

В. Д. Войлошников

ГЕОЛОГИЯ



В. Д. Войлошников

ГЕОЛОГИЯ

МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ
ПРОШЛОГО ЗЕМЛИ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Под редакцией
члена-корреспондента АН СССР

В. Е. ХАИНА

*Допущено
Министерством просвещения СССР
в качестве учебного пособия
для студентов педагогических институтов
по географическим специальностям*

МОСКВА «ПРОСВЕЩЕНИЕ» 1979



3380

Рецензенты: доктор геолого-минералогических наук, профессор Минского пединститута имени А. М. Горького *Б. Н. Гурский*; кафедра физической географии и геологии Ворошиловградского пединститута

Виталий Денисович Войлошников

ГЕОЛОГИЯ

Редактор *Т. А. Смирнова*. Редакторы карт *Н. И. Кожикова*, *М. Я. Подольская*, *Р. А. Рипенбейн*. Художник *В. Сайчук*. Художественный редактор *Е. Н. Ускова*. Технический редактор *Л. М. Дербикова*. Корректор *К. А. Иванова*

ИБ № 4196

Сдано в набор 29. 01. 79. Подписано к печати 03. 08. 79. А03967. 60×90¹/₁₆. Бум. типограф. № 2. Гарнит. литер. Печать высокая. Усл. печ. л. 17. Уч.-изд. л. 18,43. Тираж 21 000 экз. Заказ № 51. Цена 1 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Просвещение» Государственного комитета РСФСР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. Москва, 3-й проезд Марьиной рощи, 41.

Саратовский ордена Трудового Красного Знамени полиграфический комбинат Росглавполиграфпрома Государственного комитета РСФСР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. Саратов, ул. Чернышевского, 59.

Войлошников В. Д.

B65 Геология: Методы реконструкции прошлого Земли. Геол. история Земли. Учеб. пособие для студентов пед. ин-тов по геогр. спец. /Под ред. В. Е. Хаина.—М.: Просвещение, 1979.— 272 с., ил.

Настоящая книга является второй частью учебного пособия «Геология» для студентов пединститутов. Здесь рассматриваются методы реконструкции прошлого Земли, дается обзор ее геологической истории и описание эпох рудообразования. Особое внимание в пособии уделено вопросам формирования земной коры, палеогеографии и характеристике важнейших минеральных ресурсов и месторождений различных эпох рудообразования.

60602—771
В 103 (03)—79 31—79 4309000900

ББК 26.323
554

ПРЕДИСЛОВИЕ

Значительная часть вузовской программы по геологии посвящена методам реконструкции прошлого Земли и ее геологической истории. Некоторые методы реконструкции прошлого Земли (например, петрография осадочных образований, структурные элементы земной коры и их развитие) отражены в первой части учебного пособия «Геология» (авторы В. В. Добровольский и А. Ф. Якушова), но основной материал, относящийся к этой тематике, освещен в данной книге.

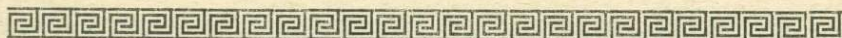
Часть геологии, отраженную на страницах настоящего пособия, по традиции именуют «исторической геологией». Однако это название относится к конкретному учебному курсу, читаемому на геологических факультетах наряду с другими историко-геологическими дисциплинами. Содержание курса, изучаемого географами, представляет собой синтез знаний о геологической истории Земли и выходит далеко за рамки исторической геологии. Именно поэтому автор сосредоточил внимание на вопросах формирования структур земной коры, палеогеографии (что важно для физической географии) и на характеристике важнейших минеральных ресурсов и месторождений различных эпох рудообразования (что представляет интерес для экономической географии). Большое внимание здесь уделено и эволюции органического мира, которая рассматривается сопряженно с историей формирования земной коры материков и океанов на фоне конкретных палеогеографических построений.

Автор приносит глубокую благодарность всем, кто советами и пожеланиями помог в работе над рукописью: профессорам В. В. Добровольскому (Московский педагогический институт имени В. И. Ленина), А. Ф. Якушовой (Московский университет имени М. В. Ломоносова), рецензентам — профессору Б. Н. Гурскому (Минский педагогический институт имени А. М. Горького), кафедре физической географии и геологии Ворошиловградского педагогического института.

Особую признательность и благодарность автор выражает научному редактору этой книги, члену-корреспонденту АН СССР, профессору В. Е. Хаину.

Все пожелания и замечания, способствующие совершенствованию и улучшению книги, автор просит направлять в редакцию географии издательства «Просвещение».

Автор.



МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОШЛОГО ЗЕМЛИ

Основной принцип, лежащий в основе историко-геологических представлений, — принцип актуализма, суть которого заключается в том, что к познанию геологического прошлого идут через изучение современных геологических процессов, однако при этом учитывают, что в условиях поступательного и необратимого развития Земли физико-географические обстановки прошлого и сами процессы отличались от современных. Эти отличия тем значительнее, чем более удалена от нас изучаемая геологическая эпоха. Принцип актуализма особенно эффективен при изучении условий осадкообразования, так как современное осадконакопление легкодоступно для наблюдения, а эволюция осадконакопления, связанная с эволюцией физико-химических условий на поверхности Земли, протекает очень медленно. Принцип актуализма может быть широко применен при анализе тектонической истории и соответственно при выяснении эволюции рельефа (изучение современных и новейших тектонических движений позволяет понять тектонические события прошлых геологических эпох), при изучении органического мира прошлого (для расшифровки условий, в которых обитали те или иные организмы, для установления изменений физико-географической обстановки, которые в конечном итоге оказывали влияние на общий процесс эволюции и т. д.). Идею понять прошлое с помощью изучения современных процессов неосознанно использовали еще первые натуралисты.

Позднее М. В. Ломоносов в работе «О слоях земных» (50-е годы XVIII в.) впервые в законченной форме использовал принцип актуализма для геологических построений. Об этом же писал Д. Геттон в книге «Теория Земли» (1788), а обстоятельно в качестве метода этот принцип был изложен Ч. Лайелем в его «Основах геологии» (1830—1833). Поскольку геологические знания в то время были очень ограничены, Ч. Лайель понимал принцип актуализма упрощенно («настоящее — ключ к пониманию прошлого»).

Ф. Энгельс отмечал, что недостаток актуализма Лайеля заключался в следующем: он исходил из положения, что силы, действующие на Земле, постоянны и в отношении качества и в отношении количества (это положение получило название униформизма), что Земля не развивается в поступательном направлении, она просто испытывает случайные изменения. Удар униформистским идеям был нанесен работой Ч. Дарвина «Теория происхождения видов» (1859), в основе которой лежит эволюционный принцип направленности, необратимости развития органического мира. С открытием в конце XIX в. законов термодинамики физики доказали, что и неорганическая природа также развивается поступательно. В результате этого уже во второй половине XIX в. большинство естествоиспытателей отказались от униформистского понимания принципа актуализма.

Глава I. ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

Для выяснения закономерностей и условий образования горных пород необходимо знать последовательность их образования и возраст, т. е. установить их геологическую хронологию.

Различают относительный возраст горных пород, когда устанавливают, какие породы образовались раньше, а какие — позже (относительная геохронология), и абсолютный возраст пород в единицах времени (абсолютная геохронология).

Установлением возраста горных пород занимается стратиграфия (от лат. *stratum* — слой) — раздел геологии, изучающий последовательность залегания, взаимоотношения и географическое распространение слоев и толщ горных пород, слагающих земную кору. Цели стратиграфии — установление первичной последовательности залегания и возраста горных пород для отдельных участков Земли (создание региональных стратиграфических шкал), а также общей для всего земного шара геохронологической шкалы. При стратиграфических исследованиях вначале производится стратиграфическое расчленение пород и выясняется последовательность их напластования в одном каком-то районе, затем производится корреляция (от лат. *correlatio* — соотношение) геологических разрезов с разрезами в удаленных районах.

Относительный возраст осадочных горных пород устанавливается с помощью геолого-стратиграфических (стратиграфического, минералого-петрографического, или литологического, тектонического, геофизических) и биостратиграфических, или палеонтологических, методов.

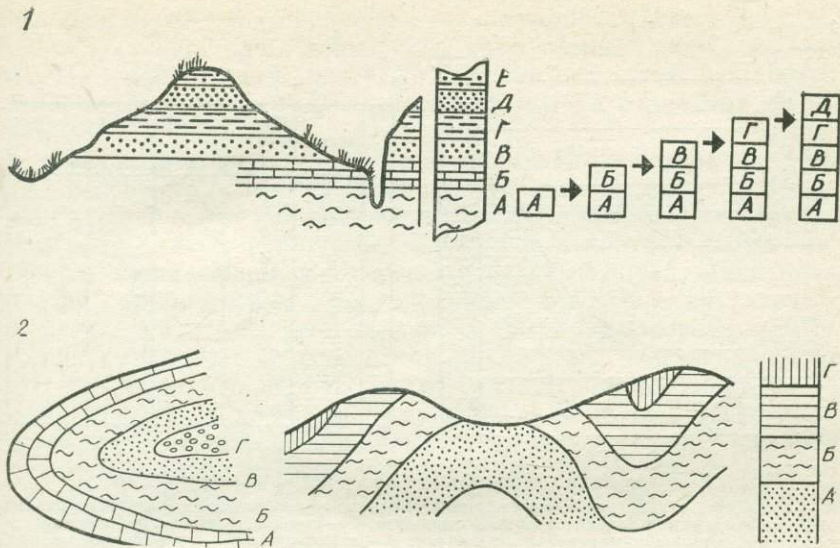


Рис. 1. Стратиграфический метод:

1 — стратиграфический разрез при горизонтальном залегании слоев; справа показана последовательность напластования; 2 — стратиграфический разрез при складчатом залегании слоев; на левом рисунке видно, что при определенных условиях более древние слои могут иногда залежать выше молодых

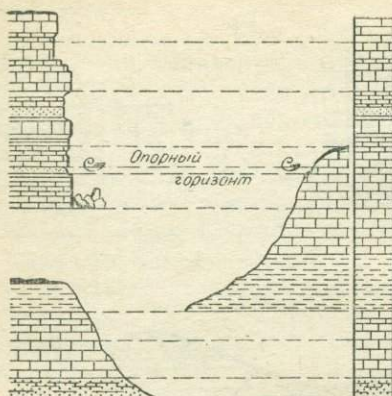
Стратиграфический метод. Суть его состоит в том, что возраст пласта при нормальном залегании слоев определяется его положением в разрезе, т. е. нижележащие пласты являются более древними и, следовательно, возраст пластов уменьшается вверх по разрезу (рис. 1).

Этот метод справедлив и в случае складчатых деформаций слоев, если слои сохраняют нормальную последовательность, но при опрокинутых складках он не может быть использован.

Минералого-петрографический, или литологический, метод основан на изучении и сравнении состава пород в разных обнажениях. При этом исходят из положения, что отложения одинакового вещественного состава, встречаемые в различных разрезах¹ на ограниченной по площади территории, могут быть одновозрастными. Этот метод обычно дополняется палеонтологическими при расчленении и корреляции «немых» (палеонтологически не охарактеризованных) отложений. Этот метод является основным. При сопоставлении разрезов различных обнажений широко пользуются опорными, или маркирующими, горизонтами, отчетливо выделяющимися среди других пород и стратиграфически выдержанными на большой площади (редкие литологические

¹ Наиболее полно последовательность слоев, или их разрез, вскрывается в естественных обнажениях по берегам рек, озер, морей, а также в карьерах.

1



2

Малонка	Номер образца	Гранат		Эпидот		Циркон	
		0	10 %	10	20 %	10	20 %
Г	1						
	2						
	3						
	4						
В	5						
	6						
	7						
Б	8						
	9						
	10						
А	11						
	12						
	13						
	14						
	15						
	16						
	17						

Рис. 2. Литологический, или минералого-петрографический, метод:

1 — построение стратиграфической колонки на основе изучения литологии пород в разных обнажениях и использование опорного горизонта; 2 — выделение стратиграфических па-чек в «неймой» толще по минеральному составу: А — цирконовая, Б — гранато-цирконовая, В — эпидотовая, Г — гранатовая (по В. М. Цейслеру)

разности, слои со специфическими включениями или с характерным типом наслоения, контакт двух толщ) (рис. 2).

Тектонический метод. Применение этого метода основано на том, что мощные процессы деформации горных пород проявляются, как правило, одновременно на больших территориях, поэтому разновозрастные толщи имеют примерно одинаковую степень дислоцированности. В истории Земли процессы осадконакопления периодически сменялись складчатостью и горообразованием.

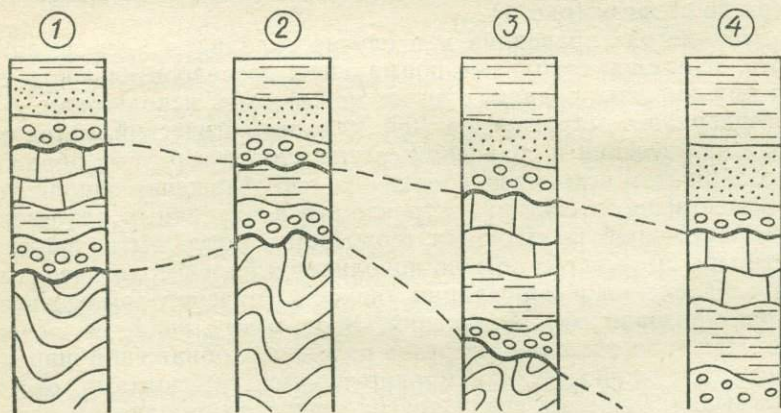


Рис. 3. Тектонический метод. Сопоставление геологических разрезов с помощью изучения степени дислоцированности толщ, разделенных угловыми несогласиями

Возникшие горные области разрушались, и на выравненную территорию вновь наступало море, на дне которого уже несогласно накапливались толщи новых осадочных горных пород. В этом случае именно различные несогласия служат теми границами, которые позволяют подразделять разрезы на отдельные толщи (рис. 3).

Сейчас тектонический метод приобрел новое содержание. Хотя в основу его положена та же идея об одновозрастности проявления тектонических деформаций на больших территориях, но при этом учитывается также цикличность колебательных движений, проявляющаяся в составе осадочных пород. Цикл начинается прибрежными мелководными отложениями (начало трансгрессии), затем накапливаются более глубоководные отложения (максимум трансгрессии), после этого вновь накапливаются мелководные породы (регрессия). Это конец цикла. Отложения одного цикла отделены от отложений другого перерывами или континентальными породами. Этот метод получил название циклического; он широко используется в сочетании с другими методами, особенно при изучении геологии угольных и нефтегазоносных бассейнов.

Геофизические методы основаны на том, что для расчленения и сопоставления отложений в геологических разрезах используют сравнение их физических характеристик: удельного электропроводления, природной радиоактивности или остаточной намагниченности горных пород и др. Так, расчленение пород (обычно в буровых скважинах) на основании измерений удельного электросопротивления горных пород и их пористости называется электрокаротажем. Гамма-каротаж представляет собой расчленение пород в скважинах на основании измерений их природной радиоактивности.

Для расчленения и сопоставления разрезов используют также палеомагнитный метод, основанный на изучении характера остаточной намагниченности различных слоев пород. Известно, что магнитное поле Земли постоянно меняется во времени как за счет быстрых перемен знака полярности (это повторяется через интервалы от полумиллиона до нескольких десятков миллионов лет), так и в результате медленных перемещений магнитных полюсов. Магнитные минералы, выпадая в осадок, располагаются в соответствии с ориентировкой магнитного поля Земли, соответствующего времени. Эта первичная ориентировка сохраняется постоянно, если только порода не подвергается нагреву выше так называемой точки Кюри ($+500^{\circ}\text{C}$) или интенсивной деформации и перекристаллизации. Поэтому при изучении строго ориентированных образцов из разных слоев можно установить направление магнитного поля Земли в момент накопления осадков. Оно будет разным в различных слоях. Следовательно, с помощью палеомагнетизма можно сопоставлять между собой отложения удаленных друг от друга разрезов.

Палеонтологические методы. Эта группа методов заключается в определении возраста горных пород с помощью изучения ископаемых организмов. Палеонтологические методы основаны на принципе поступательного развития органического мира и необратимости его эволюции, этапности смены не повторяющихся во времени комплексов организмов. Важнейшие положения палеонтологических методов сводятся к следующему:

1) для каждого комплекса осадочных образований характерны свои, присущие только этому комплексу ископаемые организмы;

2) толщи осадочных пород, имеющие одинаковый возраст и отложившиеся в одинаковых физико-географических условиях, содержат близкие ископаемые организмы;

3) вертикальный разрез осадочных пород на всех материках имеет одну и ту же последовательную смену ископаемых организмов.

Однако для определения геологического возраста слоев могут быть использованы не все ископаемые организмы, а лишь руководящие ископаемые. Руководящие ископаемые должны иметь быструю эволюцию (до 10—30 млн. лет), не-

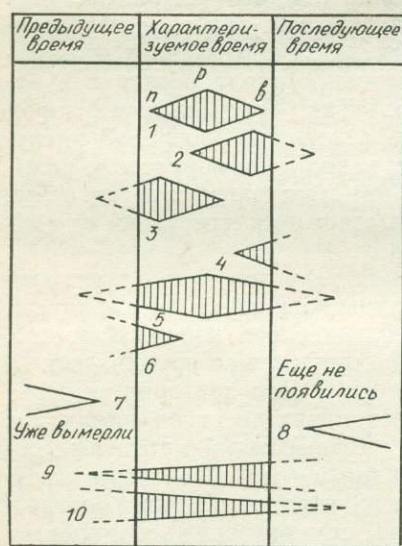


Рис. 4. Схема характеристики стратиграфических единиц (по Ю. А. Жемчужникову).

Формы: 1 — руководящая, 2, 3, 5 — характерные (контролирующие), 4 — колониальная, 6 — реликтовая, 7, 8 — уже вымершие или еще не появившиеся, 9, 10 — транзитные (восходящие и нисходящие), п — появление, р — расцвет, q — вымирание

большое вертикальное и широкое горизонтальное распространение, характерные черты, хорошую сохранность, часто встречаются. Примером руководящих ископаемых являются многие представители беспозвоночных — археоциаты, кораллы, брахиоподы, аммониты, белемниты, пластинчато-жаберные и др. Впоследствии выяснилось, что нет строгой приуроченности к определенному горизонту подавляющего большинства ископаемых. Кроме того, руководящие виды не всегда присутствуют в разрезе, а остальные окаменелости, встречаемые в комплексе ископаемых остатков, есть и в смежных интервалах разреза. Поэтому стал шире использоваться другой палеонтологический метод — метод руководящих комплексов форм. В комплексы форм входят уже многочисленные организмы. Среди

них выделяют различные по своему значению формы. Помимо руководящих, это прежде всего так называемые характерные (контролирующие) формы: одни из них появляются в пределах изучаемого времени, а исчезают уже в последующие эпохи (рис. 4); другие известны до него, но исчезают в течение изучаемого времени; третьи появляются и исчезают соответственно после него, а их расцвет совпадает с изучаемым временем. Как и руководящие, характерные формы имеют в стратиграфии определяющую роль.

Некоторые формы только появляются в самом конце данного периода. По их появлению в разрезах обычно и проводят стратиграфическую границу. Они придают данному комплексу относительно молодой облик, поэтому называются колониальными. Есть формы, которые были характерны для предыдущего времени, а в изучаемое время становятся редкими и исчезают. Это так называемые доживающие формы, суперститовые (или реликтовые). Они обычно придают более древний облик комплексу. Например, в триасовых отложениях, помимо руководящих и характерных форм, могут присутствовать реликтовые пермские формы и колониальные юрские. Большое количество форм может относиться к так называемым транзитным восходящим или нисходящим. Выделяют и рекуррентные формы, развитие которых в какой-то момент испытывает затухание, но с возобновлением благоприятных условий вновь наступает их расцвет.

Среди статистических палеонтологических методов широким распространением пользуются процентно-статистический и биометрический. При использовании первого из них определение относительного возраста изучаемого слоя производится путем подсчета процентного содержания общих видов ископаемых форм с формами эталонного разреза.

Биометрический анализ, применяемый в целях корреляции разрезов, основан на применении математической обработки результатов измерения различных признаков организмов, их относительных величин (удлиненность раковины, или отношение высоты створки к длине; выпуклость, или отношение выпуклости створки к высоте, и т. д.). По полученным данным строят кривые изменчивости.

Выделяют группу эволюционных палеонтологических методов: филогенетический¹, биогенетический и метод построения сингенетических схем. В основу первого из них положен принцип установления родственных связей между организмами. Установить родственные связи между организмами помогает биогенетический метод (сравнительно-анатомический или сравнительно-эмбриологический), когда изучается онтогенез данной формы,

¹ Филогенез — историческое развитие предков данной формы (виды рода и т. д.), онтогенез — индивидуальное развитие организма.

т. е. прослеживаются стадии развития особи от зародыша до взрослого состояния. Изучение филогении и онтогении групп животных позволяет установить появление и развитие отличительных признаков (их систематическое значение, направление изменчивости) и применить их для целей биостратиграфии.

Определение относительного возраста магматических и метаморфических пород. Все изложенные выше методы позволяют определять относительный возраст прежде всего осадочных толщ. Труднее выяснить возраст палеонтологически немых пород. К ним прежде всего относятся магматические (интрузивные и эффузивные) и метаморфические образования, относительный возраст которых определяется обычно косвенным путем.

Эффузивные породы, залегающие аналогично осадочным и размещающиеся обычно внутри последних, датируются в соответствии с их положением относительно палеонтологически охарактеризованных осадочных пород.

Относительный возраст интрузивных пород определяется по соотношению магматических пород и вмещающих осадочных толщ, возраст которых установлен. В случае, если интрузивное тело прорывает осадочные породы и выходит на дневную поверхность, оно моложе прорываемой осадочной толщи; если интрузия прорывает одну осадочную толщу и перекрывается другой, то для определения ее возраста следует учесть характер контакта интрузивного тела с перекрывающей толщей: при «горячем» контакте интрузия образовалась после накопления перекрывающей толщи; при «холодном», или трансгрессивном, интрузия образовалась до накопления перекрывающей осадочной толщи. При залегании нескольких интрузивных тел (чаще жильных) более древние образования пересекаются молодыми.

Определение возраста метаморфических пород аналогично определению относительного возраста магматических образований.

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ОСНОВЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

На основании изменений в развитии органического мира вся история Земли подразделяется на ряд геохронологических этапов (эон, эра, период и т. д., табл. 1), которым соответствуют определенные комплексы отложений (группы, системы и т. д.). В течение этих этапов развития Земли в различных районах происходил процесс либо накопления осадков, либо разрушения ранее накопленных отложений. Поэтому полный разрез, включающий все известные группы и системы в одном каком-либо месте, не известен ни в одной точке Земли. Общая стратиграфическая шкала основана на изучении реально существующих геологических разрезов в различных местах Земли.

