной зоне, в это время отлагались темно-серые и зеленовато-серые глины и содержащие гальку зеленые глауконитовые пески, местами сцементированные кремнистым веществом.





Рис. 2.27. Отпечаток палеоценового (65-54 млн. лет назад) листа дерева гинкго (по Н. Yahya, 2009).

#### Эоцен – 55 млн. лет назад.

Индостан придвинулся к Азии. Антарктида и Австралия в начале периода располагались рядом, но в дальнейшем начали расходиться. Северная Америка и Европа также разделились, при этом возникли новые горные цепи. Море затопило часть суши.

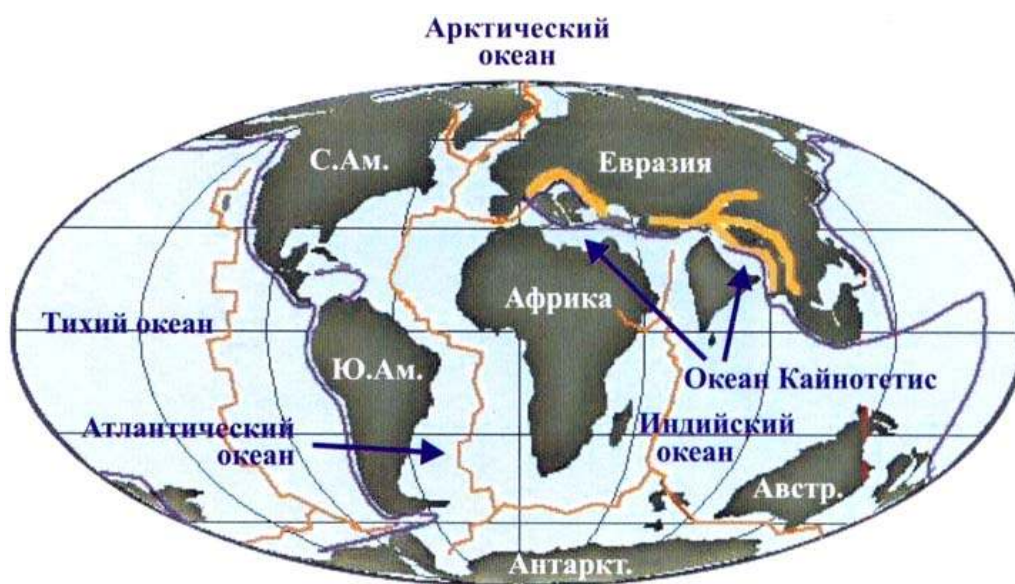


Рис. 2.28. Положение материков и океанов для позднего эоцена (по П.В.Федорову, 2006).

Климат повсеместно был теплым. На суше появились летучие мыши, лемуры, долгопяты, предки нынешних слонов, лошадей, коров, свиней, носорогов и оленей, а также прочие крупные травоядные. Другие млекопитающие – киты и сирены – вернулись в водную среду. Увеличилось число видов пресноводных костных рыб (рис. 2.29). Эволюционировали и другие группы животных, в том числе муравьи и пчелы, скворцы и пингвины, гигантские нелетающие птицы, кроты, верблюды, кролики и полевки, кошки, собаки, медведи и др.



**Рис. 2.29. Отпечаток эоценовой сельди (54-37 млн. лет назад, вверху) и эоценового листа клена (54-37 млн. лет назад, внизу) (по Н. Yahya, 2009).**

Во многих частях света произрастали леса с пышной растительностью (см. рис. 2.29), а в умеренных широтах росли пальмы.

Эпейрогенические движения, имевшие место на **восточной окраине Русской платформы и в пределах Южного Урала** на границе палеоцена и эоцена, вряд ли существенным образом преобразовали сушу, но рельеф и глубины морского дна в Предуральском заливе, а также характер осадконакопления в нем несколько изменились. Южнее широтного течения р. Сакмары, там, где в палеоцене существовала наиболее глубокая часть шельфа и отлагались глинисто-кремнистые осадки (толща опок), теперь формировалась тасаранская свита. Наиболее глубоководные отложения этого времени в виде зеленовато-серых и серых плотных карбонатных глин известны на юге в пределах Урало-Илекского междуречья.

С позднего эоцена начинается период длительного континентального развития территории Башкирского Предуралья. После ухода среднеэоценового моря на месте

Предуральской депрессии остается низкая равнина с системой остаточных, в основном пресных озер. Береговая линия морского бассейна, в котором шло накопление саксаульской свиты, отступила далеко на юг и проходила в пределах современного Урало-Илекского междуречья. Море занимало большую часть Прикаспийской впадины; в месте сочленения ее с Предуральской депрессией лежала зона прибрежных образований и мелкая часть шельфа. Несколько севернее, вдоль широтной части долины р. Урал и в низовье р. Сакмары, видимо, проходила неширокая полоса прибрежной равнины, временами заливавшейся морем.

#### **Олигоцен – 38 млн. лет назад.**

Индостан пересек экватор, Австралия полностью оторвалась и отошла от Антарктиды. Климат стал прохладнее, над Южным полюсом сформировался огромный ледяной покров, что привело к понижению уровня моря.