Поэтому при геологических исследованиях практически всюду в качестве временных подразделений используют вспомога-

тельные (местные или региональные), или, как их иногда именуют, литостратиграфические подразделения, в основе выделения которых лежат особенности состава пород. Однако корреляция региональных шкал производится уже на основе палеонтологических данных, и подразделения общей хроностратиграфической шкалы являются одновременно биостратиграфическими подразделениями (табл. 1).

Таблица 1

Соотношение геохронологических и стратиграфических подразделений

Геохронологические подразделения	Стратиграфические (хроностратиграфические) подразделения	Вспомогательные, или литостратиграфические, подразделения (примерное сопоставление)	Биостратиграфические подразделения
Эон	Эонотема	—	—
Эра	Группа систем или эратема	Серия (формация) Свита (толща)	Зона
Период	Система		
Эпоха	Отдел		
Век	Ярус	Подсвита, пачка или слои, горизонт	Субзона
Время, или фаза	Зона, или горизонт		
		Пласт	

Среди стратиграфических подразделений различают две главные категории: 1) общие, или планетарные, являющиеся общими для всего земного шара, — группы, или эратемы, системы, отделы, иногда ярусы. В зависимости от местных условий используют и промежуточные подразделения: подгруппа, подотдел, подъярус, надъярус и т. д.; 2) провинциальные (в пределах отдельных палеогеографических провинций) — ярус, зона.

Вспомогательные, или литостратиграфические, подразделения являются, в сущности, третьей категорией стратиграфических подразделений, именуемой местными или региональными подразделениями. К ним относятся серия, свита, подсвита, горизонт (с географическим названием), пачка (с цифровым или буквенным обозначением), слой.

На основании эволюции органического мира вся история Земли разделена на пять крупных промежутков времени — эр, в самих названиях которых отражена общая характеристика развития органического мира:

I. Архейская (от греч. *археос* — древнейший) — древнейшая эра.

II. Протерозойская (от греч. *протерос* — первичный, *зоэ* — жизнь) — эра первичной жизни.

III. Палеозойская (от греч. *палеос* — древний) — эра древней жизни.

IV. Мезозойская (от греч. *мезос* — средний) — эра средней жизни.

V. Кайнозойская (от греч. *кайнос* — новый) — эра новой жизни.

В течение эр образовались крупные стратиграфические комплексы горных пород, названные группами (системы). В отложении групп отражаются наиболее крупные этапы в развитии Земли, своеобразии геологических отложений и органического мира, населявшего в это время Землю. На границе групп, а также в середине палеозоя наблюдаются следы крупнейших в истории Земли тектонических движений (горообразования, обширные континентальные поднятия, с которыми связаны регрессии морей, проявление бурной магматической деятельности), в результате которых резко меняются размеры, конфигурация суши и морей, рельеф земной поверхности, климат. И как следствие всего этого происходит смена органического мира. Для каждой из групп характерно присутствие в отложениях только ей присущих крупных систематических единиц (классов, семейств).

Эры иногда объединяют в надэры, или эоны (от лат. *aeon* — длительный промежуток времени), группы — в надгруппы, или эонотемы. Архейскую и протерозойскую эры объединяют в эон криптозой (от греч. *криптос* — скрытый, тайный; время скрытой жизни), а палеозой, мезозой и кайнозой — в эон фанерозой (от греч. *фанерос* — явный; время явной жизни).

В криптозое организмы редки, мелки и у них обычно не было скелетных образований.

Для фанерозоя характерно наличие огромного количества форм, обладающих твердым внутренним или внешним скелетом.

Эти два эона охватывают различные по продолжительности промежутки времени: криптозой — 4 млрд. лет, а фанерозой — 0,57 млрд. лет. Поэтому многие советские и зарубежные исследователи склонны рассматривать архейскую и протерозойскую эры в качестве самостоятельных эонов.

Каждая из трех эр фанерозоя (палеозойская, мезозойская, кайнозойская) подразделяется на геологические периоды. За исключением четвертичного, они имеют продолжительность от 25 до 70 млн. лет (при средней продолжительности немногим более 50 млн. лет). В течение геологических периодов образовались горные породы, объединяемые в системы, для которых характерны свои надсемейства и семейства фауны, роды и виды флоры.

Исторически сложилось так, что названия всех периодов и систем единой Международной геохронологической шкалы были введены в Европе, а затем распространены на территории остальных материков. Поэтому большинство названий связано с названиями географических объектов и местностей, где они были выделены (кембрийский, девонский, пермский, юрский), или

древних народностей, населявших эти местности (ордовикский, силурийский). Другие названы или по характерным для них специфическим осадочным породам (каменноугольный, меловой), или по особенностям строения толщи в районе ее выделения (триасовый), или по порядковому положению в первичной схеме подразделений (четвертичный)¹, или по степени развития органического мира (палеогеновый, неогеновый). В практике чаще всего употребляются сокращенные названия периодов и систем (кембрий, ордовик, силур, девон, карбон, пермь, триас, юра, мел, палеоген, неоген), лишь четвертичный период и четвертичная система не имеют сокращенного названия, хотя иногда и это подразделение именуют кварталом, плейстоценом или антропогеном².

Каждый из геологических периодов подразделяется на эпохи, а системы — на отделы.

Эпохи отражают крупные естественные этапы в истории земной коры, органического мира. Отделы обычно характеризуются наличием только им свойственных или типичных для них семейств и подсемейств фауны, родов и подродов флоры. Эти подразделения получают название периода (и системы), но к ним добавляют приставки для эпох — «ранняя», «средняя», «поздняя», а для отделов — «нижний», «средний», «верхний».

Эпохи подразделяют на геологические века, кратковременные отрезки истории Земли, охватывающие 8—10 млн. лет, на протяжении которых выделяют ярусы. Критерием для установления объема яруса являются данные палеонтологического анализа. Названия ярусов обычно взяты от современных или старинных географических названий областей, районов, местностей, на территории которых развиты типичные отложения данного яруса. Например, симферопольский, бахчисарайский или качинский ярусы палеогена выделены в Крыму соответственно в районе Симферополя, Бахчисарая, в долине реки Качи и т. д.

Века подразделяют на времена (фазы), охватывающие обычно сотни тысяч лет, ярусы — на зоны (горизонты).

Основными подразделениями региональных литостратиграфических шкал являются серии и свиты.

¹ В 1759 г. итальянский ученый Ардуино подразделил все породы Земли на первичные, вторичные, третичные и четвертичные. Впоследствии первичные породы были выделены как докембрийские, вторичные — как палеозойско-мезозойские, третичные — палеоген-неогеновые. Как остаток этой старой схемы Ардуино сохраняется название четвертичный период (система).

² В 1922 г. академик А. П. Павлов предложил для четвертичного периода название антропогеновый, подчеркнув, что формирование человека и человеческого общества происходило именно в течение этого периода (от греч. *антропос* — человек). Ввиду того что теперь длительность четвертичного периода определяется в 1,7—2 млн. лет, а происхождение гоминид датируется временем около 3 млн. лет, название антропогеновый период используется лишь частью советских геологов, причем в это понятие обычно включают, кроме четвертичного периода, и часть позднего плиоцена.

Серия — наиболее крупная единица региональной шкалы — охватывает мощную и сложную по составу толщу осадочных, вулканогенных или метаморфических образований (а иногда и их совокупность). Часто соответствует единому крупному циклу в развитии региона, как правило отделу, но может быть больше (до системы и даже группы); имеет собственное географическое название, обычно выделяется по тектоническому принципу. Серия делится на свиты.

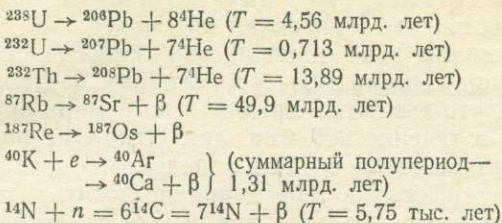
Свита — основная единица в местной вспомогательной шкале, выделяется преимущественно по литолого-петрографическим признакам. Как правило, свита включает сходные между собой породы. Она соответствует части яруса, ярусу, иногда нескольким ярусам. Имеет собственное географическое название, часто подразделяется на подсвиты.

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Если относительная геохронология позволяет определять последовательность образования горных пород, то их возраст в единицах времени определяет абсолютная геохронология. Определение абсолютного возраста необходимо для корреляции и сопоставления биостратиграфических подразделений различных районов, а также для установления возраста и корреляции отложений биостратиграфически не охарактеризованных (палеонтологически «немых») фанерозойских и докембрийских пород.

Методы ядерной, или изотопной, геохронологии. Эти методы в настоящее время являются наиболее точными для определения абсолютного возраста горных пород. В их основе лежит явление самопроизвольного превращения радиоактивного изотопа одного элемента в стабильный изотоп другого. Суть методов ядерной геохронологии заключается в определении соотношения между количеством радиоактивных элементов и количеством устойчивых продуктов их распада в горной породе. Скорость распада радиоактивных изотопов принято считать величиной постоянной, не зависящей от внешних условий. Зная скорость распада определяемого радиоактивного изотопа, количество оставшихся в минерале радиоактивных изотопов и образовавшихся стабильных изотопов, вычисляют время, прошедшее с момента образования данного минерала (а следовательно, часто и породы, в состав которой входит этот минерал). Например, если период полураспада радия составляет 1590 лет, то из 1 млн. атомов радия через 1590 лет распадутся 500 тыс. атомов; через следующие 1590 лет распадутся еще 250 тыс. атомов и т. д. Полный же распад элемента происходит за время, примерно в 10 раз превосходящее период полураспада.

Для определения абсолютного возраста используют следующие виды радиоактивного распада (в скобках указаны периоды полураспада):



Разработано большое число методов определения абсолютного возраста, основанных на радиоактивном распаде элементов,— свинцовый, калиево-аргоновый, рубидиево-стронциевый, радиоуглеродный и др. В качестве примера рассмотрим свинцовый метод. При его применении используют радиоактивные минералы, содержащие более 1% урана и тория (уранинит, циркон, монацит, сфен, гранаты, магнетит и др.), встречающиеся преимущественно в магматических породах в основном кислого состава, иногда в метаморфических. Во всех случаях установленный в минерале свинец является радиогенным. В лабораторных условиях определяется количество оставшегося урана и образовавшегося свинца. С помощью этих данных вычисляют возраст данного минерала. Например, при распаде 1 г ${}^{238}\text{U}$ за год получается $9 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 {}^4\text{He}$ или $74 \cdot 10^{-9} \text{ г } {}^{206}\text{Pb}$. По этим данным можно определить возраст породы, используя следующую формулу:

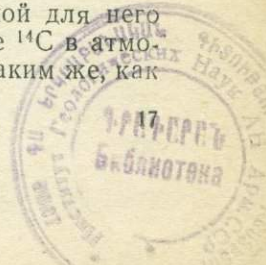
$$t = \frac{\text{Pb}}{\text{U} \cdot 7,4 \cdot 10^{-9}} \text{ лет (по свинцу)}$$

или

$$t = \frac{\text{He}}{\text{U} \cdot 9 \cdot 10^{-6}} \text{ лет (по гелию),}$$

где t —возраст породы, Pb—количество граммов свинца, He—количество кубических сантиметров гелия, U—количество граммов урана, сохранившихся в породе.

Возраст наиболее молодых отложений определяют радиоуглеродным методом. Метод основан на том, что в верхних слоях атмосферы нейтроны под воздействием космических лучей на ${}^{14}\text{N}$ превращают его в изотопы ${}^{14}\text{C}$. Последние смешиваются с атмосферным и океаническим углеродом (${}^{12}\text{C}$ ${}^{13}\text{C}$; теперь ${}^{12}\text{C} = 98,9\%$, ${}^{13}\text{C} = 1,1\%$, ${}^{14}\text{C} < 10^{-10}\%$) усваиваются растениями и другими организмами. После отмирания организмов обмен с атмосферой прекращается и идет сокращение содержания ${}^{14}\text{C}$ за счет его распада и превращения снова в азот с определенной для него скоростью. При этом предполагается, что содержание ${}^{14}\text{C}$ в атмосфере или морской воде в прошлом было примерно таким же, как



3380

и сейчас. В связи с небольшим периодом полураспада ^{14}C радиоуглеродный метод позволяет производить датировки до 40—60 тыс. лет, однако наиболее точные результаты получаются в пределах до 3—5 тыс. лет; при 7 тыс. лет ошибка может быть уже до 10%. Метод широко применяют археологи.

Еще в прошлом веке большинство геологов оценивало длительность истории Земли в 20—100 млн. лет. Ч. Дарвин и Ч. Лайель полагали, что эволюция органического мира осуществлялась не менее чем в течение 200 млн. лет. Открытие радиоактивного распада и использование его для определения возраста пород позволили Э. Резерфорду в 1905 г. предположить, что содержание в одном из минералов гелия и урана уже свидетельствует о его возрасте в 500 млн. лет. В дальнейшем оценка возраста Земли была увеличена почти в 10 раз. Первая в мире шкала абсолютного возраста, увязанная с относительной геохронологией, была опубликована в 1947 г. английским геологом А. Холмсом.

В СССР и других странах к настоящему времени накоплен огромный фактический материал, позволивший составить единую шкалу абсолютной геохронологии. В СССР создана специальная Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении наук о Земле АН СССР. Последняя шкала была принята комиссией в 1964 г., а в 1975 г. опубликованы уточнения к этой шкале (табл. 2).

Изучение изотопных соотношений свинца (радиогенных ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb и стабильного ^{204}Pb) и допущение, что весь ^{207}Pb в современном свинце имеет радиогенное происхождение, позволяют определить возраст Земли в 4,6 млрд. лет. Этот возраст является ныне общепризнанным.

Нерадиологические методы определения абсолютного возраста горных пород. Эти методы значительно уступают по точности методам ядерной геохронологии. Однако исследования в этом направлении ведутся и могут дать интересные результаты.

Соляной метод был применен для определения возраста Мирового океана. Основан он на том, что если воды первичного океана были пресными, то, зная, сколько солей содержится сейчас в водах Мирового океана ($155 \cdot 10^{13}$ т) и каков ежегодный приток солей с суши реками ($16 \cdot 10^7$ т), можно определить время существования океана. Эти расчеты показали, что возраст океана 97 млн. лет. Результат явно заниженный, потому что при расчетах не учитывается цикличность в накоплении и размыве соляных отложений. Кроме того, неизвестно первоначальное количество воды в океане, неизвестна исходная соленость его и т. д.

Седиментационный метод основан на изучении осадочных пород в морях. При расчетах учитываются количества минеральных веществ, ежегодно сносимых в моря и отлагаемых на территории шельфов или в приконтинентальных зонах морей. Зная объем и мощность морских отложений в земной коре в от-

Геохронологическая шкала (по данным 1964 г.
 с некоторыми изменениями)

Эон	Эра, длительность, в млн. лет	Период, нижняя граница, в млн. лет	Индекс периода	Длительность периода, в млн. лет
Фанерозой	Кайнозойская <i>KZ</i> , 67 — 70 (66)	Четвертичный, 1,7 — 2,0	<i>Q</i>	1,7 — 2,0
		Неогеновый, 26 ± 1	<i>N</i>	25 (24)
		Палеогеновый, 67 ± 3	P	41 (41)
	Мезозойская <i>MZ</i> , 165 — 170 (169)	Меловой, 137 ± 5	<i>K</i>	70 (66)
		Юрский, 195 ± 5	<i>J</i>	55 — 58 (53)
		Триасовый, 230 ± 10	<i>T</i>	40 — 45 (50)
	Палеозойская, <i>PZ</i> , 310 — 385 (335)	Пермский, 285 ± 10	<i>P</i>	45 (45)
		Каменноугольный, 350 ± 10	<i>C</i>	65 — 70 (65)
		Девонский, 405 ± 10	<i>D</i>	55 — 60 (55)
		Силурийский, 440 ± 15	<i>S</i>	30 — 35 (35)
		Ордовикский, 500 ± 15	<i>O</i>	60 — 70 (55)
		Кембрийский, 570 ± 30	<i>Є</i>	70 — 80 (80)
Криптозой	Протерозойская, <i>PR</i> , около 2 000 (2030)	2600 ± 100		
	Архейская, <i>AR</i> , 1500 — 2000 (1900)	4500 ± 100		

Примечание: В скобках приведена уточненная в последние годы датировка, опубликованная в работе Г. А. Афанасьева и С. И. Зыкова (1975).

дельных системах, можно вычислить продолжительность их накопления. Метод не дает точных результатов, так как не учитывается, что в разные геологические периоды скорость накопления осадков была различной.

Биологический метод базируется на представлении о приблизительно равномерном развитии органического мира. За исходную цифру взята продолжительность четвертичного периода (1,7—2 млн. лет).

Определенный интерес представляет метод подсчета слоев ленточных глин (озерно-ледниковых образований), накапливающихся на периферии тающих ледников. Ленточные глины — это наборы слоев мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Глинистые осадки откладываются зимой (когда ледник не тает и в осадок постепенно выпадают глинистые частицы, находящиеся в приледниковом бассейне во взвешенном состоянии), а песчаные — весной и летом (из мутных потоков талых ледниковых и снежных вод). Каждая пара слоев, таким образом, результат годового накопления осадков в приледниковом бассейне. К. К. Маркову (1927, 1931) этим методом удалось установить, что последний ледник отступил (стаял) в Прибалтике около 12 тыс. лет назад. Метод точен, но применим в ограниченных масштабах и только в областях развития древних оледенений.

Глава II. ЭВОЛЮЦИОННАЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПАЛЕОЭКОЛОГИИ

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ

Предмет палеонтологии и принятая в ней систематика. Палеонтология (от греч. *palaios* — древний, *ontos* — существо, *logos* — понятие, учение) — наука, изучающая органический мир прошлых геологических эпох (доисторических, древнее 5—6 тыс. лет) и закономерности его эволюционного развития. Материалом для палеонтологии служат любые сохранившиеся в слоях земной коры остатки организмов или следы их жизнедеятельности.

Палеонтология подразделяется на палеозоологию и палеоботанику. Палеозоология подразделяется на палеозоологию беспозвоночных и палеозоологию позвоночных.

Палеонтология очень тесно связана с биологией, изучающей современный органический мир. Современная биология в соответствии с методом актуализма помогает расшифровывать строение и образ жизни древних организмов, в то время как палеонтология помогает биологии восстанавливать филогению, происхождение ныне живущих организмов.

Палеонтология тесно связана и с геологией. Она позволяет расшифровывать как возраст осадочных отложений, вмещающих ископаемые остатки, так и физико-географические условия времени их накопления.

Наука о классификации современных и вымерших организмов называется систематикой или таксономией. В настоящее время принята естественная, или филогенетическая, систематика, в которой организмы объединяются по степени их родства и общности происхождения.

Наиболее важная элементарная систематическая группа — вид. Это совокупность особей, сходных в деталях как внутреннего, так и внешнего строения, происходящих от общего видового предка в пределах одной биогеографической области и характеризующихся общностью систематических признаков. Основными критериями вида в эволюции являются генетическое единство и его полная в природных условиях изоляция от других видов. Вид — не абсолютно постоянная категория, он отражает определенный этап в процессе эволюции организмов, это одно из звеньев в цепи исторического развития живой природы. Образование нового вида и обособление его от уже существующего вызывается изменением отношения организмов к изменившимся условиям среды обитания. В результате идет преобразование наследственной структуры предыдущего вида¹. Возникновение новых видов на основе предковых форм — наиболее важная ступень в общей эволюции органического мира.

Виды объединяются в роды, роды — в семейства (в палеоботанике — порядки), семейства — в отряды, отряды — в классы, классы — в типы, типы — в царства. Иногда используются и промежуточные подразделения: подвид, подрод, надрод, подсемейство, надсемейство, подотряд, надотряд, подкласс, надкласс, подтип, надтип.

Основатель научной систематики органического мира К. Линней ввел бинарную (двойную) номенклатуру видов. Каждый вид получил двойное латинское название: первое слово означает род, второе — вид, далее следует фамилия автора или авторов (описавшего или установившего вид). Например, в видовом названии современного человека *Homo sapiens* L. первое слово в переводе означает «человек», второе — разумный, третье — принятое сокращение фамилии К. Линнея. Род *Homo* входит в се-

¹ В палеонтологии, в отличие от зоологии и ботаники, материал рассматривается не только в пространстве, но и во времени. Поэтому разграничение форм видового ранга в палеонтологии сегодня возможно лишь во временных последовательных интервалах на основе бросающихся в глаза только морфологических изменений. В связи с этим мы не можем с точностью определить, например, генетическое единство или существование изоляции данного вида от других видов. Поэтому в палеонтологии понятие «вид», обозначающее определенный отрезок филогенетического ствола, иногда заменяют понятием «фратрия» (филум).

мейство *Hominidae* (людей), отряд *Primates* (приматы), класс *Mammalia* (млекопитающие), тип *Chordata* (хордовые).

Названия видов и подвидов пишутся со строчной буквы, названия всех вышестоящих таксонов — с прописной. В том случае, если невозможно применить филогенетическую классификацию, используется искусственная систематика, в которой организмы группируются по внешним сходным признакам (например, по отдельным частям организмов). По этим признакам они получают видовые и родовые названия, а иногда наименования более высоких таксонов (паратаксонов, не подчиняющихся правилам биологической номенклатуры).

Палеонтология и проблемы эволюции. Эволюция органического мира — это поступательное направленное развитие живых организмов от простых форм к более сложным, заключающееся в образовании новых видов организмов в процессе естественного отбора. Идею эволюции живых организмов впервые выдвинул французский ученый Ж. Б. Ламарк (1809). Основным положением своей теории эволюции он считал способность потомков наследовать приобретенные предками признаки. Изменчивость, полагал Ламарк, связана с деятельностью органов: употребляемый орган развивается, неупотребляемый перестает развиваться, деградирует и атрофируется (первый закон Ламарка). Изменение внешних условий вызывает смену потребностей, а это, в свою очередь, изменение органов; все, что было приобретено или изменилось в течение индивидуальной жизни, сохраняется благодаря наследственности и передается потомству (второй закон Ламарка).

Ж. Б. Ламарк верно понимал принцип эволюции органического мира, но вопрос о ее движущей силе решался им механистически.

Большой вклад в развитие учения об эволюции внес Ч. Дарвин (1859). Ученый разработал теорию естественного отбора, базирующегося на следующих свойствах организмов: 1) избыточное воспроизведение потомства, 2) наследственная изменчивость потомства, 3) борьба живых организмов за существование и выживание наиболее приспособленных организмов. Эта теория правильно объясняла, что движущей силой эволюции является наследственная изменчивость.

Чешский ученый Г. Мендель (1865) внес поправки в учение Ч. Дарвина: 1) материалом для естественного отбора служат только наследуемые изменения в живых организмах; 2) зарождающиеся виды живых организмов могут сформироваться лишь в результате географической и генетической изоляции, предотвращающей их скрещивание с другими формами.

Голландский ботаник Г. де Фриз (1901) предложил мутационную теорию, согласно которой мутации (внезапные изменения) в наследственных признаках могут привести к появлению особей, отличных от родителей. Если отличительные признаки

устойчивы и способствуют выживанию организма, они закрепляются в потомстве.

В то же время наряду с наследуемой изменчивостью наблюдается изменчивость ненаследуемая, или модификационная. Модификации форм внутри вида возникают у всех организмов как отклик на изменение факторов внешней среды обитания (изменение температуры, влажности, света и пр.). Эти изменения обратимы, они не передаются по наследству и исчезают, если перестают действовать условия, их вызвавшие. Потомству передаются только изменения, возникающие в генах, или хромосомах. Они и вызывают мутации организмов.

В результате мутации могут возникать жизненно важные признаки организмов. Они и будут способствовать прогрессу и расцвету вида. Но иногда возникают признаки бесполезные и даже вредные в данной экологической обстановке. Тогда эти признаки исчезают, а в том случае, если они приносят вред организму, являются одной из причин вымирания вида.

Иногда в результате мутаций случайно появляются признаки, не имеющие при своем появлении приспособительного значения, но позволяющие виду сменить среду обитания. Это явление называется преадаптацией (от лат. *prea* — перед, впереди; *adaptio* — приспособление). В широком смысле преадаптация — различные особенности организма предка, делающие более жизнеспособным его потомство при смене условий среды обитания. Примером преадаптации может быть процесс завоевания позвоночными суши. В результате мутации девонских рыб, обитавших во внутренних водоемах материков, появились примитивные легкие и сформировались удлинненные плавники. Эти приспособления могли оказаться малополезными, если бы животные вели прежний образ жизни. Но в условиях пересыхающих водоемов в девонском периоде они смогли дышать атмосферным кислородом и передвигаться с помощью мускулистых плавников.

В процессе эволюции происходит дифференциация частей и органов, которые специализируются на выполнении определенных функций. В. О. Ковалевский (1873, 1875) на примере позвоночных установил закон об адаптивной и инадаптивной редукции. Редукция — уменьшение размеров органов или тканей, упрощение их строения и нередко утрата ими функций в течение индивидуального или исторического развития организмов. Примером может служить редукция скелета конечностей у копытных, выражающаяся в уменьшении и исчезновении боковых пальцев, пястных и плюневых костей. Адаптивная редукция приводит к глубоким изменениям в строении отдельных органов и организма в целом, и животное приобретает организацию, более удобную для существования. Инадаптивная редукция — мелкие изменения, при которых практически наследуются черты строения предковой формы.

Процесс эволюции разнообразен и идет тремя различными путями. Главнейшим среди них является дивергенция (от лат. *divergentio* — расхождение) — расхождение признаков в процессе развития форм, имевших общего предка. Дивергенция любой группы организмов ведет к специализации отдельных ее представителей.

При этом сходство форм объясняется особенностью происхождения, различия — приспособлением к разным условиям обитания.

Любая эволюционная ветвь может служить примером дивергентного развития.

Вместо термина «дивергенция» В. О. Ковалевский (1873) предложил термин «радиация», а Г. Осборн — «адаптивная радиация», полнее отражающий суть самого явления. Адаптивная радиация (от лат. *radiatio* — излучение, расхождение лучами) выражается в расхождении признаков в данной группе организмов по самым разнообразным направлениям в зависимости от приспособления к различным условиям существования.

В целом развитие органической жизни носило адаптивный характер, поскольку организмы приспосабливались к окружающей их среде обитания.

Развитие не всегда идет по дивергентному пути. Иногда в сходных условиях различные организмы приобретают сходные признаки. Такое явление носит название конвергенции (от лат. *convergentio* — схождение). Например, сходное строение тела у акулы (рыба), ихтиозавра (пресмыкающееся), дельфина (млекопитающее), лап у крота и сумчатого австралийского крота и т. д.

Иногда родственные организмы в сходных условиях развития приобретают сходные признаки. Такое явление называется параллелизмом. Например, у двоякодышащих рыб и амфибий параллельно развивается сердце и кровеносная система.

Индивидуальное развитие живого существа — онтогенез — следует рассматривать в единстве с филогенией (историческим развитием данного вида, рода, семейства и т. д.). В процессе развития групп организмов происходит перестройка онтогенезов, поэтому филогенез — это исторический ряд онтогенезов.

В общем плане можно выделить следующие основные стадии эволюционного процесса (по А. Н. Северцеву):

1. Биологический прогресс, или ароморфоз, — получение организмом преимуществ общего порядка. В результате биологического прогресса организм в своем развитии поднимается на более высокий уровень, возрастает его приспособленность к среде обитания, расширяются рамки этой среды, быстро увеличивается численность особей. Ароморфоз, например, наблюдается в истоках эволюции млекопитающих, жизнедеятельность которых возросла с приобретением постоянной температуры тела, волосяного покрова, прогрессивного развития легких и кровеносной

системы, а усовершенствование органов чувств, нервной системы и головного мозга обеспечили млекопитающим господство на суше и жизнь в водных бассейнах.

2. Биологическая стабилизация, или идиоадаптация (обычно наблюдается после ароморфоза),— приспособление организмов к разнообразным условиям среды обитания, не сопровождающееся усложнением их организации. Развитие по этому пути может идти неограниченно долго, численность сохраняется на одном уровне, но получение тем или иным организмом какого-либо преимущества может быстро увести его на путь биологического прогресса.

3. Биологический регресс, или катаморфоз (дегенерация, по А. Н. Северцову),— упрощение организации, переход к более простым взаимоотношениям со средой, снижение приспособительных возможностей организмов, уменьшение численности, приближение к вымиранию. Упрощение организации часто связано с упрощением условий существования, например при переходе от активного движения к сидячей жизни. Но и во время регресса, связанного со специализацией, иногда организмы получают некоторые преимущества в борьбе за существование. Такая специализация, или частный прогресс, практически малоотличима от биологической стабилизации, так как общий уровень организации индивида остается неизменным.

Развитие органического мира в силу естественного отбора идет по пути смены приспособлений к меняющимся условиям внешней среды. Виды развиваются вначале прогрессивно (происходит адаптация общего значения), затем наступает стадия биологической стабилизации (расширяются ареалы распространения процветающих видов), появляются узкоспециализированные или увеличенные формы. Позднее наступает регресс, в конечном счете ведущий к вымиранию вида.

Вымирание и естественный отбор сопровождают друг друга. Увеличение численности любого вида в процессе индивидуального развития постоянно задерживается различными причинами: изменением условий среды обитания, включая космические факторы (увеличение космической радиации и др.), конкуренцией между новыми и старыми видами. Вымирание вида— процесс более длительный, чем его образование. Замечено, что ветви, быстро расцветающие и быстро специализирующиеся, вымирают быстрее, чем универсально приспособляющиеся. Каждая филогенетическая ветвь начинается с малых форм, а в процессе эволюции достигает крупных размеров (закон роста). Причем максимальная величина организмов (гигантизм) знаменует начало вымирания вида, например юрско-меловые рептилии. Можно предположить, что гигантизм обычно связан с особенно благоприятными внешними условиями, что, возможно, вызвано узкой специализацией организмов. Однако специализированные формы плохо выносят изменения условий существования.

СОХРАННОСТЬ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ

Для сохранения организмов в ископаемом состоянии необходимо, чтобы они имели твердые, прочные части скелета (внешнего или внутреннего); их остатки быстро покрывались защитной средой, т. е. осадками, предохраняющими от разрушения. Именно поэтому морские организмы обычно лучше, чем наземные, сохраняются в ископаемом состоянии. Большинство морских моллюсков имеют твердую раковину и живут в иле или песке. После гибели их быстро покрывают осадки. Организмы с хрупким строением (например, бабочки) почти не сохранились в ископаемом состоянии. Иногда в ископаемом состоянии встречаются организмы без твердого скелета, но обитавшие в благоприятных для захоронения условиях (например, медузы) или имевшие твердый скелет, но не живущие в благоприятной для захоронения среде (птицы).

Таким образом, в ископаемом состоянии сохраняется лишь небольшая часть когда-то живших организмов, т. е. имеет место неполнота геологической (палеонтологической) летописи, в результате чего выпадают промежуточные звенья в цепочке эволюции органического мира и затрудняется восстановление его родословного древа.

Обычно после смерти большинство организмов на суше при свободном доступе воздуха подвергаются разложению, полностью разрушаются и исчезают бесследно. Однако при определенных условиях разложение могут заменить иные процессы — обугливание, окаменение, замораживание, сохранение в биологически инертных веществах.

Обугливание — процесс изменения животных и растительных тканей, сопровождающийся потерей водорода и кислорода и обогащением углеродом.

Обугливание при определенных условиях подвергаются и хитиновые (рогообразные) покровы, скелеты животных — ракообразных, насекомых, граптолитов.

Окаменение — процесс замещения органических веществ погребенных организмов или пропитывание их тел минеральными веществами, растворенными в воде (карбонатами, кремнеземом, фосфатами, сернистыми или кислородными соединениями железа и др.).

Животные, жившие в ледниковые эпохи вблизи ледников, при попадании в лед или замерзающие озера, подвергались замораживанию и сохранились в ископаемом состоянии до наших дней. Организмы сохраняются также в асфальте (известны находки хорошо сохранившихся млекопитающих в асфальтовых озерах Южной Калифорнии) и янтаре (насекомые), потому что асфальт и янтарь — биологически инертные вещества, и остатки растений и животных, попавшие в них, хорошо защищены от воздействия разрушающих агентов.

Выделяют 4 типа сохранности органических остатков:

1. Несущественно измененные остатки. Здесь возможны два случая: а) полностью сохраняются устойчивые органические образования, например пыльца, споры, кутикулы растений, мумии, животные, погребенные в вечной мерзлоте, асфальте и янтаре; б) сохраняются неизменные скелетные образования — скелеты кремниевые, кальцитовые, арагонитовые и др.

2. Существенно измененные остатки. Также возможны два случая: а) органическое вещество замещается минеральным, т. е. кремнеземом, кальцитом, арагонитом или окислами железа, в результате чего образуются псевдоморфозы (например, кремневые псевдоморфозы деревьев, на срезах которых наблюдаются детали внутреннего строения); б) скелетные образования замещаются минеральным веществом (например, карбонатные раковинки замещаются пиритом, кремнеземом, стронцианитом, кости позвоночных — карбонатами, фосфатами).

3. Ядра и отпечатки. Иногда минеральный материал (ил, глина и пр.) при разложении мягких тканей заполняет внутреннюю часть организма, например, моллюска; после растворения самой раковины этот материал остается в форме окаменевшего внутреннего ядра. Иногда образуется слепок вокруг раковины — внешнее или наружное ядро.

В ископаемом состоянии сохраняются отпечатки раковин, листьев, тканей медуз, насекомых и пр.

4. Следы жизнедеятельности организмов: передвижения наземных позвоночных, червей, моллюсков, членистоногих и др., сверления и зарывания червей, моллюсков и т. д.

ОРГАНИЗМ И СРЕДА

Палеоэкология, экосистема. Особая сфера Земли, населенная живыми организмами и охватывающая нижнюю часть атмосферы, гидросферу и верхнюю часть литосферы, называется биосферой. Она качественно отличается от иных сфер Земли, так как в ее пределах проявляется геологическая деятельность живых существ — растений, животных, микроорганизмов, а на последнем этапе — человека.

При оценке планетарной роли живых существ в отдельные геологические периоды необходимо рассматривать как единое целое совокупность количества органического вещества всех живых существ Земли. По В. И. Вернадскому, это живое вещество Земли. В настоящее время оно составляет около 300 млрд. т.

Организм живет в определенных условиях, которые называются средой обитания. Среда характеризуется определенными физико-химическими и биотическими (биологическими) условиями. К первым, например, относятся среда обитания (воздушная, водная), температура, химизм вод, глубина (если это водоем), особенности осадконакопления, высота и характер рельефа, клима-

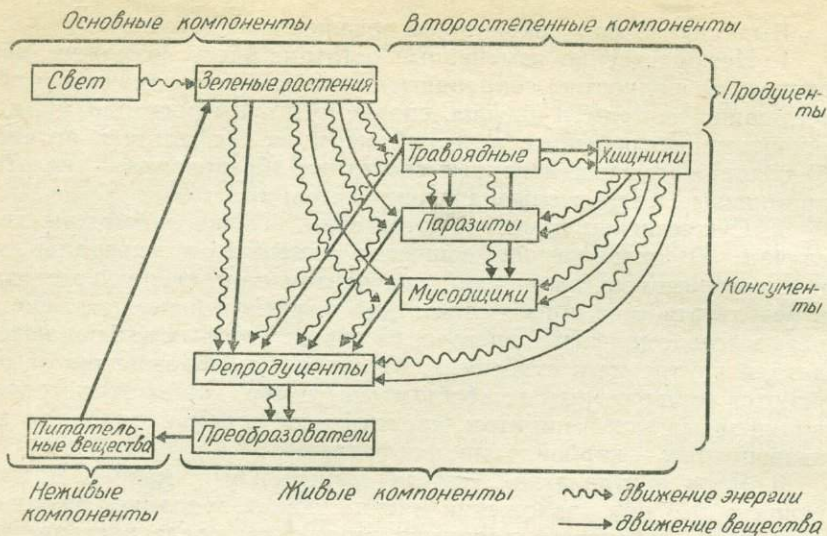


Рис. 5. Схема потоков вещества и энергии в типичной экосистеме

тические условия (если это суша) и т. д. Биотические условия — это влияние рядом живущих организмов.

Группировки живых организмов, которые населяют участок суши или водоема, характеризующийся определенным сочетанием физико-химических и биотических условий, называются сообществами организмов этого участка, или биоценозом. Природный комплекс, образованный живыми организмами (биоценоз) и средой их обитания, связанными между собой обменом веществ и энергии, называется экосистемой.

Организмы, составляющие биоценозы, по-разному реагируют на колебания различных факторов среды — солёности, глубины, температуры, давления, света, климатических условий. Одни могут существовать в условиях широких колебаний параметров среды; другие не переносят и незначительные их изменения. Поэтому все организмы соответственно делятся на две группы по своей «терпимости» к изменению среды: не выдерживающие значительных изменений и выдерживающие эти изменения в широких пределах. Для обозначения первых употребляют приставку стено- (от греч. *stenos* — узкий), вторых — приставку эври- (от греч. *eurus* — широкий). Например, по отношению к солёности организмы могут быть стеногалинные и эвригалинные; к температуре — стенотермные и эвритермные; к глубине водоема — стенобатные и эврибатные; к свету — стенофотные и эврифотные; к виду пищи — стенофаги, эврифаги.

По отношению к участку среды обитания в целом с его физическими условиями (биотопу) выделяют стенотопные и эври-

топные организмы. Изучением условий обитания живых организмов и их взаимоотношений со средой занимается наука экология (от греч. *oikos* — дом и *logos* — учение). Отношения между организмами и средой в геологическом прошлом изучает палеоэкология. Палеоэкология может дать значительную, хотя и неполную информацию о физико-географических условиях на Земле в прошлые геологические периоды. Условия, в которые попадают организмы во время гибели или после нее, часто не совпадают с условиями, в которых они обитали (например, остатки наземных позвоночных часто находят в отложениях болот или речных дельт, где эти животные погибли или куда были занесены после смерти), и это надо учитывать. Поэтому в ископаемом состоянии сообщества организмов являются, как правило, не биоценозами, а ориктоценозами (от греч. *oriktos* — ископаемое) — сообществами окаменелостей. Они во многом отличаются от биоценозов, так как часть видов биоценоза могла не войти в ориктоценоз вследствие неблагоприятных условий захоронения их остатков; в ориктоценоз могли попасть и случайные формы, жившие в составе иных сообществ. Наиболее верные представления о физико-географических условиях прошлого могут быть получены путем анализа комплекса ископаемых форм, входящих в палеобиоценоз (ориктоценоз минус случайные формы).

При изучении палеонтологических остатков выясняют: 1) состав палеобиоценозов (или ориктоценозов), соотношение отдельных биогрупп; 2) форму, размеры и толщину раковин и скелетов; 3) скульптурные особенности раковин; 4) степень сохранности и сглаженности скелетов и их частей, ориентировку и сортировку их остатков в горной породе; 5) площадное распространение палеобиоценозов и составляющих их организмов. Таким образом выясняется целостная картина природного облика определенной территории.

В течение всей истории своего развития органический мир в различных оболочках Земли распределялся крайне неравномерно. В докембрии на суше вообще не существовало органического мира, а растительный мир в морях был иным, чем в настоящее время. В палеозое органический мир суши был намного беднее, чем в морях, и т. д.

Условия обитания организмов в морях. Водная среда (океаны, моря) благоприятна для органической жизни. Вода теплее, хорошая растворитель, легкопроницаема для активно перемещающихся животных. Важное значение в качестве продуцентов имеют водоросли и некоторые виды бактерий. Водоросли трансформируют световую энергию в химическую, они в условиях водной среды получают большое количество минеральных веществ. Организмы, живущие на дне океанов, называются бентосными (от греч. *benthos* — глубина; дно океана носит название «бенталь»), а населяющие толщу воды — пелагиальными (от греч. *pelagos* — море; водная масса океана называется пелагиалью).

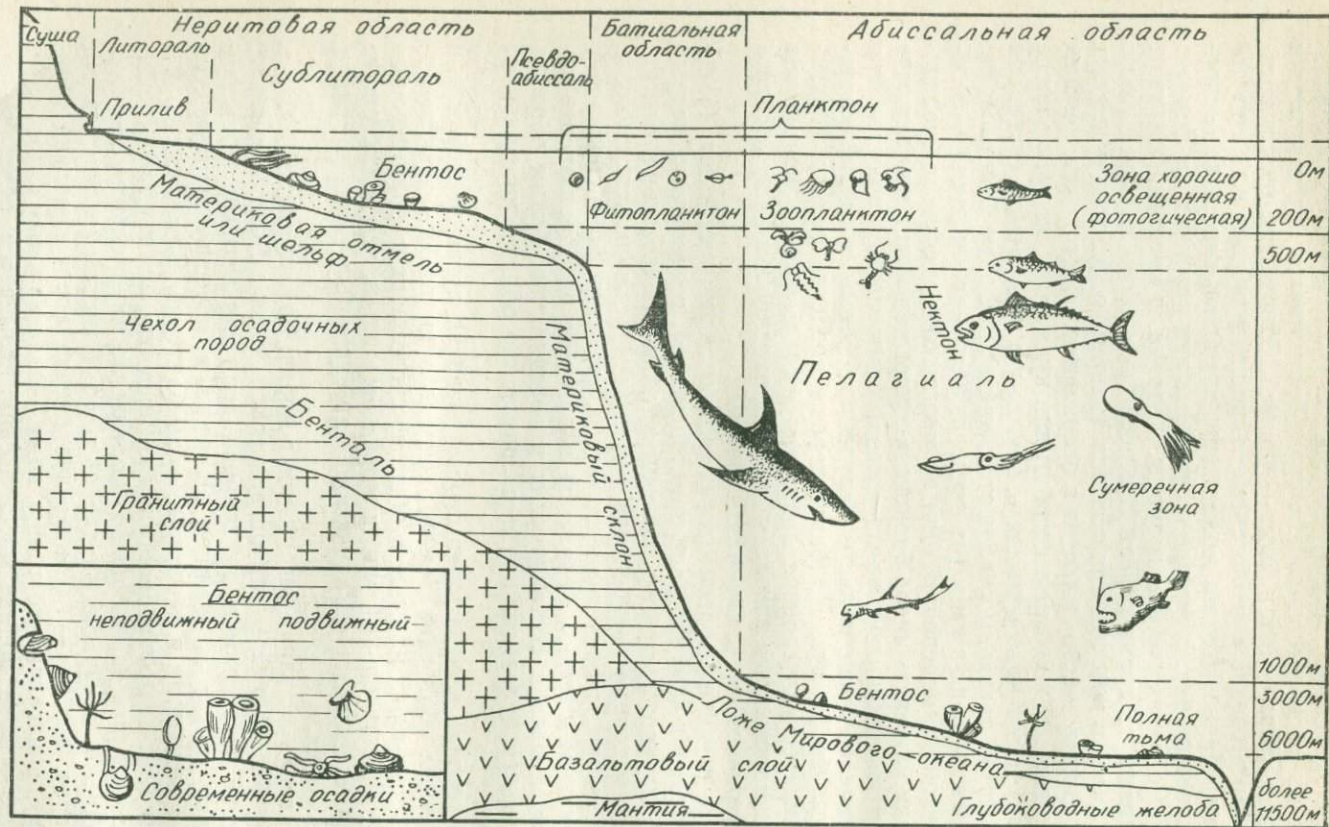


Рис. 6. Схематический профиль морского дна и биомические зоны моря (по В. В. Друшицу)

В пределах бентали выделяют неритовую, батиальную и абиссальную области (рис. 6). Неритовая область подразделяется на литораль (глубина до 5—20 м), сублитораль (до 200 м) и псевдоабиссаль (до 500 м). В пределах литорали, или зоны морского побережья, покрываемой водой во время приливов и высыхающей во время отливов, где наблюдаются сильные волнения воды, много света, кислорода, жизнь обильна и разнообразна.

Среди растений преобладают бурые водоросли; среди животных — простейшие, моллюски, кишечнополостные, черви, ракообразные и др. (преобладают формы прикрепляющиеся, присасывающиеся, зарывающиеся в грунт). В области сублиторали, где постоянное движение воды (волнение перемешивает всю толщу воды), хороший газообмен, изменчивая температура, хорошее освещение (солнечный свет достигает дна), обитает основная часть донных организмов; среди растений — зеленые, бурые и красные водоросли; среди животных — двусторчатые моллюски, черви, ракообразные, губки, мшанки и др. В псевдоабиссали органический мир беднее: нет растений, а животные имеют глубоководный облик.

В батиальной области, где постоянный температурный режим, мало света, жизнь развита довольно слабо: также нет растений, животные представлены головоногими моллюсками, рыбами, десятиногими раками и пр.

В абиссальной области, где постоянная температура (от $-1,87$ до $+2^{\circ}\text{C}$), постоянная соленость, тьма, повышенное содержание углекислоты, огромное давление, органический мир очень беден, однообразен: это в основном глубоководные рыбы, губки, моллюски, брахиоподы и др. Скелетные образования у этих животных непрочные: тонкие известковые раковины и панцири, слабый скелет у рыб и т. д.; много сидячих организмов с длинным стеблем (губки, восьмилучевые кораллы). На океаническом дне имеются биогенные осадки — радиоляриевые, птероподовые и диатомовые илы, красная глубоководная глина; они образуются за счет отмирания плавающих организмов, которые попали на дно после смерти из другой среды обитания.

Водные организмы по местообитанию и активности условно разделяют на три группы. В пределах бентали размещается бентос (обитает на дне), а пелагиали — планктон (пассивноплавающие) и нектон (активноплавающие) животные.