С распространением степей начался бурный расцвет травоядных млекопитающих. Среди них возникли новые виды кроликов, зайцев, гигантских ленивцев, носорогов и прочих копытных. Появились первые жвачные. Тропические леса уменьшились в размерах и начали уступать место лесам умеренного пояса (рис. 2.30), появились и обширные пространства со степной – травянистой – растительностью. Быстро распространились новые виды трав, к которым приспосабливались новые виды травоядных животных.

Палеогеографическая обстановка в олигоцене по сравнению с позднеэоценовой значительно изменилась. В результате нового этапа поднятий в предгорьях **Южного Урала** остается только небольшая открывающаяся на юг, в Прикаспийскую впадину, полоса низкой равнины, более узкая, чем озерная равнина конца эоцена. Конфигурация ее примерно совпадает с контурами Предуральского краевого прогиба. Здесь возникает система пресноводных, но довольно глубоких озер.



**Рис. 2.30. Виноградный лист олигоцен, 38-23 миллиона лет назад) (по Н. Yahya, 2009).**

В это время как бы оживают все древние тектонические швы, имеющие различное происхождение, происходят подвижки и по разлому, оконтуривающему с запада краевой Предуральский прогиб.



**Неоген. Миоцен – 25 млн. лет назад**

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Плиоценовая	Акчагыльский	N <sub>2ak</sub>	3,4	1,8
	Киммерийский	N <sub>2k</sub>	5,3	1,9
Миоценовая	Мессинский	N <sub>1m</sub>	6,5	1,2
	Тортонский	N <sub>1t</sub>	11,2	4,7
	Серравалийский	N <sub>1s</sub>	15,1	3,9
	Лангийский	N <sub>1l</sub>	16,6	1,5
	Будигальский	N <sub>1b</sub>	21,8	5,2
	Аквитанский	N <sub>1a</sub>	23,7	1,9

Африка столкнулась с Европой и Азией, образовав Альпы (рис.2.31). Индостан «врезался» в Азию и воздвиг Гималаи. По мере наползания материковых плит друг на друга начали формироваться Альпы и Скалистые горы. Ледниковый покров в южном полушарии закрыл всю Антарктиду, что привело к дальнейшему охлаждению климата. Млекопитающие мигрировали с материка на материк по новообразовавшимся сухопутным мостам, что резко ускорило эволюционные процессы. Слоны из Африки перебрались в Евразию, а в обратном направлении началась миграция буйволов, жирафов, свиней, кошек. Появились саблезубые кошки и обезьяны, в том числе человекообразные. В отрезанной от других материков Австралии, продолжали развиваться сумчатые животные. Внутриматериковые области становились все холоднее и засушливее, в них все больше распространялись степи.



**Рис. 2.31. Положение материков и океанов в миоцене (по П.В.Федорову, 2006).**

Аквитанское время (период накопления тюльганской свиты предуральской серии) характеризуется некоторым относительным или локальным опусканием полосы предгорий, происходившим на фоне общих эпейрогенических (глыбовых) поднятий **Урала**, а может быть, и восточного края Русской платформы. В начале этого века в Предуралье простиралась аллювиальная равнина с блуждающими по ней временными потоками, истоки которых лежали на востоке, в области гор. По мере затухания сноса потоки приносили в предгорья более тонкий песчаный материал и в Предуральской депрессии образовалась система пресных проточных озер, в которых началось отложение очень

однородных белых кварцевых мелкозернистых алевроитистых песков, а впоследствии и тонкоотмученных глин с прослоями бурых углей.



**Рис. 2.32. Лист тополя (миоцен, 15 млн. лет назад) (по Н. Уаһуа, 2009).**

На границе раннего и среднего миоцена проявляется фаза поднятий в области Уральских гор и юго-восточной окраины Русской платформы. Кратковременно возобновляется снос грубого обломочного материала временными потоками с западного склона Южного Урала; фиксируются подвижки по сбросам в верхнепермских красноцветных отложениях (вызванные движениями в галогенной толще кунгура); изменяется конфигурация водоемов; угленакопление в большинстве впадин прекращается. Когда движения затихли и снос обломочного материала начал затухать, озерные водоемы установились в своей конфигурации, приобрели более устойчивый режим и вновь начали заболачиваться.

Предуральская депрессия, как зона накопления молодых осадков, несколько расширяется на запад, выходя за пределы краевого прогиба, а также в северном направлении. Карстовые впадины, существовавшие на западном борту прогиба, в пределах высокой всхолмленной равнины и Уфимского плато, теперь оказались подтопленными и образовали систему мелких пресноводных озер. Поздний миоцен – эпоха значительных поднятий Южного Урала и Русской платформы. Горы Южного Урала были выше, чем ныне. Еще в начале позднего миоцена (во время формирования ушкатлинской свиты) Предуральская депрессия на севере замыкается областью высокой равнины, на южном склоне Уфимского плато остается цепочка карстовых озер.