Среди бентосных форм выделяют сидячие, среди которых одни лежат на дне (двусторчатые моллюски и пр.), другие прикрепляются мягкой ножкой (плеченогие и др.), третьи прирастают ко дну (мшанки, губки, археоциаты, кораллы и др.); подвижные свободноползающие по дну (различные моллюски, иглокожие, ракообразные и пр.), активноплавающие у дна (например, различные рачки); зарывающиеся в мягкий грунт или живущие в норках.

В планктоне обычно различают фитопланктон (растительные организмы) и зоопланктон (животные организмы).

К nekтону относятся активноплавающие пелагические животные, способные противостоять силе течения и перемещаться на значительные расстояния.

Пелагиаль обладает определенными свойствами, среди которых на состав и распространение организмов особое влияние оказывают соленость и температурный режим, глубина. По первому признаку моря подразделяют на нормально соленые (обычно это океаны и открытые моря с соленостью 33—35‰), опресненные и осолоненные. Среди опресненных выделяют солоноватоводные бассейны (их соленость снижается до 24,5—5‰) и пресноводные (менее 5‰). Осолонение и опреснение наблюдаются у всех внутренних морей. Причем осолонение связано с размещением моря в аридной зоне с малым притоком пресных вод. Опреснение характерно для морей либо размещенных в гумидной зоне, либо питающихся за счет рек, водосборный бассейн которых располагается в пределах гумидной зоны. Соленость Мирового океана сохраняется на одном уровне в течение очень длительного времени, охватывающего сотни миллионов лет, поэтому большая часть организмов, обитающих в морях, приспособилась к условиям своей «колыбели». Многие среди них являются стеногалинными формами. Это коралловые полипы, головоногие моллюски, иглокожие, многие плеченогие и т. д. К стеногалинным формам также можно отнести и пресноводные организмы, не выносящие осолонения. При изменении солености происходит вымирание стеногалинных форм. Например, при опреснении водоема происходит резкое вымирание его органического мира, причем это явление часто сопровождается ростом популяций сохранившихся видов. При осолонении после вымирания стеногалинных форм численность эвригалинных (многие пластинчатожаберные, брюхоногие моллюски, членистоногие, рыбы) первое время увеличивается. Происходит так называемое экологическое замещение стеногалинных форм эвригалинными. Но уже при солености 50—55‰ (по данным Н. М. Страхова) в основном происходит вымирание макроорганизмов. И лишь некоторые организмы (ракообразные, простейшие, насекомые) живут и в осолоненном до 285‰ бассейне. Даже в Мертвом море (290‰) обитают бактерии и простейшие. Следовательно, разнообразие видового и родового состава морской фауны в осадочных породах указывает на то, что порода накапливалась в условиях теплого и мелкого моря с нормальной соленостью. Наоборот, мелкая или угнетенная, однообразная по составу фауна указывает на ненормальный режим водоема: на его осолонение или опреснение. Массивные раковины оставляют животные, обитающие на небольшой глубине тепловодных морских бассейнов.

Температура Мирового океана подвержена сильным колебаниям: от + 29 до — 1,8°C (морская вода при этой температуре

замерзает). Колебания эти более всего сказываются в верхней пелагиали. По отношению к термическому режиму организмы подразделяются на теплолюбивые (термофильные) обычно с кальцитовым или кальцито-арагонитовым скелетом и холоднлюбивые (термофобные, криофильные), часто вырабатывающие кремнистый скелет. Многие из этих организмов являются stenothermными (коралловые полипы, нуммулиты, диатомеи и др.). При этом температурный режим играет важную роль в развитии организмов. Так, в тропических морях многие формы увеличивают свои размеры.

В зависимости от температурного режима поверхностных вод в neritic zone Мирового океана выделяют пять биогеографических областей (рис. 7): тропическую, бореальную (на севере), нотальную (на юге), арктическую и антарктическую. Для каждой из них характерен свой органический мир, но есть и организмы, которые могут жить в разных областях, независимо от температурного режима. Кроме того, выделяют биполярные формы, живущие одновременно в бореальной и нотальной областях.

Организмы разных глубин подразделяются на стенобатные (рифовые кораллы, живущие на глубинах 20—30 м, отдельные роды рыб, пластинчатожаберных моллюсков) и эврибатные (аммониты, некоторые пластинчатожаберные моллюски, рыбы).

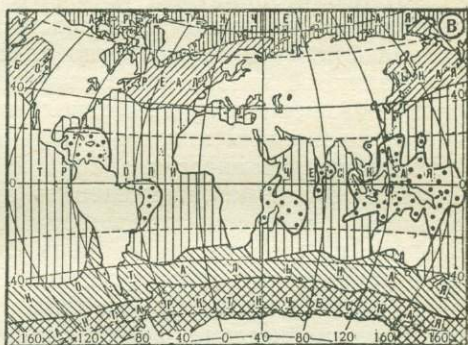


Рис. 7. Схемы биогеографических областей: А — флористическое деление суши; Б — фаунистическое деление суши; В — зоогеографическое деление neritic zone Мирового океана

По отношению к свету организмы делятся на стенофотные (прежде всего водоросли, многие коралловые полипы, моллюски) и эврифотные (все эврибатные организмы, а также обитающие в арктических морях, в условиях полярного дня и полярной ночи).

Касааясь пищевых взаимоотношений, отметим, что в современных океанах и морях пищевые цепи морских экосистем несложны: продуценты — обычно одноклеточные организмы фитопланктона (а на шельфе и бентосные растения); первичные консументы — в открытом море микроскопический зоопланктон (различные ракообразные и личинки беспозвоночных), а на дне океана — беспозвоночные животные.

Зоопланктон потребляют хищники — нектонные рыбы. В морях хищники могут быть отчасти и трупоедами.

Условия обитания организмов на суше. Распределение растений и животных на суше находится в зависимости от климатических условий и подчинено широтной зональности и вертикальной поясности. Организмы обитают на поверхности суши, в почве, в водоемах (озерах, реках, болотах). Органический мир суши разнообразен, широкое развитие здесь получили высшие растения и позвоночные.

Резко и быстро меняющийся на суше температурный режим определил большую скорость онтогенеза и сказался на общем сокращении продолжительности жизни наземных организмов. В ходе исторического развития у сухопутных животных как защита от неблагоприятных условий среды выработались различные приспособительные особенности. Например, от температурных колебаний — непостоянство температуры тела (теплокровными являются только млекопитающие и птицы), а у растений широкое развитие получили однолетние формы (травы) с сокращенным жизненным циклом и большим количеством потомства.

Эволюция органического мира на суше сопровождалась миграциями организмов и изменением ареалов их распространения. Например, расселение пресноводных рыб шло из Юго-Восточной Азии; из тропических районов Старого Света в меловом периоде началось широкое расселение амфибий (видимо, лягушек); первоначальными ареалами современных рептилий и птиц были тропические районы Евразии и Северной Африки; расселение по Земле млекопитающих началось также из тропических районов (ранний кайнозой) и сопровождалось сложным обменом фаун Северной Америки, Азии, Австралии. Так, в течение многих десятков миллионов лет на Земле сформировалось современное распределение животных и растений, т. е. биогеографические области, сохраняющие свое относительное постоянство в течение долгого времени. Эти области характеризуются набором определенных систематических групп (например, в Австралии обитают только сумчатые млекопитающие).

Суша Земли подразделяется на флористические и фаунистические

ческие области (рис. 7), каждая из которых характеризуется средним распространением определенных представителей растений или животных.

С точки зрения познания прошлого Земли органический мир суши дал менее полную информацию, чем органический мир моря.

В настоящее время известно в целом около 2 млн. видов живущих на Земле организмов; теоретические же расчеты показывают, что в прошлом их существовало 500—4000 млн. видов. Между тем в ископаемом состоянии найдено всего 0,13 млн. видов. Смена каждого из видов в среднем происходит в течение 5—12 млн. лет.

Глава III. ПАЛЕОЗООЛОГИЯ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ¹

ПРОСТЕЙШИЕ (Protozoa)

Простейшие — это одноклеточные, наиболее просто устроенные животные. Из пяти известных классов в ископаемом состоянии встречаются лишь саркодовые (*Sarcodina*, от греч. *sarcodes* — вещественный), имеющие известковые, кремниевые, хитиновые раковины или кремниевые скелеты. Стратиграфическое значение имеют два подкласса — фораминиферы и радиолярии. Раковины этих животных малы, их можно наблюдать с помощью оптических приспособлений, но в редких случаях известны раковины величиной до 1—10 см.

Фораминиферы (*Foraminifera*, от лат. *foramen* — дыра, *fero* — нести; дырочники). Среди них насчитывается около 30 тыс. видов, главным образом стеногалинные животные, ведущие преимущественно бентосный образ жизни (подвижный бентос). Лишь немногие формы являются планктонными и обитают в пелагической зоне моря. Фораминиферы бывают однокамерные (камера — мелкая раковинка, где в какой-то период живет животное) и многокамерные. У последних прежде всего образуется начальная камера, но по мере роста протоплазма выступает через устье камеры и образует на своей поверхности новую камеру.

Радиолярии (*Radiolaria*, от лат. *radiolus* — лучик; лучевики) — это морские пелагические планктонные животные, стеногалинные; обитают на разных глубинах, преимущественно в теплых бассейнах, где как бы парят в воде. Редкие виды обитают в холодных морях. Их скелетные образования обычно бы-

¹ В связи с тем что палеонтология беспозвоночных имеет особо важное значение для стратиграфических построений, она и рассматривается в рамках этой общей главы. Хордовые (главным образом позвоночные) и флора прошлого во избежание дублирования изучаются в следующих разделах на фоне геологической истории, в рамках тех геологических периодов, когда они развивались.

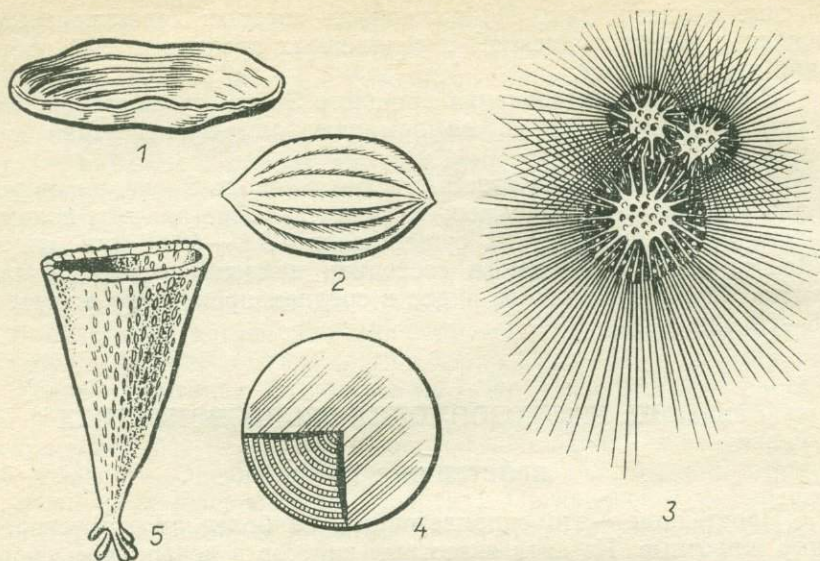


Рис. 8. Простейшие и губки.

Фораминиферы: 1 — *Fusulinella* (карбон — пермь), 2 — *Swagerina* (пермь), 3 — *Globegirina* (палеоцен — ныне), 4 — *Nummulites* (палеоцен — ныне). Губки; 5 — *Ventriculites* (мел)

вают шарообразными, дискообразными, шлемовидными; с поверхности они покрыты шипами.

Простейшие известны с докембрия, живут и в современных водоемах. Фораминиферы являются руководящими и породообразующими для карбона и перми; в мелу и палеогене известны осадки белого писчего мела, в которых глобигерины встречаются в большом числе.

Мелкие простейшие, в особенности фораминиферы, — объект изучения микропалеонтологии — основного из методов расчленения и сопоставления осадочных отложений в нефтепоисковом деле.

ГУБКИ (Porifera)

Губки — наиболее примитивные из многоклеточных; ведут прикрепленный образ жизни. Их форма тела может быть бокаловидной или чашевидной, размеры животных — от нескольких миллиметров до 1,5 м. Внутри стенки губки выстланы жгутико-воротничковыми клетками. Жгутики вызывают ток воды с пищей, которая поступает через поры и выводится через большое отверстие сверху. Снаружи располагается слой плоских клеток. Между наружным и внутренним слоями располагается студени-

стая масса — мезоглея, которая вырабатывает скелет, состоящий из микроскопических кремниевых, известковых, спонгиновых игл или спикул, одноосных, трехосных и четырехосных.

Губки известны с докембрия, часто встречаются в отложениях силура и мела.

АРХЕОЦИАТЫ (*Archaeocyathida*)

Археоциаты (от греч. *archaios* — древний, *cyathos* — кубок) — вымершие морские одиночные или колониальные животные, обитавшие в морях раннего кембрия. Вели прикрепленный образ жизни. Скелет состоит из вложенных один в другой конусов, между которыми располагаются перегородки — септы (вертикальные) и днища (горизонтальные). Размеры археоциат — от нескольких миллиметров до 40 см. Известковые скелеты археоциат в нижнем кембрии образовали толщи известняков, а иногда рифовые постройки, плоские (биостромы) или возвышающиеся всего на 1—2 м над дном (биогермы). Насчитывают около 1000 видов археоциат.

КИШЕЧНОПОЛОСТНЫЕ (*Coelenterata*)

Это водные, почти исключительно морские животные (медузы, коралловые полипы, актинии, гидры); они свободно плавают или ведут прикрепленный образ жизни. Для них характерна радиальная симметрия тела, которая представляет собой трехслойный мешок, полый внутри, состоящий из энтодермы, эктодермы и между ними мезоглеи. Они имеют одно отверстие, выполняющее функции ротового и анального. Питаются планктонными микроорганизмами. Известно около 20 тыс. ископаемых и 9 тыс. современных видов.

Кишечнополостные уже имеют органы чувств, мускульную систему, нервные и стрекательные клетки. У многих из них есть твердый скелет. В ископаемом состоянии из известных трех классов сохранились представители двух — гидроидных полипов, или трубчатых кораллов, и коралловых полипов, или лучистых кораллов.

Гидроидные полипы (*Hydrozoa*) имеют внутреннюю полость, лишенную перегородок. У представителей этого класса часто наблюдается чередование поколений: одно поколение — медузы — свободноплавающие бесскелетные организмы; другое — полипы, прикрепленные к подводным скалам и образующие колонии. Некоторые формы гидроидных полипов имеют твердые скелетные образования, например известковые скелеты у большей вымершей группы колониальных животных семейства строматопор (род *Stromatopora*), встречающихся в породах силура — девона.

Коралловые полипы (*Anthozoa*, от греч. *anthos* — цветок, *zoon* — животное) — это жители морей; образ жизни колониаль-

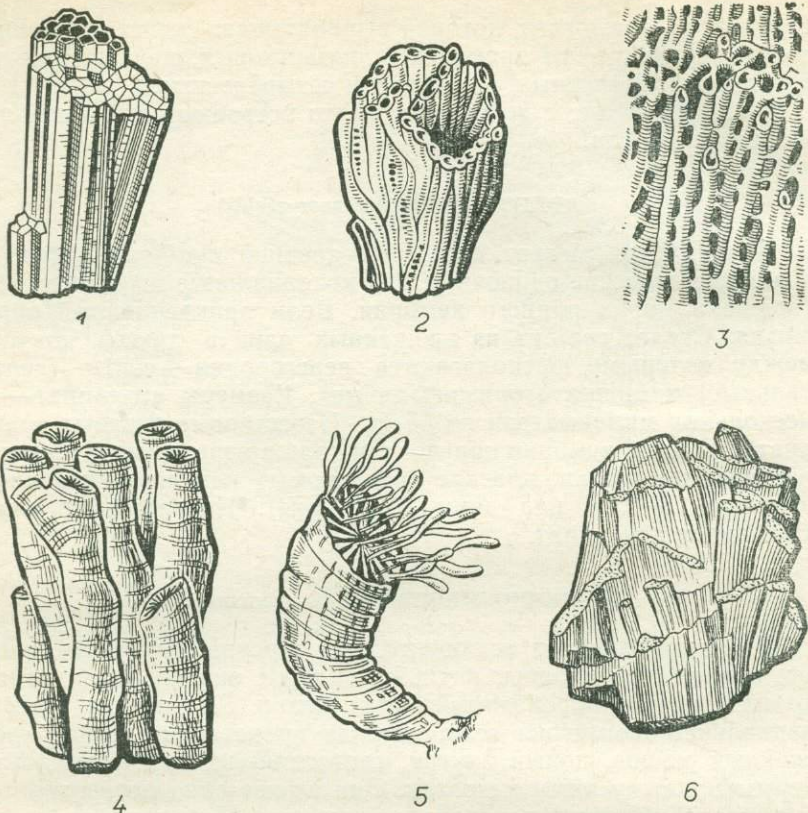


Рис. 9. Кишечнополостные.

Трубчатые кораллы: 1 — *Favosites* (силур — пермь), 2 — *Halysites* (силур), 3 — *Syringopora* (ордовик — пермь); четырехлучевые кораллы, или ругозы: 4 — *Lithostrotion* (карбон — пермь), 5 — *Zaphrentis* (девон); восьмилучевые кораллы: 6 — *Chaetetes* (карбон)

ный или одиночный. Колонии кораллитов называются полипняком. Коралловые полипы обитают в чистой воде теплых морей, где среднегодовая температура воды не ниже $+20^{\circ}\text{C}$, нормальная соленость (от 27 до 40‰), на небольшой глубине (20—40 м), где много света и кислорода. Колонии кораллов часто образуют коралловые рифы. Одиночные кораллы могут обитать на глубине до 2000 м.

Класс коралловые полипы подразделяют на 5 подклассов, из которых важное геологическое значение имеют трубчатые кораллы, четырехлучевые кораллы, восьмилучевые кораллы.

Трубчатые кораллы (*Tabulata*) — колониальные формы, характерные только для палеозоя. Они имеют хорошо развитые днища (табулы) и слабо развитые вертикальные перегородки — септы.

Четырехлучевые кораллы (*Tetracoralla*, иногда их именуют ругозами *Rugosa*) — также палеозойские формы. Известны колониальные и одиночные представители. Свое название эти кораллы получили за то, что новые септы у особей по мере роста закладываются одновременно в четырех секторах (квадрантах). У взрослых особей число септ велико. Кроме днщ, у септ в центре кораллита образуется известковый столбик.

Восьмилучевые кораллы (*Octocoralla*) — не только древние, но и современные колониальные животные. Ротовое отверстие их окружено венцом из 8 щупалец, а внутренняя полость разделена на 8 частей мягкими перегородками.

ЧЛЕНИСТОНОГИЕ (Arthropoda)

Это самая крупная группа животных, охватывающая более 1 млн. видов (по некоторым данным, более 2 млн. видов), из которых на долю насекомых приходится 90% от общего числа видов. Тело членистоногих состоит из многочисленных члеников или сегментов. Последние обычно несут по паре конечностей, имеющих также членистое строение. Тело, как правило, покрыто хитиновым или хитиново-известковым панцирем, который животное периодически сбрасывает. Иногда сегменты тела срастаются, образуя голову, грудь и брюшко. Строение тела двусимметричное. Хорошо развиты глаза, имеющие часто сложное строение. Полагают, что предками членистоногих были кольчатые черви. Тип членистоногих подразделяется на 5 подтипов, каждый из которых делится на несколько классов, среди которых важное значение для геологии имеют классы трилобитов (*Trilobita*), ракообразных (*Crustacea*), мечехвостов (*Merostomata*), скорпионообразных (*Scorpionomorpha*), паукообразных (*Arachnoidea*) и насекомых (*Insecta*).

Наиболее важное стратиграфическое значение имеют **трилобиты** — вымершие морские животные, жившие преимущественно в раннем палеозое. Они обитали на небольшой глубине; подавляющая часть этих животных бентосные. Лишь некоторые из них обитали, очевидно, в пелагической области моря, где вели нектонный и даже планктонный образ жизни. К последним относятся очень мелкие формы с длинными шипами. Трилобиты имели членистое тело, покрытое хитиновым панцирем, пропитанным углекислым или фосфорнокислым кальцием. Тело животных разделено на три части: на головной и хвостовой щиты, состоящие из сросшихся члеников, несросшиеся членики средней части, образующей туловище. Две борозды, идущие в продольном направлении, делят спинной панцирь на осевую и две боковые части. На головном щите выделяют центральную часть (глабель) и щеки, на которых размещены глаза, часто имеющие сложное (иногда до 15 тыс. линз) фасеточное строение.

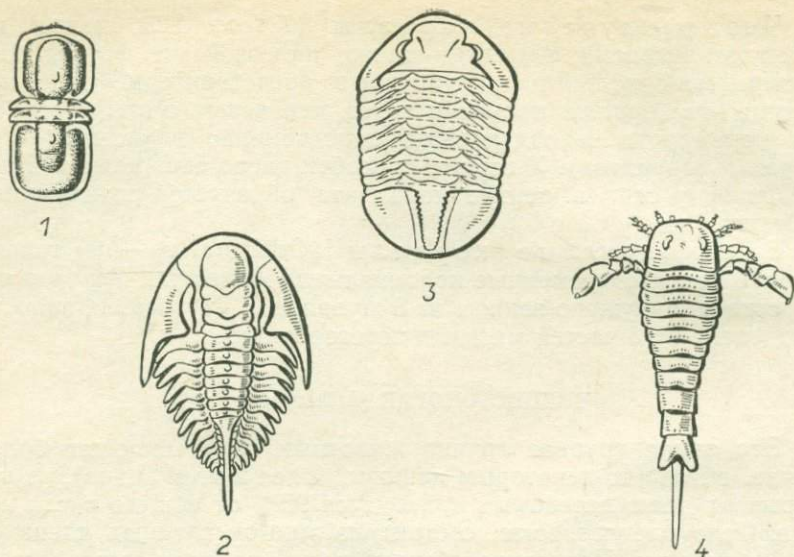


Рис. 10. Трилобиты и мечехвостые:
 1 — *Agnostus* (верхний кембрий), 2 — *Olenellus* (нижний кембрий), 3 — *Asaphus* (ордовик),
 4 — *Eurypterus* (силур—нижний девон)

Из класса **ракообразных** (подклассы раков, крабов, усоногих рачков, остракод) важнейшее геологическое значение имеют остракоды (*Ostracoda*), населяющие моря и пресноводные водоемы. Они имеют двустворчатую известковую, реже хитиновую раковину. Размеры их небольшие — от 0,1 до 50 мм. Известны в отложениях всего фанерозоя и играют большую роль в расчленении нефтегазоносных отложений.

Класс **мечехвостов** (рис. 10) представлен водными формами. Передний отдел тела — нерасчлененная головогрудь; брюшной отдел членистый. Конечности также членистые, одна пара имеет клешневидную форму. Сзади располагается хвост в виде меча. Важное значение имеют подклассы эвриптерид (*Eurypteroidea*) и мечехвостовых (*Xiphosura*). В палеозое известны крупные представители, достигающие в длину 2 м. В онтогенезе современные мечехвосты проходят стадию «трилобитовой» личинки. Представители рода эвриптерусов (*Eurypterus*) были широко распространены в силуре — нижнем девоне.

МОЛЛЮСКИ, ИЛИ МЯГКОТЕЛЫЕ (*Mollusea*)

Этот тип объединяет более 115 тыс. современных и 45 тыс. вышедших видов. Мягкое тело этих животных заключено в кожистую мантию, которая выделяет известковую раковину. Раковины, как правило, состоят из слоев: наружного органического,

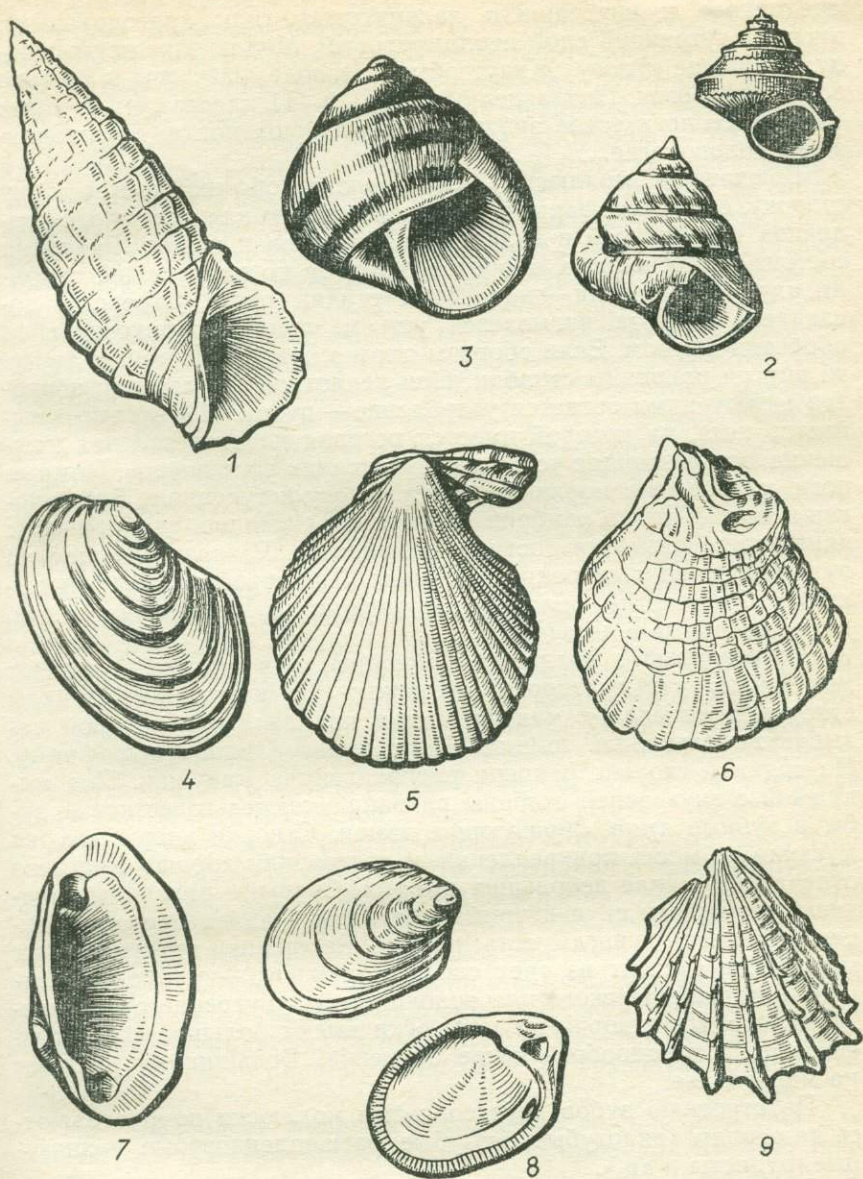


Рис. 11. Брюхоногие и двустворчатые моллюски.

Брюхоногие: 1 — *Cerithium* (юра — ныне), 2 — *Pleurotomaria* (триас — ныне), 3 — *Helix* (палеоген — ныне). Двустворчатые: 4 — *Inoceramus* (мел — ныне), 5 — *Pecten* (юра — ныне), 6 — *Ostrea* (триас — ныне), 7 — *Unio* (палеоген — ныне), 8 — *Astarte* (юра — ныне), 9 — *Cardium* (триас — ныне)

срединного и внутреннего кальцитовых (или арагонитовых), иногда внутренний слой перламутровый. Моллюски имеют голову, туловище и ногу. Живут обычно в воде, известны в течение всего фанерозоя. Подразделяются на 10—11 классов, из которых важное геологическое значение имеют брюхоногие, двустворчатые и головоногие.

Брюхоногие моллюски (*Gastropoda*) обычно имеют одну створку, спирально закрученную, коническую или плоскую, с различной скульптурой в виде ребер, бугорков и шипов. Раковина состоит из нескольких оборотов, которые по нисходящей спирали идут от макушки — начальной стадии роста. Отверстие последнего оборота называется устьем, линия соприкосновения оборотов — швом. Если обороты плотно прилегают друг к другу, то внутри раковины столбик. При неплотном прилегании оборотов между ними остается углубление — пупок. Из устья высовывается нога, на которой имеется роговая или известковая крышечка, закрывающая устье при втягивании ноги внутрь. Помимо ноги, мягкое тело моллюска имеет голову и туловище. Брюхоногие известны уже в кембрии (появились, очевидно, еще раньше); наивысшего развития достигли в кайнозое. Развитие их шло по пути усложнения строения раковины. При строении органов дыхания брюхоногие делятся на подклассы: переднежаберные, заднежаберные и легочные.

Двустворчатые моллюски (*Bivalvia*). Эти моллюски имеют две симметричные створки раковины. К внутренним стенкам створок прикреплена мантия, линия прикрепления которой называется мантийной линией. Нога имеет клиновидную форму. На спинной стороне раковин располагаются макушки. Под макушкой с внутренней стороны раковин имеются известковые зубы и зубные ямки, образующие замок. Створки удерживаются мускулами, места прикрепления их к створкам хорошо видны на отпечатках в виде небольших выемок. Снаружи раковины гладкие или покрыты скульптурным рисунком (радиальным или концентрическим), иногда есть шипы. Раковины двустворчатых моллюсков состоят из трех слоев: наружного — рогового, среднего — призматического или волокнистого, внутреннего — перламутрового. Двустворчатые моллюски имеют большое стратиграфическое и породообразующее значение. Большинство обитает на мелководье.

По строению зубов двустворчатые моллюски подразделяются на отряды (рядозубые, беззубые, расщепленнозубые, разнозубые, рудисты и др.).

Головоногие моллюски (*Cephalopoda*) — это наиболее организованные морские хищные животные — осьминоги, кальмары, каракатицы, наутилусы и пр. Большая часть их обитала в палеозойских и мезозойских морях. Число вымерших видов превышает 10 000, современных — 650. Эти моллюски имеют обособленную голову, хорошо развитые органы чувств, глаза. Рот окружен щу-

пальцами с присосками. Органом передвижения большинства животных является воронка в виде трубчатого мускулистого органа. Вода, входящая в щель у шейной полости и выталкиваемая через воронку, позволяет животному двигаться по принципу ракеты. Эти моллюски имеют двусторонне-симметричное тело. Мантийная полость расположена на брюшной стороне. Нога более примитивных мягкотелых у головоногих превращена в щупальца. Имеются известковые челюсти, похожие на клюв. Выделяют 7 подклассов головоногих моллюсков, среди которых важное геологическое значение имеют следующие пять: наутилоидей, эндоцератитов, ортоцератитов, аммонитов, колеоидей.

Раковины всех моллюсков (за исключением колеоидей) состоят обычно из кальцита или арагонита. Сами раковинки трехслойные: наружный слой — органогенный, средний — кальцитовый или арагонитовый, внутренний — перламутровый. Раковина состоит обычно из одной створки, представляющей собой трубку (прямую или изогнутую, конусообразную или цилиндрическую) или спираль (улиткообразную), изогнутую в одной плоскости. Иногда раковина имеет крышечку. Раковины разделены поперечными перегородками, образующими со стенками лопастную линию. Она может быть прямой или образовывать сложный рисунок, на котором выпуклости к устью называются седлами, а в сторону начальной камеры — лопастями.

Наутилоидеи (*Nautiloidea*) появились в раннем кембрии, расцвета достигли в ордовике и силуре. В мезозое известен только один отряд, последний представитель которого в составе одного рода и пяти видов дожил до наших дней. Современный наутилус обитает в юго-западной части Тихого океана, у берегов Австралии и Юго-Восточной Азии.

Эндоцератиты (*Endoceratoidea*) — придонные нектобентосные животные. У них прямые удлиненные раковины; в ордовике величина раковины достигала в длину 9 м.

К подклассу ортоцератитов (*Orthoceratoidea*) относятся моллюски с крупной прямой раковиной, иногда достигающей в длину 1,5 м. Поверхность раковины обычно гладкая, с хорошо выраженными линиями нарастания или скульптурирования. Эти животные характерны для того периода времени, который охватывает ордовик — карбон (максимум их развития ордовик — девон).

Из головоногих моллюсков наиболее важное значение для стратиграфии имеют аммоноидеи (*Ammonoidea*). Они появились в начале девона, но особенное развитие получили в мезозое, для которого известно множество руководящих форм. Важное значение для стратиграфии имеет характер лопастной линии, которая бывает агониатитовой (наиболее простая), гониатитовой (заостренные лопасти и округленные седла), цератитовой (седла округлены, лопасти мелкозубрены), аммонитовой

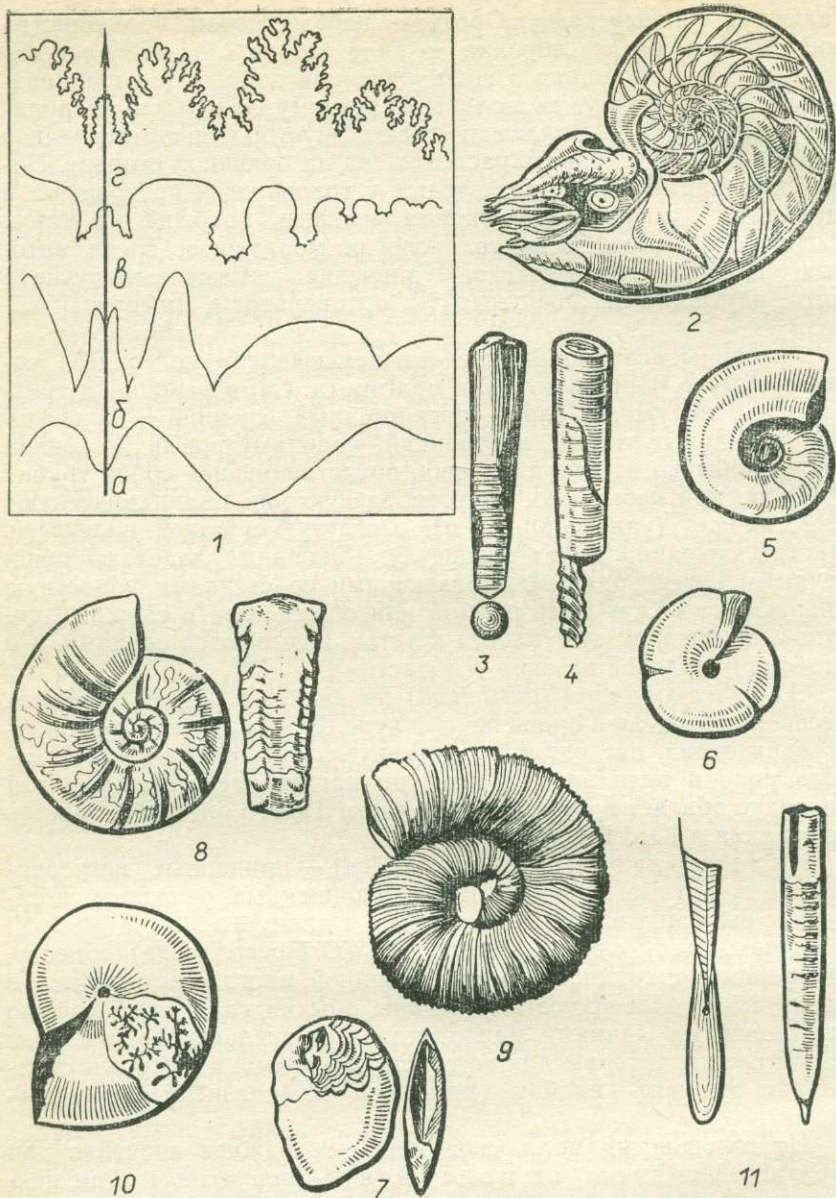


Рис. 12. Головоногие моллюски:

1 — типы лопастных линий (а — агониатитовый, б — гониатитовый, в — кератитовый, з — аммонитовый); 2 — Nautilus (девон — ныне); 3 — Orthoceras (ордовик — триас); 4 — Endoceras (ордовик); 5 — Agoniatites (нижний и средний девон); 6 — Goniatites (средний девон — нижний карбон); 7 — Timanites (верхний девон); 8 — Ceratites (средний триас); 9 — Virgatites (верхняя юра); 10 — Phylloceras (юра); 11 — Belemnites (верхний мел)

(сложный рисунок у седел и лопастей). Аммоноидеи с агониативной лопастью линией характерны для девона, с гониатитовой — для всего верхнего палеозоя, с цератитовой — для перми и триаса, с аммонитовой — для мезозоя.

МШАНКИ (Bryozoa)

Это преимущественно морские колониальные животные, ведущие прикрепленный образ жизни. Колонии имеют вид ветвящихся кустиков, могут быть сетчатыми, пластинчатыми. Внешне они напоминают мох или лишайник. Каждая особь в колонии живет в отдельной ячейке и выделяет известковый или хитиновый скелет. В местах массовых скоплений мшанки образуют известняки, т. е. являются порообразующими организмами. Известны с палеозоя.

ПЛЕЧЕНОГИЕ, ИЛИ БРАХИОПОДЫ (Brachiopoda)

Плеченогие — морские одиночные организмы. Внешне напоминают моллюсков, но, в отличие от них, мягкое тело плеченогих заключено в две неодинаковые известковые или хитиново-фосфоритовые раковинки. Одна из раковинок брюшная, она обычно выпуклая, другая является спинной. Плоскость симметрии делит раковины пополам. Поверхность раковины бывает гладкой, но чаще имеет струи нарастания, или радиальные ребра; часто наблюдаются толстостворчатые плеченогие, некоторые имеют иглы или шипы. У многих брахиопод в середине брюшной створки располагается продольное углубление, или синус, на спинной створке строго против синуса находится выступ — седло. В задней части створок имеются клювообразные выросты — макушка. Замочный край раковины бывает прогнутым или прямым; иногда у края раковины под макушкой брюшной створки образуется узкая площадка — арея. Часто посредине ареи (обычно под макушкой брюшной створки, в редких случаях — спинной) располагается треугольное отверстие — дельтириум, через который выходит ножка. С помощью ножки плеченогие прикрепляются к грунту. Иногда ножка выходит через округлое отверстие в макушке или между створками. Створки раковин сочленяются с помощью мускулов или двух известковых выступов — зубов (и двух зубных ямок на спинной створке). Ширина раковины измеряется вдоль ареи, длина — перпендикулярно ширине.

Известно около 1000 родов брахиопод, из них $\frac{2}{3}$ — палеозойские животные, $\frac{1}{5}$ — мезозойские и примерно около $\frac{1}{10}$ — кайнозойские. В современных морях обитает около 70 родов.

Брахиоподы — морские эвригалинные формы, обитавшие в прошлом в пределах мелкого моря и прибрежной полосы. Современные брахиоподы живут и на глубине 5—6 км.

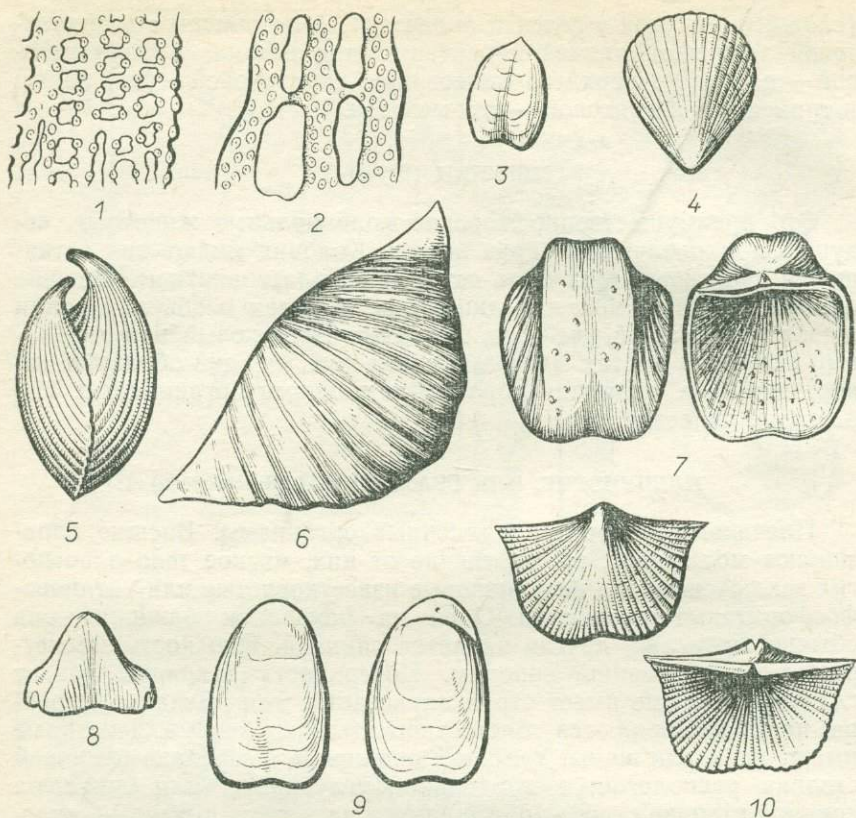


Рис. 13. Мшанки и плеченогие.

Мшанки: 1 — *Fenestella* (ордовик — пермь), 2 — *Polipoda* (ордовик — нижний триас). Плеченогие: 3 — *Lingula* (ордовик — ныне), 4 — *Obolus* (средний кембрий — ордовик). 5 — *Pentamerus* (силур), 6 — *Gigantoproductus* (нижний карбон), 7 — *Productus* (карбон); 8 — *Rhynchonella* (верхняя юра — нижний мел); 9 — *Terebratula* (мел — неоген), 10 — *Spirifer* (нижний карбон)

Брахиоподы подразделяются на два класса: беззамковые (*Inarticulata*) и замковые (*Articulata*).

Плеченогие имеют важное стратиграфическое и породообразующее значение, в особенности для палеозоя.

ИГЛОКОЖИЕ (Echinodermata)

Это одиночные прикрепленные или свободнодвижущиеся морские придонные животные. Их тело построено по радиальной, обычно пятилучевой симметрии. Животные имеют скелет, состоящий из карбоната кальция с примесью карбоната магния и фосфата кальция. Название типа происходит от присутствия у многих представителей на поверхности тела игл. Пятилучевая

симметрия распространяется и на водно-сосудистую, амбулякральную систему, содействующую передвижению, дыханию и захвату пищи. Они подразделяются на 4 подтипа, из которых важнейшее геологическое значение имеют два: кринозои (*Crinozoa*), эхинозои (*Echinozoa*).

Для кринозоев характерны следующие особенности строения: 1) все внутренние органы заключены в известковый скелет, называемый текой (или чашечкой), имеющий, как правило, пятилучевую симметрию; 2) все кринозоиды постоянно или временно прикрепляются к подводным предметам стеблем или основанием чашечки; 3) рот расположен в верхней части, для сбора пищи имеются брахиолы, или выросты тела, — руки. В состав кринозоев включают 7 классов, среди которых важнейшее стратиграфическое значение имеют два: морские пузыри и морские лилии.

Морские пузыри (*Cystoidea*) — палеозойские животные, наиболее примитивная вымершая группа иглокожих. Имеют грушевидную или шаровидную чашечку, состоящую из многоугольных табличек, соединенных друг с другом в форме внешнего скелетного образования. Эта чашечка прикреплялась ко дну заостренной частью панциря (ранние формы) или коротким стебельком (поздние формы). В верхней части, неподалеку от ротового отверстия, располагается анальное отверстие, покрытое пятью треугольными пластинами, образующими анальную пирамидку. Примером морских пузырей может служить род эхиносферитес. Вообще известно около 90 родов морских пузырей, из них в ордовике — 40, в среднем девоне — 2, в позднем девоне — 1.

Морские лилии (*Crinoidea*) — обитатели палеозойских и мезозойских морей, дожили и до наших дней. Такое название эти животные получили за некоторое внешнее сходство с растительными лилиями. Тело морской лилии состоит из корня, кроны, стебля. Крона представляет собой чашечку с пятью ветвящимися руками. Стебель и руки образуются многочисленными члениками, которые в ископаемом состоянии рассыпаются.

В палеозое и мезозое морские лилии обитали в мелком море (большая часть в области распространения коралловых рифов), современные морские лилии расселились от сублиторали до глубоководных впадин (до 9700 м), от тропиков до полярных широт. Часто они образуют подводные «луга», состоящие из одного вида этих животных; вполне вероятно, что подобные «луга» были широко распространены и в морях прошлого.

К подтипу эхинозоид относится в основном подвижные иглокожие, обладающие шаровидным или дисковидным телом, без рук. Их тело, как правило, имеет радиально-симметричное строение, рост происходит в меридиональном направлении. Эхинозоиды объединяют 7 классов, среди которых важнейшее геологическое значение имеют морские ежи.