#### **Плиоцен – 5 млн. лет назад.**

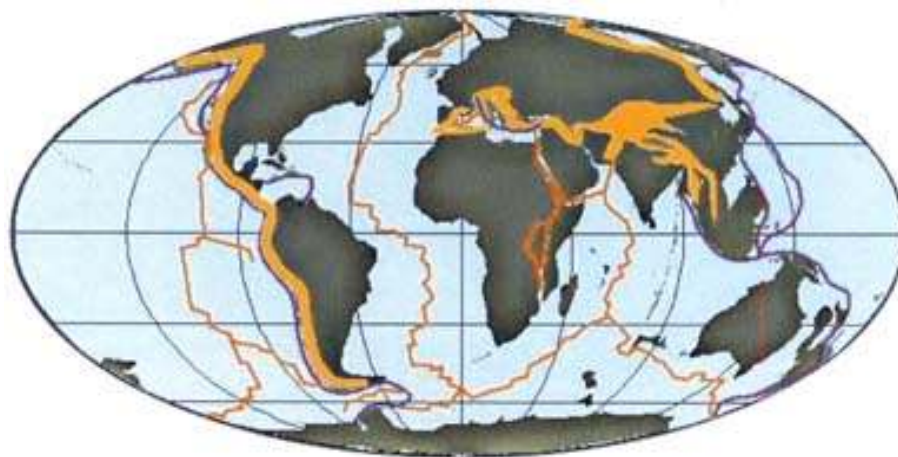
Материки почти достигли их современного положения. Громадные ледниковые покровы распространились по всему северному полушарию, такое же оледенение было и в Антарктиде, на юге Южной Америки. Климат стал еще более холодным.

Травоядные копытные млекопитающие продолжали бурно размножаться и эволюционировать. Ближе к концу периода сухопутный мост связал Южную и Северную Америку, что привело к грандиозному «обмену» животными между двумя материками. Полагают, что обострившаяся межвидовая конкуренция вызывала вымирание многих древних животных. В Австралию проникли крысы, а в Африке появились первые человекоподобные существа. По мере охлаждения климата леса заменились степями.

### **Четвертичный. Плейстоцен – 2 млн. лет назад**

Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Голоценовая		Q <sub>2</sub>	0,01	0,01
Плейстоценовая		Q <sub>1</sub>	1,6	1,6
	Датский	P <sub>1d</sub>	66,4	2,8

Это была эпоха великого оледенения с чередованием периодов похолодания и потепления и колебаниями уровня моря. Эта ледниковая эпоха продолжается и по сей день. Некоторые животные сумели адаптироваться к усилившимся холодам, обзаведясь густой шерстью, к примеру, шерстистые мамонты и носороги. Из хищников наиболее распространились саблезубые кошки и пещерные львы. Это было время расцвета гигантских сумчатых в Австралии и громадных нелетающих птиц типа моа или эпиорниса, обитавших во многих районах южного полушария.



**Рис. 2.33. Положение материков и океанов в плейстоцене (по П.В.Федорову, 2006).**

С полюсов постепенно надвигались льды, и хвойные леса уступали место тундре. Дальше от края ледника лиственные леса стали заменяться хвойными. В более теплых областях земного шара раскинулись обширные степи.



**Рис. 2.33. Водяной жук, плейстоцен, 1,8 млн. – 11 000 лет назад (по Н. Уаһуа, 2009).**

**Голоцен – 0,01 млн. лет назад.**

В течение всего голоцена материка занимают практически современное положение, климат очень похож на нынешний, только каждые несколько тысячелетий становясь то теплее, то холоднее. В настоящее время имеет место один из периодов потепления. По мере уменьшения ледниковых покровов уровень моря поднимался.

В настоящий период многие виды животных вымерли в основном из-за усиленной охоты человека на них; при перемещении животных в другие места Земли возникла новая межвидовая конкуренция. Человеческая цивилизация постепенно развилась до современного состояния.

С возникновением земледелия люди уничтожали все больше дикорастущих растений, возникли агроценозы, сформировались современные растительные сообщества.



## Литература:

1. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М., 1993.
2. Войткевич Г. В. Геологическая хронология Земли. М., 1984.
3. Историческая геология с основами палеонтологии. Л., 1987.
4. Катастрофы и история Земли. М., 1986.
5. Климаты Земли в геологическом прошлом. М., 1987.
6. Ковалев С.Г., Хабибуллин Р.Р., Лапиков В.В., Абдюкова Г.М. Общая геология с основами гидрогеологии и гидрологии. Екатеринбург: 2006.
7. Короновский Н.В. Общая геология. Изд-во Моск. ун-та, 2002.
8. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли: В 2 т. М., 1983. т. 1; 1987, т. 2.
9. Монин А. С. История Земли. Л., 1977.
10. Новая глобальная тектоника. М., 1974.
11. Палеогеография СССР: В 4 кн. Л., 1974, 1975.
12. Современная палеонтология: В 2 кн.: М., 1988.
13. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М., 1991.
14. Хаин В.Е., Божко Н.А., Сеславинский К.В., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника: В 3 кн. М., 1988–1993.
15. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. М: МГУ, 1997.
16. Шкала геологического времени. М., 1985.