Морские ежи (*Echinoidea*) имеют почти сферический, конусовидный или сердцевидный панцирь с выпуклой верхней

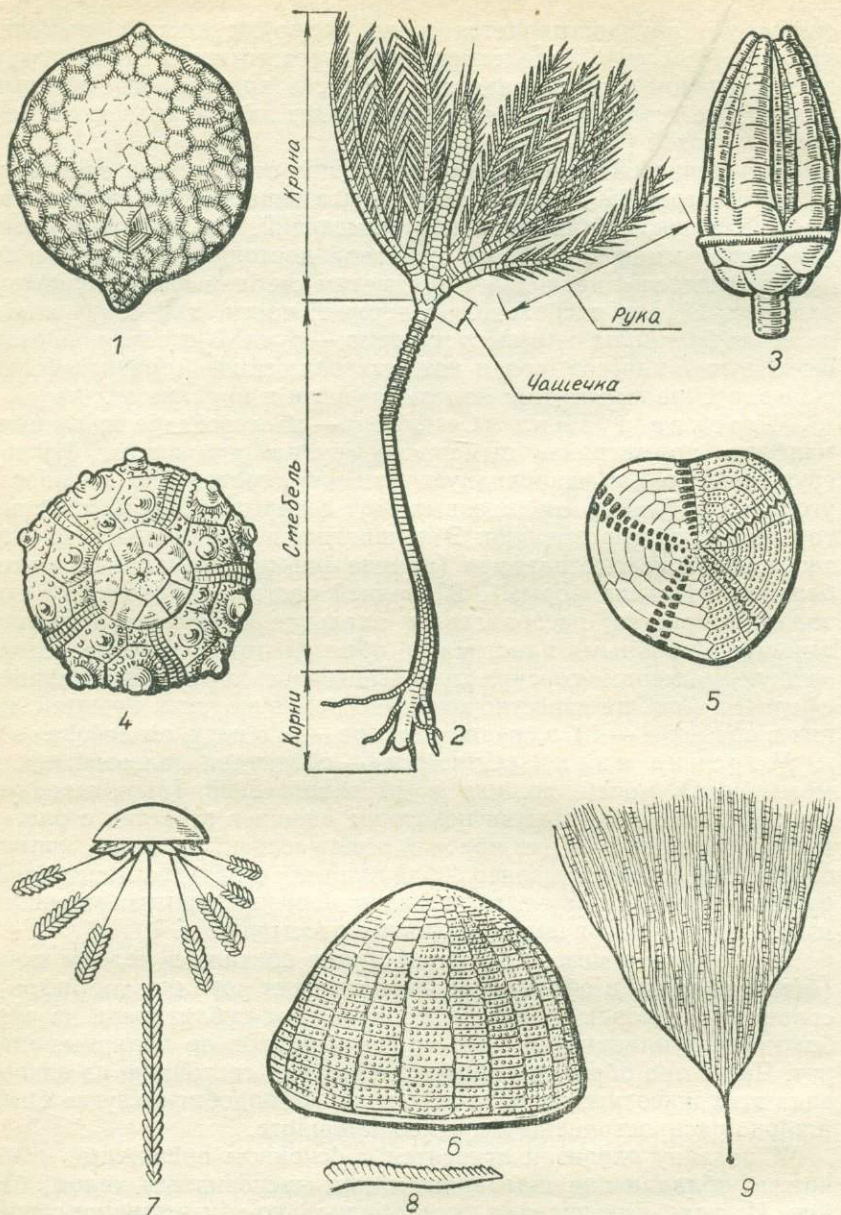


Рис. 14. Иголкожие и граптолиты.

Иголкожие: 1 — Echinospaerites, морской пузырь (ордовик), 2 — общий вид морской лилии, 3 — Cupressocrinus (девон); морские ежи: 4 — Eidaris (триас — ныне), 5 — Micraster (мел — палеоген), 6 — Sclinosogus (верхний мел).
 Граптолиты: 7 — Diplograptus (ордовик — нижний силур), 8 — Monograptus (силур — нижний девон), 9 — Dityonea (верхний кембрий — нижний карбон)

частью и плоской нижней. Панцирь состоит из многочисленных известковых табличек, расположенных меридиональными рядами, образующими пятилучевую симметрию. Меридиональные амбулякральные поля (таблички имеют отверстия для ножек) чередуются с межамбулякральными (таблички с бугорками, к которым крепились иглы длиной до 45 см). Морских ежей, имеющих пятилучевую радиальную симметрию, называют правильными (*Regularia*). У этих ежей рот расположен в центре нижней стороны тела, а анальное отверстие — на верхней стороне, в центре вершинного щитка. Наряду с правильными ежами существуют ежи с двусторонней симметрией. Их именуют неправильными (*Irregularia*). Характерным для этих форм является то, что рот их расположен в центре или у переднего края, анальное отверстие — сзади вершинного щитка или под ним.

Морские ежи обитают на разной глубине — от сублиторали до 5 км, среди них есть хищные, растительноядные и илоядные формы. Известны с ордовика по настоящее время.

ПОЛУХОРДОВЫЕ (*Hemichordata*)

Эти животные имеют спинной нервный тяж и жаберные щели. Этот тип объединяет 3 класса, среди которых важное геологическое значение имеет класс граптолитов (*Graptolithida*) — колониальных организмов. Колонии (или рабдосомы) состоят из веточек (одиночные, кустистые, сетевидные, решетчатые и др.) с ячейками, в которых находятся мельчайшие особи. Граптолиты (выделяют 180 родов) обитали в мелководных частях палеозойских морей (появились в кембрии, максимальное развитие получили в ордовике и силуре; вымерли в карбоне), где вели как планктонный, так и прикрепленный образ жизни. Планктонные формы имели плавательный пузырь.

Глава IV. ФАЦИИ. ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ — ОСНОВА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ

В современную эпоху на различных участках земной поверхности, в зависимости от конкретных физико-географических условий, образуются разные типы осадков, которые в будущем превратятся в разные осадочные горные породы. При этом даже сходные по составу породы (например, глины, пески) образуются в самых разных условиях — морских, лагунных, континентальных и т. д. Так же было и в геологическом прошлом. Среди образований одного и того же возраста, но накапливающихся в разных физико-географических условиях, образовались

разные породы. Поэтому швейцарский геолог А. Грессли (1838) для отложений, имеющих одинаковый возраст, но отличающихся составом пород и характером фауны, ввел понятие «фация» (от лат. *facies* — облик, лицо, обличия).

По определению Д. В. Наливкина, фация — осадочная горная порода, на всем протяжении обладающая одинаковым литологическим составом и заключающая в себе одинаковую флору и фауну. Г. Ф. Крашенинников (1971) фацией считает комплекс отложений, отличающихся по составу и физико-географическим условиям образования от соседних отложений того же возраста. Среди многочисленных определений обе эти формулировки получили наибольшее распространение и признание среди геологов. Эти положения взаимно дополняют друг друга.

По условиям осадкообразования выделяют три основные группы фаций: морские, переходные и континентальные. Среди морских фаций наиболее широко распространены прибрежные (литоральные) и мелководные (сублиторальные). Батимальные отложения известны сравнительно мало, абиссальные в ископаемом состоянии встречаются очень редко. Среди континентальных распространены фации элювиальные, склоновые, водные (речные, озерные, болотные), эоловые и ледниковые. Среди переходных широко известны фации осолоненных и опресненных бассейнов (лагунные), фации дельт и эстуариев, приморских озер и болот.

Выяснив условия накопления и распределения на площади различных типов осадков, составляющих отложения разного возраста, можно восстановить картину устройства поверхности Земли, ландшафта соответствующего времени. При исследовании обычно в первую очередь имеют дело с литологией пород, поэтому фацию иногда именуют литофацией (литологической фацией). В органогенных породах, наоборот, выделяют биофации коралловые, брахиоподовые, фораминиферовые и пр.

СХЕМА ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Совокупность методов, применяемых для восстановления условий образования древних осадков, называется фациальным анализом. Для выяснения физико-географических условий времени образования определенного стратиграфического подразделения изучают характерные признаки слагающих это подразделение пород и по ним воссоздают условия, в которых они могли образоваться: характер среды осадконакопления (водная, воздушная), физико-химические свойства водной среды (соленость, газовый режим и др.), характер движения воды или воздуха в среде отложения, глубину водоема, рельеф, характер размываемых пород в области сноса, климат и т. д. К числу важнейших признаков относятся минеральный, гранулометрический, химический состав, цвет, структура и текстура, палеонтологические остатки, мощность и распространение осадков (рис. 15).

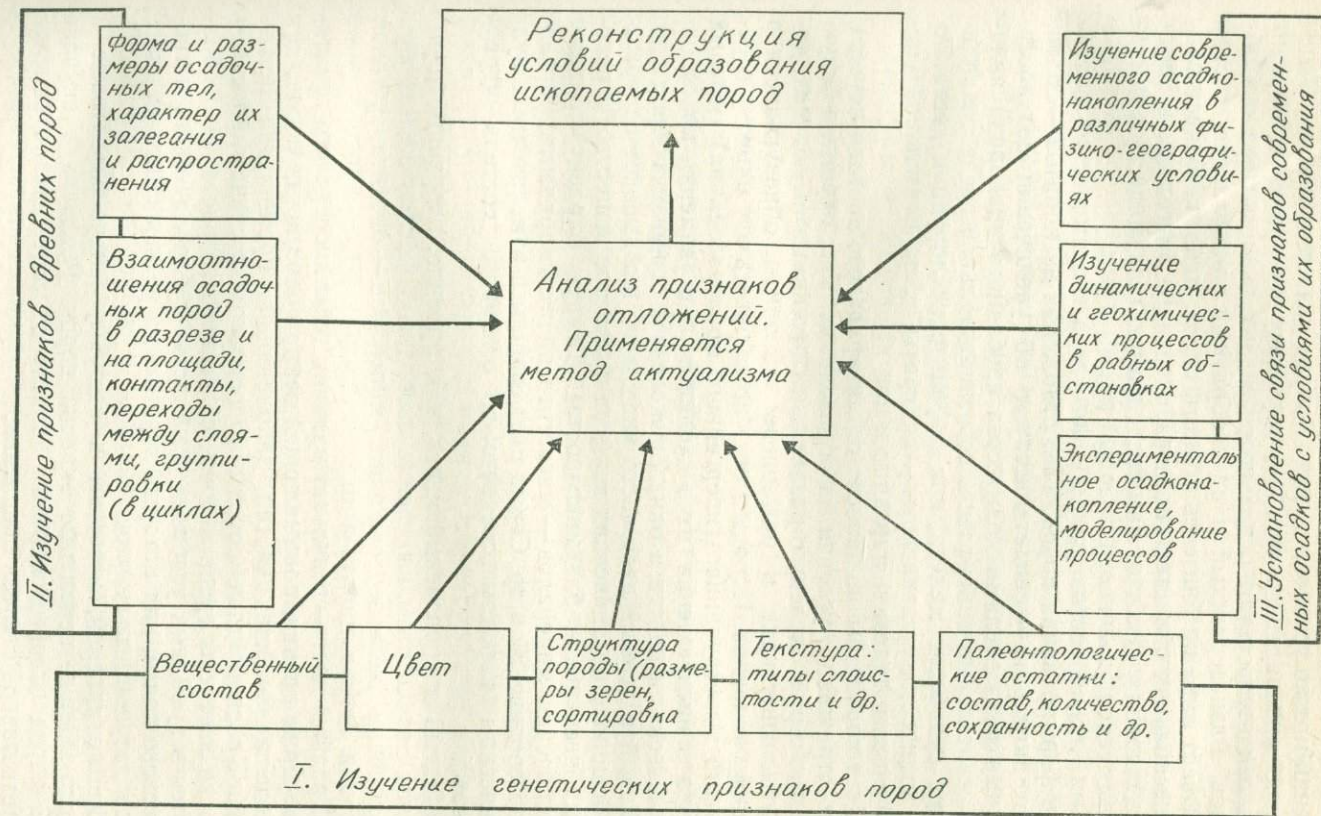


Рис. 15. Важнейшие признаки, на которых основываются выводы о палеогеографических условиях образования осадочных пород (по Л. Н. Ботвинкиной, с дополнениями и изменениями автора)

Минеральный состав. При изучении состава обломочных отложений можно установить состав пород области размыва. Однообразие минерального состава, хорошая сортировка и окатанность свидетельствуют о дальности и длительности переноса обломков. Разнозернистый и разнообразный минеральный состав указывает либо на близость области сноса, либо на существование нескольких областей сноса. Образование биогенных и хемогенных пород указывает на определенную геохимическую обстановку: степень солености, газовый режим и т. д.

Химический состав свидетельствует о геохимической обстановке формирования пород. Так, отложения эвапоритов — солей, гипса, ангидрита — свидетельствуют об увеличении солености. Чуткими показателями количества свободного кислорода являются железистые минералы: в восстановительной среде накапливаются сульфиды железа, при дефиците кислорода и недостаточном количестве углекислоты — сидериты, в окислительной среде — окислы железа и марганца и пр.

Цвет пород обычно зависит от минерального состава породы, часто отражает и условия их образования. Так, первично-белую и светло-серую окраску с различными оттенками имеют мел, доломиты, известняки и различные эвапориты, образующиеся в аридных условиях. Породы могут приобретать эту окраску в результате выветривания (гипергенного преобразования) полевых шпатов и превращения их в каолинит при удалении красящих органических веществ и окислов железа из осадочных пород и др.

Серый и черный цвет часто указывают на высокое содержание в породе органических веществ (углистое вещество, в некоторых песчаниках битуминозность). Темную окраску придают и включения минералов — магнетита, пирита, марказита, марганцевых соединений и др. Серый цвет свойствен измельченным вулканическим породам среднего и основного состава (грауваккам).

Желтый и коричневый цвета, как правило, вторичные и являются результатом выделения свободных окислов железа при разрушении железосодержащих минералов — биотита, роговой обманки, авгита, пирита и др.

Красный цвет — результат наличия тонкодисперсного гематита в форме пленки, покрывающей зерна обломочных пород, или в виде мельчайших частиц, заполняющих промежутки между ними. Красноцветные породы (в основном песчано-глинистые) широко известны среди отложений разного возраста. Они образуются в гумидных условиях, в областях субтропического и тропического пояса, для которых характерна резкая смена дождливых и засушливых сезонов.

Кроме красной, известны и пестрые, зелено-фиолетовые и красно-зеленые первичные окраски пород. Различия в окраске этих пород главным образом зависят от соотношения окислов железа разной степени окисления.

Осадочные породы, в особенности пески и песчаники, окрашиваются в зеленый цвет глауконитом, реже — эпидотом и другими минералами. Зеленые и серые пятна, натеки и даже прослои в красноцветных породах вызваны процессами восстановления окиси трехвалентного железа.

Структуры пород. По структурным признакам (размеру, форме, поверхности зерен) обломочных пород можно установить характер и скорость осадконакопления, глубину водоема, длительность переноса материала. Известно, что чем крупнее обломки, тем ближе к берегу (к области размыва) они отлагаются; чем дальше зерна транспортируются или длительнее обрабатываются (например, в условиях пляжа), тем они лучше окатываются. Именно в прибрежной части обычно концентрируются зерна минералов, имеющих наибольший удельный вес. В результате здесь образуются россыпные месторождения золота, алмазов, титана, олова и других полезных ископаемых.

Текстуры. В осадочных породах текстуры бывают первичные (возникают в период накопления осадка или существования его в неотвердевшем состоянии) и вторичные (образуются в период превращения осадка в горную породу или при дальнейших изменениях породы).

Различают текстуры внутрипластовые и текстуры поверхности напластования.

Рассмотрим примеры внутрипластовых текстур. Характер ориентировки галек в породах иногда позволяет сделать определенные выводы относительно направления течений или движения волн. Крупнозернистые пески и конгломераты имеют обычно несложную, беспорядочную, или массивную, текстуру.

Для более тонкого материала (глины, пески, песчаники) иногда характерна слоистая текстура. Параллельная (или нормальная) слоистость свидетельствует об отсутствии движений воды в придонной части. Волнистая слоистость — знаки ряби — обычно наблюдается в мелководных частях бассейнов. Косая слоистость присуща прибрежно-морским, дельтовым речным, эоловым отложениям и осадкам временных потоков. В каждом из этих отложений косая слоистость имеет свои специфические особенности. В речных песчаных осадках слои наклонены в одну сторону под углом 20—30°. В морских отложениях пологая, косая слоистость имеет попеременные направления наклона полого падающих слоев. В дельтовых песчаных отложениях, где потоки воды разбиваются на струи, образуется разнонаправленная слоистость: здесь наблюдаются и перемещающиеся серии слоев — наклонные и горизонтальные. В дюнах и барханах образуется косая слоистость, свидетельствующая не только о наземном их происхождении, но и показывающая господствующее направление ветров времени образования этих отложений. В морских песчано-глинистых породах иногда наблюдается под-

водно-оползневая текстура, характеризующаяся залеганием смятых пачек пород среди недислоцированных. Это происходит в результате оползания осадков на морском дне в высокоподвижных областях.

К текстурам поверхности напластования песчаников относятся знаки ряби: рябь морских и речных течений (асимметричная с пологим склоном против течения), волновая рябь, образующаяся в мелком море (симметричная), эоловая рябь (мелкая, до нескольких сантиметров; на гребнях песчинки грубее, чем во впадинах). Часто на нижних плоскостях песчаников или известняков, подстилаемых глинами, наблюдаются рельефные слепки, так называемые гиероглифы, происхождение которых связывают с течениями или жизнедеятельностью организмов (следы ползания и др.). На поверхности глин, песчаников, карбонатных пород, выведенных на дневную поверхность сразу после их накопления и еще не затвердевших, иногда наблюдаются отпечатки кристаллов льда, капель дождя, трещины усыхания — ценные индикаторы климатических условий.

Палеонтологические остатки. Они дают очень много для установления среды, в которой жили организмы. Поэтому при их изучении стремятся выяснить видовой и родовой состав палеобиоценозов, его разнообразие, соотношение отдельных групп, составляющих палеобиоценоз, форму скелетов организмов, размеры, толщину раковин, скульптурные особенности раковин, степень сохранности скелетов, ориентировку и сортировку остатков организмов в горной породе, площадное распространение палеобиоценозов и составляющих их организмов.

Формы осадочного тела. Изучение формы осадочного тела также дает важный материал для расшифровки палеогеографических условий. Так, широко выдержанные пласты образуются в морских водоемах, узкие лентообразные линзы — в реках, овальные или изометрические линзы — в озерах и т. д.

ПРИЗНАКИ МОРСКИХ ФАЦИЙ. РЕКОНСТРУКЦИЯ ДРЕВНИХ МОРСКИХ ВОДОЕМОВ

При исследовании морских фаций важно установить положение древней береговой линии моря, глубину, рельеф морского дна, характер движения воды (волнения, морские течения), степень солёности, палеоклиматические условия в море (в основном термический режим), наличие проявлений подводного вулканизма.

Определение глубин. Литоральные отложения обычно грубо-обломочные, они представлены галечниками, конгломератами, образующимися за счет размыва скалистых берегов, или песками, песчаниками и прибрежными глинами, если размываются берега, сложенные песчаными и глинистыми породами. На поверхности песчаников часто сохраняются волноприбойные знаки.

Отложения эти обычно ложатся со стратиграфическим несогласием на размытую поверхность более древних пород. Сверху, при условии трансгрессии моря их покрывают более мелкообломочные породы, а при регрессии подстилают более мелкообломочные осадки, на которых литоральные отложения залегают согласно. Установление литоральных отложений, а вместе с ними и береговых осадков (дюн, песчано-гравийных береговых валов) или волноприбойных уступов позволяет определить положение береговой линии древнего моря. В литоральных отложениях обычно присутствуют редкие обломки массивных раковин прикрепленного бентоса, встречаются остатки водорослей и наземных растений.

В пределах сублиторали осадконакопление происходит в основном в верхней ее части (примерно до 90—100 м). Ввиду сильных движений воды осадки здесь подвергаются хорошей сортировке. При этом накапливаются самые разнообразные породы: терригенные, хемогенные и органогенные. Наиболее широко распространены пески и песчаники, сформировавшиеся в прибрежной части моря за счет разрушения берегов и выноса твердого стока рек. Они имеют широкое площадное распространение и относительно большую мощность, достигающую десятков метров. В них встречаются обычно богатый и разнообразный состав органических остатков. Здесь известны зарывающиеся и свободнолежащие формы: моллюски, ракообразные, брахиоподы и другие животные, имеющие, как правило, массивную и толстую раковину.

В пределах сублиторали известны также пески и песчаники, образовавшиеся за счет глубинных морских течений. Они располагаются полосами, имеют мощность 50—100 м и более. Пески в них обычно тонкозернистые, горизонтально слоистые; раковины редки и тонкостенны. Реже встречаются и галечники.

Глинистые отложения развиваются как у берегов, так и на больших глубинах. Прибрежные глины богаты остатками водорослей и животных. Среди последних много илоядных и травоядных форм.

Иногда обогащение осадочных отложений органическими остатками приводит к образованию сапропелей (а впоследствии — к битуминозности) или горючих сланцев. Месторождения горючих сланцев из водорослей известны, например, в Прибалтике (кукерситовые сланцы ордовика и др.).

Глубинные глины образуются ниже 30—40-метровой изобаты. Они имеют широкое площадное распространение, большую мощность. В верхней части еще встречаются флора и фауна, но ниже уровня 90—100 м они обеднены органическими остатками (попадают илоядные, трупоядные, хищные формы); раковинки тонкие, с нежной скульптурой.

К верхней части сублиторали обычно приурочены и все карбонатные органогенные осадки, в которых сами организмы часто указывают на условия образования этих пород. Например, в пер-

мо-карбонатных и мел-палеогеновых толщах широко распространены фораминиферовые известняки (в первом случае это в основном швагериновые и фузулиновые, во втором — нуммулитовые), образующиеся в теплых тропических морях на глубине 30—50 м. Близки к этим породам и отложения мела (образовались в меловом периоде), хотя последние формируются и на такой же глубине (этот мел имеет большую мощность, включает примеси обломочного материала, массивные раковины вымерших животных), и на глубине в несколько сотен метров (маломощные толщи, мел чистый, без примесей). Примерно в тех же условиях, что и фораминиферовые известняки, образовывались в прошлом губковые (редкие) и широко распространенные в кембрии археоциатовые известняки. Большой интерес представляют коралловые рифовые известняки (среди отложений, например, силура и карбона). Мшанковые известняки указывают на обитание организмов на глубине 90—200 м в водоемах, размещенных вблизи суши с умеренным климатом. Известны брахиоподовые (главным образом палеозойские), пелециподовые и гастроподовые (меловые и палеоген-неогеновые) известняки. Они характеризуются наличием в них массивных раковин (иногда их называют известняки-ракушечники), что свидетельствует об образовании их в мелком море. Эхинодерматовые известняки, встречающиеся в палеозое (от ордовика и выше), образуются в нормально-соленых морских бассейнах на глубине около 40—100 м. Водорослевые известняки формировались начиная с конца архея на глубине, не превышающей 100 м. Известны так называемые бактериогенные известняки (бактерии выделяли известь из морской воды), они обычно не содержат органических остатков.

В верхней части сублиторали образовывались различные хемогенные породы и минеральные образования: хемогенные известняки, бокситы, железные и марганцевые осадочные руды, глауконит, фосфориты. Хемогенные известняки образуются в морской воде, сильно насыщенной углекислым кальцием, в теплом море, где при потеплении или увеличении углекислоты уже на небольшой глубине (иногда с 10 м) начинается осаждение углекислого кальция. Иногда известняки имеют и оолитовое строение (образуются в подвижной среде). Они характерны для палеозойских и мезозойских толщ, широко развитых на древних платформах.

В средней части сублиторали при определенных условиях происходило накопление песчано-глинистых отложений с глауконитом (от 20—50 до 150 м) или фосфоритовыми желваками (50—200 м). Фосфориты широко известны на Восточно-Европейской платформе: ордовикские — в Прибалтике, юрско-меловые — в Подмосковье и т. д.

Для отложений нижней части сублиторали (приблизительно от 100 до 200 м) характерны глины. Органический мир здесь беден и представлен илоедами, трупоедами и хищниками. Помимо

бентоса, есть планктонные организмы (фораминиферы — радиолярии, диатомовые водоросли и др.).

Бентосные организмы имеют мелкие и тонкостенные раковины. Из органогенных пород здесь известны кремнистые образования, сложенные радиоляриями, кремниевыми губками, диатомеями (спикулы кремниевых губок образуют породы спонголиты, кремнистые сланцы; диатомеи — пласты трепелов и диатомитов, которые широко распространены в мезозойских отложениях Восточно-Европейской платформы).

В батиаля накапливаются маломощные осадки глинистых или известковых илов, в которых встречаются планктонные фораминиферы. Примеров отложений, накопившихся в прошлом в батиальной области, на платформах мало. Иногда к ним относят фацию силурийских граптолитовых сланцев Прибалтики.

Таким образом, по фациям древних пород сравнительно легко определить условия накопления мелководных отложений. За пределами изобаты 100 м определение глубины образования осадка затруднительно. В области распространения илов признаки глубины образования вообще сглаживаются.

Признаки морских течений, температурного режима, степени солености. О морских течениях свидетельствует наличие полос более грубозернистых отложений по сравнению с окружающими (полос глубоководных галечников, песчаников и т. д.), ориентировка галек и органических остатков.

Температурный режим водоемов устанавливается с помощью организмов-индикаторов (кораллов, брахиопод, организмов с карбонатным или кремнистым скелетом и т. д.) и отложений-индикаторов. Так, накопление известняков можно рассматривать в качестве зонального признака тропиков и субтропиков прошлого, причем накопление извести в море идет интенсивнее в аридной области, чем в гумидной.

Большой интерес представляет реконструкция солености древних водоемов. В открытом море колебания солености невелики и вызваны избыточным увлажнением (в гумидной области) или, наоборот, избыточным испарением (в аридной).

ПРИЗНАКИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФАЦИЙ. РЕКОНСТРУКЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК

Континентальные отложения отличаются от морских большим разнообразием, малыми мощностями, ограниченным распространением, пестротой состава. На их формирование оказывают решающее влияние климат и рельеф суши. Ископаемые континентальные фации известны фактически лишь с девона и составляют небольшой процент среди всей массы осадочных пород. Представлены они чаще всего терригенными отложениями.

Среди континентальных пород выделяются генетические типы континентальных отложений, включающие последовательность

элювиальных, склоновых водных, эоловых и ледниковых образований.

Элювиальные фации. К ним относятся разнообразные элювиальные коры выветривания. В различных климатических зонах они имеют разное строение. Во влажных ландшафтах в условиях длительного выветривания формировались коры выветривания мощностью до 100—120 м. С ними связаны залежи бокситов, железных, марганцевых, титановых руд, кварцевых песков, содержащих минералы, устойчивые к выветриванию (золото, платина, алмазы и др.). Маломощный элювий с признаками гипергенного преобразования первичных минералов свидетельствует о кратковременном (в геологическом смысле) этапе выветривания и, возможно, об умеренных климатических условиях. Обломочные горные породы, накопившиеся в результате интенсивного механического разрушения, свидетельствуют об аридных и нивально-тундровых условиях.

Склоновые фации. К ним относятся делювий и другие породы гравитационного происхождения. Наличие их свидетельствует о вертикальных тектонических движениях. В ископаемом состоянии среди древнейших отложений они встречаются редко, но зато широко развиты в четвертичных толщах. Наиболее мощные скопления образуются в районах с полузасушливым климатом.

Водные фации. К ним относятся речной аллювий, пролювий, озерные отложения. Наибольший интерес представляют речные фации, нахождение которых в ископаемом состоянии само по себе свидетельствует об избыточном увлажнении территории или в прилегающей горной области. Отложения древнего аллювия, имеющие лентоподобные очертания в плане, обычно представлены песчаными, реже песчано-глинистыми фациями равнинных и песчано-галечниковыми фациями горных рек. С древними элювиальными фациями часто связаны россыпи алмазов (Якутия, Урал), платины (Урал), золота (Бодайбо, Алдан, Колыма и др.), минералов титана (Восточная Сибирь, Украина).

Пролювиальные (предгорные) фации характеризуются грубообломочностью, почти полным отсутствием сортировки.

Озерно-болотные фации, как правило, представлены песчаниками и глинами, в очень редких случаях — галечниками; эти породы часто обогащены органическими остатками, вплоть до образования органогенных отложений (ракушечники, сапропелевые угли, горючие сланцы). В глинах хорошо сохраняются ископаемые отпечатки листьев, насекомых и т. д. В озерных фациях встречаются осадочные железные и марганцевые руды. Болотные фации известны примерно с девона. Они характеризуются наличием торфа, углей, иногда скоплением бурых железняков, сидерита и вивианита.

В озерах аридных районов, существование которых связано со стоком вод с прилегающих горных сооружений или за счет рек,

приносящих воды из гумидной зоны, накопление осадков протекает в следующем порядке: 1) карбонатные (известняковые) илы; 2) доломиты и известняки (в отложениях еще есть эвригалинная фауна); 3) мирабилит (при солености 150—160‰ уже безжизненные осадки); 4) каменная соль (при солености 200—250‰); 5) слой песчаников (высохший водоем засыпается толщей эоловых осадков).

Эоловые фации характерны главным образом для аридных (пустыни) и умеренно аридных условий (степи и ксерофитнокустарниковые ландшафты). В пустынях озерные фации приобретают солевой состав. Элювий представляет собой россыпи песков и щебенки, вместо речных отложений появляются эоловые, иногда вместо делювия формируется пролювий. Признаками засушливых условий являются (Н. М. Страхов, 1963): 1) известковистость континентальных отложений, в водоемах — преобладание хемогенного осадконакопления; 2) континентальное (в озерах) и лагунное соленакопление; 3) широкое развитие фаций эоловых временных потоков и предгорных конусов выноса с плохой сортировкой материала; 4) пестроцветность и красноцветность осадков; 5) наличие рудных концентраций меди, свинца и цинка осадочного происхождения.

Ледниковые фации. Представлены моренными, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Для моренных отложений характерны отсутствие слоистости, неокатанность, неоднородность, несортированность. В них обычно отсутствуют флора и фауна. Ископаемые метаморфизованные морены называют тиллитами. Характерным признаком древних ледников является также полировка пород ледникового ложа и нижней части крупных обломков.

Флювиогляционные отложения обычно косослоистые. Образуют короткие линзы по-разному отсортированного материала, сложенные песчано-гравийными породами.

Озерно-ледниковые отложения представлены песчано-глинистым материалом со слоистостью ленточного типа.

ПРИЗНАКИ ПЕРЕХОДНЫХ ФАЦИЙ

При исследовании переходных фаций, накапливающихся в пограничной зоне моря и континента, необходимо решать вопросы, возникающие при изучении как морских фаций (положение береговой линии, степень солености и т. д.), так и континентальных (определение областей накопления осадков, характер рельефа, размещение ареалов распространения различных типов растительности и т. д.). При исследовании переходных фаций особенно важно выявить палеоклиматические условия.

Лагунные фации. В пределах эпиконтинентальных морей и лагун всегда наблюдается опреснение или осолонение. Опреснение происходит в условиях влажного климата (современные Балтий-

ское, Белое моря) или в условиях, когда реки приносят большую массу воды из гумидной зоны (например, Каспийское море находится в аридной области, но питается водами рек бассейна Волги). Опреснение идет с поверхности, так как пресная вода легче соленой, перемешивание ее не происходит. Поэтому в водоемах, где глубины превышают 20—50 м, могут создаваться условия для сероводородного заражения. Сероводород при отсутствии кислорода выделяют трупы животных, опустившиеся на дно. Так, сероводородное заражение в Черном море на глубине 2000 м достигает $6,5 \text{ см}^3$ сероводорода на 1 л воды. Наличие сероводорода в опресненных водоемах отрицательно влияет на развитие органического мира и определяет своеобразие осадконакопления. В опресненных водоемах формируются песчано-глинистые и карбонатные отложения, образуются железо-марганцевые конкреции, сернистое железо, кремнезем. Органический мир представлен эвригалинными формами (водоросли, мшанки, моллюски пластинчатожаберные и брюхоногие), отличается малым количеством видов, но зато, если отсутствовало сероводородное заражение, часто наблюдается огромное количество особей.

Осолонение происходит в аридных условиях за счет испарения поверхностных вод. В результате в верхней части водоема концентрация солей увеличивается. Дефицит воды восстанавливается за счет притока в лагуну вод из морского бассейна.

По мере увеличения солености водоема происходит выпадение хемогенных осадков в следующем порядке: карбонаты кальция—карбонаты магния—сульфаты (рапа—150—160‰ солей)—галит (240—250‰ солей). Органический мир проходит следующую эволюцию: вначале вымирают стеногалинные формы, быстро возрастает количество особей эвригалинных форм, но вскоре весь органический мир погибает и отложения солей уже не содержат ископаемых организмов.

Для фаций осолоненных бассейнов характерны пестроцветность и красноцветность осадков, а также наличие рудных концентраций меди, свинца, цинка в прибрежных отложениях (место алюминия, железа, марганца, характерных для гумидных областей).

Фации дельт и эстуариев обладают признаками морских и континентальных отложений, представлены главным образом мощными толщами песков, иногда переслаивающимися с глинами. Залегают линзообразно. В них наблюдается чередование косяной однонаправленной слоистости с горизонтальной. Встречаются фрагменты наземных растений, а в горизонтальных сериях — солоноватоводная или пресноводная фауна.

Фации приморских озер представлены в основном маломощными глинистыми, реже алевроитистыми породами, залегающими линзами. Слоистость горизонтальная. Известна эвригалинная фауна (пластинчатожаберные, ракообразные и др.), фрагменты наземных растений.

Фаии приморских болот обычно представлены горизонтами паралических углей и торфяников. Фауна практически не встречается.

ПРИЕМЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ ПРОШЛОГО

Реконструкцию ландшафтов прошлого проводят с помощью различных приемов, в частности составления и анализа фациальных колонок и составления литолого-палеогеографических или фациальных карт.

Фациальные колонки. Их составляют для отдельных районов по данным изучения естественных разрезов (обнажений) или разрезов, полученных буровыми скважинами.

Рассмотрим конкретный пример.

Обнажение горных пород состоит из нескольких слоев (рис. 16, I). Колонка А, снизу вверх:

1. Песчаник мелкозернистый, хорошо отсортированный, косо-слоистый (рябь мелководья). Видимая мощность 2 м.

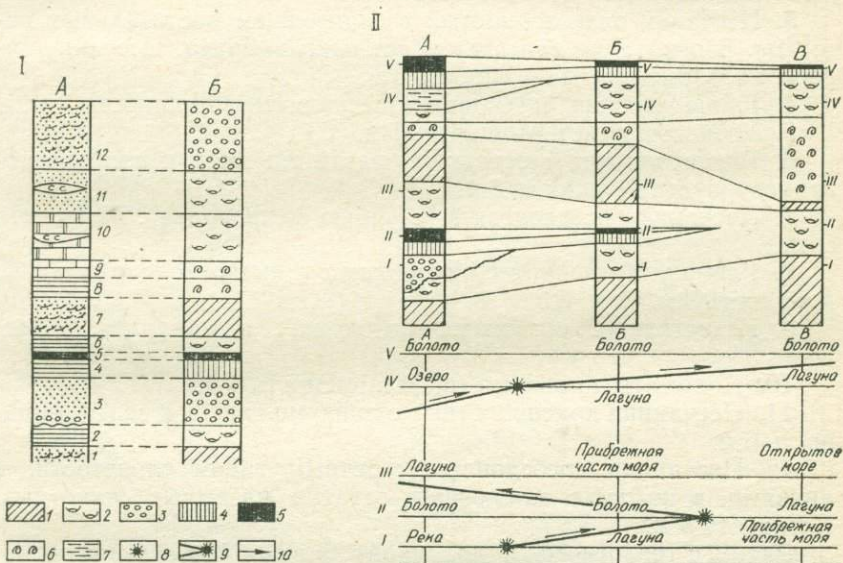


Рис. 16. Анализ разрезов с помощью фациальных колонок (по Л. Н. Ботвинкиной, с изменениями).

I — составление фациальной колонки: А — геологическая колонка (описание слоев 1—12 дано в тексте); Б — фациальная колонка.

II — сопоставление фациальных колонок трех районов (А, Б и В). Римские цифры указывают линии «срезов». Условные обозначения для фациальных колонок и аналитической схемы: 1 — прибрежно-морские отложения, 2 — лагунные, 3 — речные, 4 — болотные, 5 — торфяного болота (угольный пласт), 6 — открытого моря, 7 — озерные; 8 — положение береговой линии для каждого «среза»; 9 — схема перемещения береговой линии моря; 10 — направление этого перемещения



Рис. 17. Литолого-фациальная карта. Показан процесс построения литолого-фациальной карты для нижнемеловой эпохи

2. Глины уплотненные с эвригалинной фауной пластинчато-жаберных моллюсков. Мощность 3 м.

3. Песчаник разнозернистый с включением растительных остатков. В основании залегает пласт конгломерата. Песчаник залегает в форме линзы. Мощность 6 м.

4. Глина плотная, в основании песчанистая. Мощность 3 м.

5. Угольный пласт. Мощность 1 м.

6. Глина плотная с остатками растительности и полупресноводной фауны. Мощность 2 м.

7. Песчаник косослоистый (с рябью мелководья). Мощность 5 м.

8. Глина уплотненная с раковинами типично морской фауны. Мощность 3 м.

9. Известняк с остатками иглокожих и кораллов. Мощность 3 м.

10. Доломиты с линзами солей. Мощность 6 м.

11. Песчаники красноцветные с линзами гипсов и солей. Мощность 6 м.

12. Песчаники косослоистые с речным типом слоистости, с линзами, в которых заключены остатки наземных животных. Мощность 8 м.

Рядом с геологической колонкой строится фациальная, отражающая условия образования отдельных слоев осадков: 1—прибрежно-морские, 2—лагунные, 3—аллювиальные, 4—заболоченной низины, 5—торфяного болота, 6—лагунные, 7—прибрежно-морские, 8 и 9—открытого моря, 10 и 11—лагунные, 12—речные.

Фациальные колонки нескольких соседних районов сопоставляются. В результате выявляется общая тенденция в развитии физико-географических условий прошлого (рис. 16, II). На при-

веденной схеме римскими цифрами показаны горизонты, для которых рассмотрено расположение береговой линии моря; жирными линиями — пути ее перемещения; стрелками — направление этих перемещений.

Палеогеографическая, или фациальная, карта. Составляют ее на основе анализа нескольких разрезов одного определенного стратиграфического интервала. На картах изображают физико-географическую обстановку, существовавшую на Земле или на ее участке, на определенном этапе ее развития. Составляют карты для разных отрезков времени, как коротких (век, время), так и

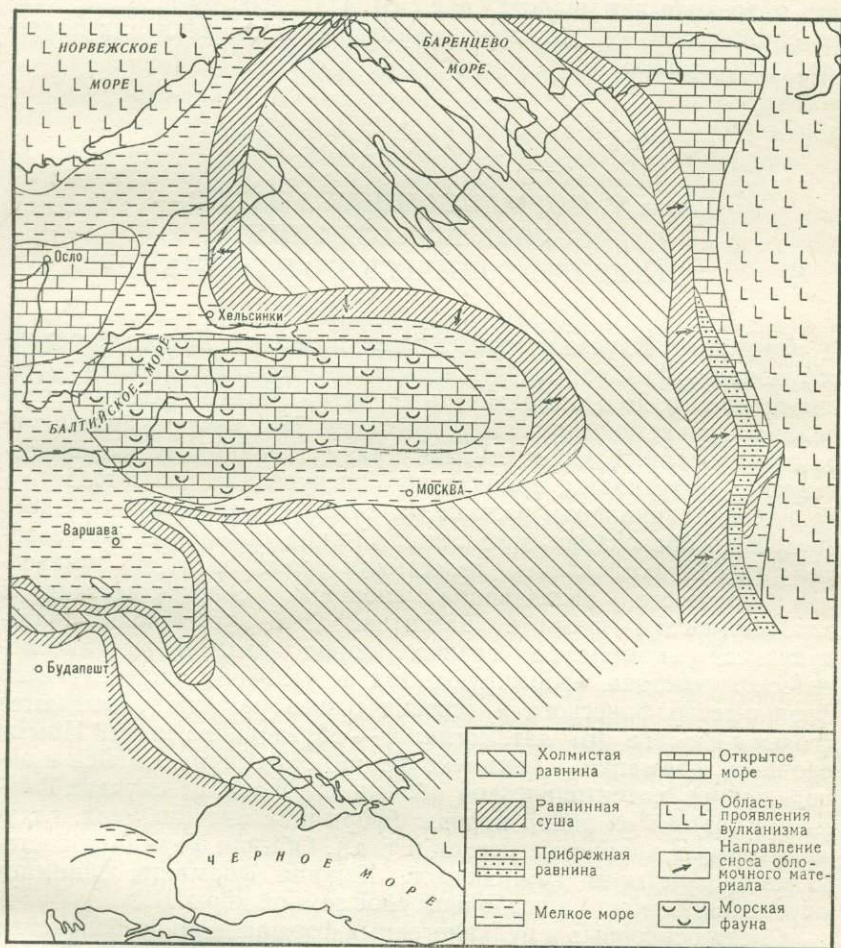


Рис. 18. Палеогеографическая карта европейской части СССР для среднеордовикской эпохи

продолжительных (эпоха). На последних изображаются усредненная палеогеографическая обстановка области размыва и осадконакопления, контуры водоемов, рельеф, положение речных долин, направления течений, ветров, размещение вулканов, климатическая зональность, биогеографическая зональность и т. д. (рис. 17, 18). Обычно палеогеографическая карта строится в 3 этапа: 1) изучаются разрезы и устанавливается возраст пород; на этом основании строится литолого-фациальная карта (рис. 17); 2) производится гипотетическая реконструкция первоначальной площади распространения генетических типов пород, имеющих одинаковый возраст; 3) воссоздаются обстановки осадконакопления и древние ландшафты (рис. 18). Палеогеографические карты служат основой для прогнозирования месторождения полезных ископаемых.

Глава V. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ — ОСНОВА ВОССОЗДАНИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Формация. Изучение горных пород позволяет не только реконструировать физико-географические (палеоландшафтные) условия прошлого, но и воссоздавать характер общего тектонического режима изучаемой крупной территории. Так, мощная толща метаморфизованных пород, смятых и раздробленных, переслаивающихся с эффузивами, пронизанных интрузивами, свидетельствует о геосинклинальном режиме развития, существовавшем здесь во время образования этой толщи. Толща осадочных образований (песчаники, глины, известняки, соли и т. д.) умеренной мощности, залегающая спокойно, свидетельствует о платформенном режиме развития. Эти устойчиво повторяющиеся комплексы горных пород различного литологического состава, формирующиеся в условиях определенного физико-географического и тектонического режима, называются формациями (от лат. *formatio* — образование, вид). Иными словами, формация — комплекс фаций, сформировавшийся в определенной геотектонической обстановке. В редких случаях формация состоит из одной породы (формации писчего мела, глауконитовых и кварцевых песков и т. д.). Обычно формация состоит из трех-четырех компонентов. Каждая формация занимает определенное место в осадочном слое земной коры.

Среди осадочных и вулканогенных формаций по особенностям тектонической обстановки выделяют формации геосинклинальных областей, переходные формации (краевых прогибов и межгорных впадин) и формации платформ.

Эти формации характеризуются большой мощностью отложений (от многих сотен до нескольких тысяч метров) и полнотой стратиграфического разреза, распространением отложений в виде полос. Рассмотрим важнейшие из них.

Группа вулканогенных (вулканогенно-обломочных) формаций характерна для внутренних зон геосинклиналей (эвгеосинклиналей); сложена переслаивающимися осадочными и вулканогенными породами. Выделяют подводную кремнисто-вулканогенную и наземно-вулканогенную (порфировую) формацию.

Подводная кремнисто-вулканогенная формация характерна для ранней стадии развития геосинклиналей. Она состоит из подводно-вулканических (базальтовых, андезитобазальтовых) и кремнистых осадочных пород. Это глубоководные породы, образующиеся в районах развития подводного вулканизма. С ними генетически связаны докембрийские месторождения осадочных железных и марганцевых руд. Кремнисто-железистые породы (представляют собой тонкое переслаивание чистых кварцитов с прослоями, обогащенными минералами железа, магнетита и гематита) носят название джеспилитов (КМА, Кривой Рог и др.).

Наземно-вулканогенные формации образуются в условиях наземного вулканизма, где вулканические породы представлены как кислым, так основными (липарито-дациты, андезитобазальты).

Аспидная (сланцево-граувакковая) формация характерна для внешних зон геосинклиналей (миогеосинклиналей), представлена сильно уплотненной глинистой толщей, песчаники в которой присутствуют в виде подчиненных прослоев, состоящих из обломков вулканических пород среднего и основного состава (грауваки). Породы имеют темную до черной окраску, отсюда название — аспидная, обогащены органическим веществом. Образуются они, очевидно, в условиях континентального склона и его подножия на начальной стадии опускания геосинклинали. Для этой толщи характерно образование кровельных сланцев, поэтому Б. М. Келлер (1946), выделивший ее, назвал кровельной.

Флишевая формация представлена мощной, до нескольких тысяч метров, толщей осадочных, в основном глубоководных, морских пород (от нем. *flissen* — течь). Это циклично чередующиеся пачки, состоящие из трех — пяти пород (аргиллитов, мергелей, известковых песчаников, реже, грубообломочных пород), повторяющихся в одной и той же последовательности — от более грубых, обломочных (внизу) до более тонких глинистых (вверху). В основании каждой пачки (цикла) видны гниероглифы. Образование флишевых толщ связано с мутьевыми потоками, возникающими вследствие оживления поднятий, эрозии в области размыва и увеличения привноса обломочного материала в водоемы реками. Про-

исходит это в зрелую стадию формирования геосинклинальной области, когда на ее площади начинают подниматься островные дуги.

Известняковая формация развивается в миогеосинклиналях, часто одновременно с флишевой. В ней выделяют толщи слоистых известняков, массивных известняков и карбонато-терригенных отложений. В тропических условиях образуются битуминозные известняки, барьерные рифы.

ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМ

Формации платформ характеризуются сравнительно небольшой мощностью (от нескольких десятков до нескольких сотен метров), широким распространением по площади, горизонтальным или слабо нарушенным залеганием, преобладанием мелководных морских, континентальных и лагунных отложений, частым выпадением из разреза отдельных стратиграфических подразделений, отсутствием или слабым развитием вулканогенных пород. Здесь развито большое количество формаций, среди которых важными являются следующие.

Угленосно-боксито-железистые формации представлены песчано-глинистыми породами, к которым приурочены скопления каолиновых глин, остаточных месторождений бокситов, железных руд и углей. Отложения эти образуются на континенте в условиях гумидного климата, на поверхности выветривания более древних пород.

Параличские песчано-глинистые формации. Они имеют очень широкое распространение. Сложены обычно мелководно-морскими или континентальными переслаивающимися глинами и песками (обычно кварцевыми), иногда с угольными прослоями. В условиях аридного климата эта формация является пестро- или красноватой.

Морские терригенные формации (с глауконито-фосфоритовыми накоплениями) образуются во время обширных морских трансгрессий или регрессий в условиях сильных понижений морского дна (50—250 м), когда моря на платформах открываются в сторону океанического бассейна. С этими формациями обычно связаны месторождения желваковых (конкреционных) фосфоритов биогенного происхождения.

Платформенные карбонатные формации в условиях гумидного климата представлены известняками, отложениями мела и мелоподобных мергелей. На платформах известны также горючие сланцы (например, кукерситы, образовавшиеся за счет водорослей) и битуминозные сланцы (девонские отложения Приуралья).

В условиях аридного климата в мелком море, помимо рифовых известняков, формируются гипсо-доломитовые отложения.

ПЕРЕХОДНЫЕ ФОРМАЦИИ (КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ, ПРЕДГОРНЫХ И МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН)

Эти области представляют собой зоны перехода от платформ к складчатым горным сооружениям, возникшим из геосинклиналей (краевые прогибы), зоны компенсационных опусканий на периферии областей внегеосинклинального орогенеза (предгорные впадины) или межгорные впадины тех или других областей. Для краевых прогибов характерны морские, лагунные и континентальные толщи, а для предгорных и межгорных впадин в основном континентальные. Эти толщи называют *молассовыми* (от фр. *molasse* — мягкий) обломочными отложениями, образующимися за счет размыва поднимающихся гор. На ранних этапах развития прогибов и впадин это обычно морские толщи, на поздних — лагунные и континентальные.

Нижняя моласса иногда именуется шлировой формацией, представлена мергелями, глинами и мелкозернистыми песчаниками (мощность сотни метров), окрашенными в серые, зеленоватые и розовые цвета. К нижней молассе в гумидных условиях часто приурочены морские или дельтовые нефтематеринские породы, нефть в которых находится в диффузно-рассеянном состоянии и выжимается в рядом расположенные пористые породы — коллекторы (в них залегают до 99% нефти и газа), а также паралические угленосные отложения, образующиеся на широких заболоченных приморских равнинах. В условиях аридного климата с нижней молассой связаны лагунные соленосные отложения, представленные слоями каменных и калийных солей, ангидрита и гипса, переслаивающихся с песчаниками, глинами, а в редких случаях — с прослоями карбонатов. Образуются эти отложения в лагунах в условиях быстрого погружения.

Верхняя моласса обычно континентальная, сложена песчаниками, конгломератами, глинами. К верхней молассе в гумидных условиях приурочены лимнические (озерные) угли, а в аридных — красноцветные грубообломочные континентальные отложения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Геологическая история Земли по конечным результатам проявлений геодинамических процессов, овегцествленных в отложениях прошлых геологических эпох, воссоздает типы этих процессов, а по ним и физико-географические условия прошлого. В этой части пособия в исторической последовательности показаны развитие структур земной коры, материков и океанов, атмосферы и гидросферы, климата, органического мира, закономерности и этапы формирования месторождений полезных ископаемых. В основу реконструкций легли представления о геологическом времени, важнейших структурах земной коры, фациях и формациях, об эволюционном развитии органического мира и закономерностях формирования полезных ископаемых.

Воссоздавая ландшафты прошлого, сравнивая их с современными, геолог делает выводы не только теоретического порядка, но главным образом для того, чтобы составить верный прогноз для поисков полезных ископаемых. Практически сейчас уже ни одно новое крупное месторождение полезных ископаемых осадочного (например, бокситов, россыпей алмазов, золота), а также магматического или метаморфического происхождения не может быть открыто и изучено без помощи палеогеографии и палеотектоники, без палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

Физико-географу реконструкция ландшафтов прошлого позволяет объяснить наблюдаемые ныне состав и структуру географической оболочки, а выявление закономерностей ее развития в геологическом прошлом дает научную основу для прогнозов на будущее (например, для решения вопросов проблемы охраны и преобразования природы). Правильные прогнозы могут позволить не только понять то, что произойдет в будущем, но и вмешаться, чтобы ускорить какой-то природный процесс или, наоборот, нейтрализовать его.

Глава VI. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Общая направленность развития и тектонические циклы. Исследования геологического развития Земли показывают, что для нее характерны направленность и необратимость всех геологических событий, в том числе и тектонических, которые привели к формированию современной сложной структуры литосферы. Поэтому в истории Земли выделяют ряд неповторимых этапов ее развития (по В. Е. Ханну, 1973)¹: 1) догеологический (4, 6—4, 5 млрд. лет)²; 2) лунный (от образования коры до формирования гидросферы, 4, 5—4, 0 млрд. лет); 3) катархейский (образуется первичная континентальная литосфера, слагающая ядра будущих материков, 4,0—3,5 млрд. лет); 4) поздне-архейско-раннепротерозойский, раннегеосинклиальный (образование протогеосинклиналей и первых протоплатформ, 3,5—2,0 млрд. лет); 5) среднепротерозойский — раннерифейский, раннеплатформенный (консолидация первичной континентальной коры, 2,0—1,4 млрд. лет); 6) позднепротерозойский — палеозойский, геосинклинально-платформенный этап (заложение геосинклинальных поясов фанерозоя, обособление древних платформ и их развитие, 1,4—0,2 млрд. лет); 7) мезозойско-кайнозойский, континентально-океанический этап (оформление современных континентов, создание на палеозойских и раннемезозойских складчатых структурах молодых платформ, образование молодых океанов, 0,2 млрд. лет — ныне). В этом обобщении отчетливо вырисовывается направленность развития литосферы.

В геологическом развитии на последних этапах истории Земли особенно отчетливо прослеживаются два взаимно противоположных процесса — разрастание континентов за счет океанов и океанизация за счет обрушения и развития обломков материков. Но, несмотря на существование этих взаимоисключающих друг друга процессов, и здесь наблюдается определенная направленность, выражающаяся в резульативной составляющей: постоянно увеличивается как объем тектоносферы (литосферы и верхней мантии, захваченных процессами геотектогенеза), так и размеры устойчивых плит после каждого очередного дробления литосферы; происходит нарастание контраста между устойчивыми глыбами и подвижными поясами.

¹ С изменениями ранних дат.

² Возраст Земли в 4,6 млрд. лет относится уже ко времени существования Земли как дифференцированного тела, в котором произошло разделение вещества (образовались ядро, мантия, кора). Полагают, что истинный возраст Земли как самостоятельно эволюционирующей планеты солнечной системы находится в пределах 4,6—5,0 млрд. лет.

Для направленного развития литосферы характерна вместе с тем определенная цикличность процессов, проявляющихся каждый раз главным образом на различных территориях. Иными словами, в истории Земли наблюдаются определенные этапы развития литосферы, на протяжении которых тектонические процессы приводят к тектонической перестройке то одних участков литосферы, то других. Процессы эти носят непрерывно-прерывистый характер: проявляются постоянно, но преимущественно то в одном, то в другом месте Земли. При этом в истории развития литосферы можно выделить периоды интенсивных тектонических деформаций; с последними совпадает горообразование. Это явление объясняют длительной аккумуляцией напряжений в литосфере и последующей их разрядкой в форме различных тектонических процессов. Эту периодичность впервые подметил французский геолог М. Бертран, выделивший в 1886 г. четыре эпохи горообразования.

В настоящее время длительные периоды, по завершении которых тектонические процессы, в том числе и горообразовательные, проявляются наиболее интенсивно, называются тектоническими циклами или циклами (этапами) тектогенеза. Такие крупные циклы носят планетарный характер.

В истории Земли выделяется 11 основных циклов тектогенеза: катархейский (4000—3500 млн. лет назад), раннеархейский (3500—3000 млн. лет назад), позднеархейский (3000—2600 млн. лет назад), раннепротерозойский, или раннекарельский (2600—2000 млн. лет назад), среднепротерозойский, или позднекарельский (2000—1700 млн. лет назад), раннерифейский, или готский (1700—1400 млн. лет назад), среднерифейский, или гренвильский (1400—1000 млн. лет назад), байкальский (1000—550 млн. лет назад), раннепалеозойский, или каледонский (545—375 млн. лет назад, средний кембрий — ранний девон), позднепалеозойский, или герцинский (варисский, 375—220 млн. лет назад, средний девон — ранний триас), мезозойский, или киммерийский (тихоокеанский, 220—80 млн. лет назад, средний триас — мел), кайнозойский, или альпийский (незавершенный, последние 80 млн. лет).

Таким образом, в докембрии циклы имеют продолжительность 300—600 млн. лет, в фанерозое — 140—170 млн. лет, в кайнозое 80 млн. лет (незавершенный).

Говоря об этапах развития Земли, отметим, что наряду с сокращением интервалов времени произошли и иные изменения, указывающие на эволюцию не только таких структур, как геосинклинальные и платформенные области, но и эволюцию самих процессов геосинклинального и платформенного развития. Так, первые протогеосинклинали докембрия имели очень простое строение, движения в их пределах отличались слабой контрастностью. В рифее геосинклинали приобрели уже более сложную структуру, погружения в их пределах отличались уже большей величиной. В геосинклиналах раннего палеозоя контрастность погружений до-

стигает такой величины, что образуются некомпенсированные прогибы. Герцинские геосинклинали обладают еще более сложным строением, на их периферии формируются уже настоящие¹ краевые прогибы. На территориях палеозойских складчатых областей в позднем палеозое и мезозое образуются молодые платформы. Большинство областей мезозойской складчатости и горообразования в кайнозое подверглись внегеосинклинальному орогенезу, так и не успев стать платформой.

Платформы образуются на месте эпигеосинклинальных сооружений. Чехольный комплекс обычно накладывается на очень глубокие, в несколько километров, авлакогены древних платформ и более мелкие авлакогены молодых платформ. Последние в дальнейшем испытывают более мощные дифференцированные вертикальные движения, зато их структуры имеют обычно более мелкие размеры и линейную форму (сравните с крупными структурами древних платформ, имеющими изометрическую овальную форму).

Эволюционные этапы. Эпохи складчатости и горообразования. Обычно каждый тектонический цикл состоит из двух частей: длительного эволюционного развития и кратковременных бурных тектонических деформаций, сопровождаемых региональным метаморфизмом, становлением гранитных интрузий и горообразованием. Завершающая часть цикла в отечественной геологии именуется эпохой складчатости, для которой характерно окончание развития определенных геосинклинальных систем и их превращение в эпигеосинклинальный ороген, после чего в регионе развивается платформа, или образуются внегеосинклинальные горные сооружения.

Для эволюционных этапов характерно (рис. 19): 1) длительное прогибание подвижных (геосинклинальных) областей и накопление в них мощных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ; 2) выравнивание рельефа суши (разрушение гор, плоскостной смыв с платформенных равнин и т. д.); 3) широкие опускания окраин платформ, прилегающих к геосинклинальным областям, затопление их водами эпиконтинентальных морей; 4) выравнивание климатических условий, что связано с широким распространением мелких, хорошо прогреваемых эпиконтинентальных морей и увлажнением климата материков; в пределах нижних слоев атмосферы происходит аккумуляция солнечной энергии; исчезновение областей оледенения; 5) возникновение благоприятных условий для жизни и широкого расселения фауны и флоры.

Эти этапы эволюционного развития Земли называют т а л а с о к р а т и ч е с к и м и (от греч. *талясса* — море, *кратос* — сила, власть). Для них характерно широкое развитие морских обломочных отложений. В периоды усиленного вулканизма, когда

¹ В Предбайкалье известен краевой прогиб байкальского возраста.

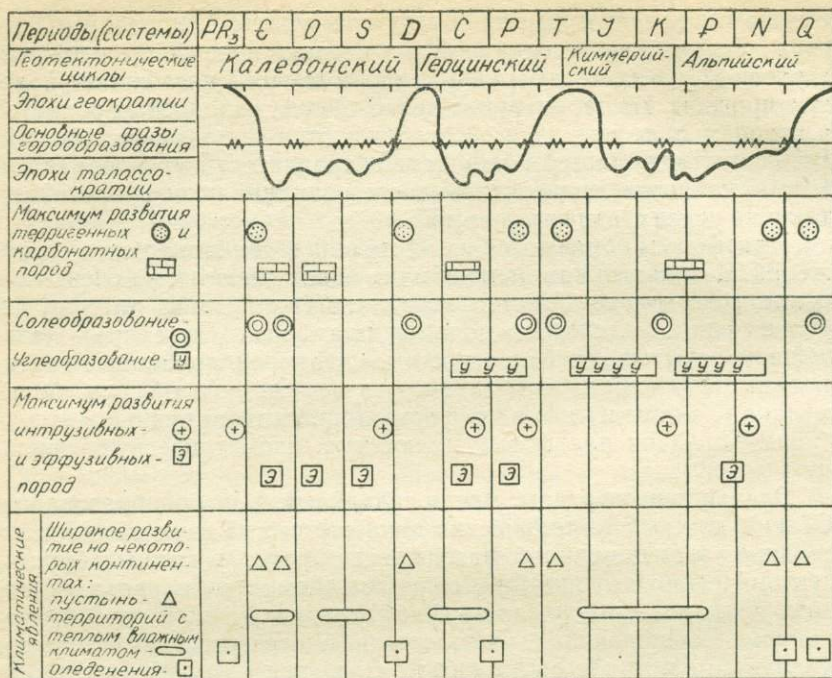


Рис. 19. Зависимость некоторых природных явлений и осадконакопления от тектонических движений (по А. Н. Ходалевичу с изменениями)

увеличивалось поступление в атмосферу двуокиси углерода, интенсивнее развивалась и растительность, что, в свою очередь вызывало накопление органических остатков в форме угольных залежей, способствовало бурному развитию жизни в морях и накоплению нефтегазоносных толщ, карбонатных пород в теплых морях.

Эпохам складчатости и горообразования присущи следующие черты: 1) широкое развитие горообразовательных движений в геосинклинальных областях, колебательных движений на платформах; 2) проявление мощного интрузивного, а затем эффузивного (обычно наземного) магматизма; 3) поднятие окраин платформ, прилегающих к эпигеосинклинальным областям, регрессии эпиконтинентальных морей и усложнение рельефа суши; 4) континентализация климатов, усложнение климатических условий, усиление зональности, расширение пустынь и появление областей континентального оледенения (в горах и у полюсов); 5) ухудшение условий для развития органического мира, в результате чего происходит вымирание господствующих и высокоспециализированных форм и появление новых.

Для эпох складчатости и горообразования характерны кратические условия (буквально — господство суши), т. е. этапы относительного увеличения площади суши. В это время на Земле очень широкое развитие получили континентальные отложения с часто встречающимися красноцветными образованиями (иногда карбонатными, загипсованными или засоленными), имеющими разнообразный генезис и образовавшимися в пустынях, лагунах, солончатых или пресных озерах, дельтах рек, на аллювиальных равнинах или в предгорьях.

Фазы складчатости. Эпохи складчатости распадаются на фазы складчатости, или, точнее, фазы тектогенеза, соответствующие времени усиления тектонических процессов, проявляющихся на ограниченных участках подвижных поясов земной коры данного цикла. Г. Штилле (1913) был предложен список фаз складчатостей.

Впоследствии этот список был расширен и уточнен. Установлено, что важнейшие фазы имеют продолжительность в среднем 15—20 млн. лет, а промежутки между ними 30—40 млн. лет.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основные понятия. Полезное ископаемое — природное минеральное образование, которое при данном уровне техники может рентабельно использоваться в хозяйстве в обработанном или необработанном виде. Полезное ископаемое может быть в форме отдельных минералов, включенных в горные породы, или представлять собой часть земной коры (слои известняков, массивы гранитов и т. д.). Полезные ископаемые могут находиться в твердом, жидком и газообразном состоянии.

Руда — горная порода, или твердое минеральное образование, с таким содержанием полезных компонентов, которое делает целесообразным извлечение их при современном состоянии техники и экономики. В начале рудами называли металлические ископаемые. Сейчас это более широкое понятие, не включающее, однако, угли, стройматериалы и некоторые другие твердые полезные ископаемые.

Выделяют четыре большие группы полезных ископаемых:

1) топливно-энергетическое сырье (каустобиолиты — угли, горючие сланцы, нефть, природные газы, торф; руды урана);

2) металлические полезные ископаемые (железные, цинковые, алюминиевые руды и др.); среди них известны руды монометалльные — извлекается лишь один металл (железо, золото, марганец и др.), биметалльные — извлекаются два металла (свинцово-цинковые, ртутно-сурьмяные и др.) и полиметалльные, содержащие несколько металлов (полиметаллические руды со свинцом, цинком, медью, золотом; руды с никелем, кобальтом, ураном, висмутом, серебром и т. д.);

3) неметаллические полезные ископаемые, используемые как готовый минеральный агрегат (каменная соль, стройматериалы и пр.) или как сырье, из которого выделяют минералы или химические соединения;

4) водные ресурсы (вода питьевая, техническая, минеральная).

Месторождением, точнее, промышленным месторождением полезного ископаемого называют такое его естественное скопление в земной коре, которое в количественном и качественном отношении может быть предметом промышленной разработки при данном состоянии техники и в данных экономических условиях.

Выделяют также непромышленные месторождения — скопления полезного ископаемого, которые можно будет разрабатывать лишь тогда, когда изменятся технико-экономические условия его разработки.

Концентрация отдельных элементов в земной коре находится в прямой зависимости от тектоно-магматических процессов, а также процессов гипергенеза, литогенеза и метаморфизма. Месторождения обычно размещаются группами. Месторождения твердых полезных ископаемых на основе общности происхождения и единства геологической структуры обычно объединяют в рудные поля, рудные узлы или группы. Месторождения металлических полезных ископаемых иногда объединяют в рудные зоны, а затем в рудные пояса, охватывающие большие территории (чаще целые горно-складчатые системы).

Выделяют бассейны полезных ископаемых (в основном для осадочных или первичноосадочных образований), например угольные (Донецкий и др.), нефтегазоносные, неметаллические (например, соляной бассейн Соликамский), металлические (Никопольский марганцевый, Криворожский железорудный и др.), а также области и провинции.

Изучением закономерностей размещения полезных ископаемых занимается минералогия. Существенную часть этой науки составляет металлогения, исследующая закономерности размещения в земной коре металлических полезных ископаемых. Она изучает металлогенические провинции, т. е. участки земной коры, характеризующиеся, по определению И. Г. Магакьяна, общностью геологического строения и развития, а следовательно, общностью и определенной спецификой минерализации (например, киммерийская Забайкальская металлогеническая провинция с золото-олово-вольфрамовой минерализацией и др.).

Металлогенические провинции могут возникать на месте геосинклинальных областей или образовываться в пределах щитов и платформ, имея как линейное, так и нелинейное простираение.

Сходные по структурному положению и минерализации провинции объединяют в металлогенические пояса (напри-

мер, Тихоокеанский и Средиземноморский металлогенические пояса), имеющие зачастую планетарное значение.

Минерагения и металлогения, в частности, изучают также эпохи рудообразования, т. е. отрезки геологического времени, благоприятные для формирования определенных комплексов полезных ископаемых. Эпохи рудообразования совпадают по времени с циклами тектогенеза. Они иногда разделяются на этапы (стадии), соответствующие тектоническим фазам складчатости.

При характеристике полезных ископаемых используется понятие «кондиция» (от лат. *conditio* — условие, требование). Показателями кондиций являются прежде всего минимальное промышленное содержание полезного компонента в руде, запасы полезного ископаемого в месторождении, мощность, максимальная глубина залегания рудного тела, содержание вредных примесей.

С течением времени меняются кондиции.

Например, среднее содержание меди в добываемой руде в разное время имело разные значения: в бронзовом веке эксплуатировались только очень богатые руды с содержанием меди более 15%, в начале XIX в. разрабатывались медные руды, содержащие не менее 10% меди, в 1881—1890 гг.—5%, в 1891—1900 гг.—3,8%, в 1901—1910 гг.—2%, в 1910—1920 гг.—1,6%, в конце 60-х годов XX в.—1% и менее, в настоящее время — до 0,4—0,5%.

Ценность месторождений возрастает с приближением их к экономически освоенным территориям. Не случайно в решениях XXIV и XXV съездов КПСС особое внимание обращено на необходимость наиболее полного освоения месторождений экономической развитой европейской части Советского Союза. Однако одновременно с этим, учитывая перспективное развитие народного хозяйства, детально изучаются, оцениваются и вовлекаются в хозяйственный оборот минеральные ресурсы всех районов нашей страны.

Классификация запасов. Единая международная классификация запасов отсутствует. Существуют две классификации. Одна принята в Советском Союзе и в большинстве социалистических стран, другая — в большинстве стран капиталистического мира. Рассмотрим первую из них.

Все запасы классифицируются по группам и категориям. По хозяйственному назначению они делятся на две группы: балансовые, использование которых в данное время экономически целесообразно, и забалансовые, использование которых в данное время экономически нецелесообразно, но впоследствии возможно.

Категории запасов устанавливаются в зависимости от степени разведанности данного месторождения, изученности качества сырья и горнотехнических условий их разработки. Для

Примерные запасы важнейших видов полезных ископаемых
в уникальных и крупных месторождениях

Полезные ископаемые	Месторождения по величине запасов, т		Содержание полезных компонентов (при расчетах)
	уникальные	крупные	
Нефть	$5 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^7$	извлекаемые
Газ	$5 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$	$5 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$	«
Угли	10^{11}	10^{10}	«
Уран	10^6	10^4	двуокись урана, более 0,05 — 0,1%
Железо	10^9	$3 \cdot 10^8$	25 — 60% железа
Марганец	$15 \cdot 10^7$	$75 \cdot 10^3$	35 — 50% марганца
Хромит	$5 \cdot 10^3$	$15 \cdot 10^5$	тревокись хрома, более 35 — 55%
Титан	$5 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^5$	двуокись титана, более 8 — 10%, или до 40 — 50 кг/м ³ минералов титана в россыпях
Никель	—	$5 \cdot 10^5$	металл, более 0,3 — 0,6%
Кобальт	$5 \cdot 10^4$	$15 \cdot 10^3$	металл, более 0,015 — 0,037%
Вольфрам	$15 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4$	тревокись вольфрама, более 0,1 — 0,2%
Молибден	10^5	$5 \cdot 10^4$	металл, более 0,07%
Алюминий (нефелины, алуниты)	10^9	10^8	22 — 28% Al_2O_3
Алюминий (бокситы)	10^8	10^7	28 — 52% Al_2O_3
Медь	$5 \cdot 10^3$	10^3	металл, более 0,4 — 1,0%
Свинец и цинк (в сум- ме)	$2 \cdot 10^6$	$6 \cdot 10^5$	металл, более 1,2 — 2,0%
Олово	10^5	$25 \cdot 10^3$	металл, более 0,1 — 0,2%, а в рос- сыпях более 0,1 кг/м ³ минералов олова
Ртуть	$15 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^3$	металл, более 0,1%
Сурьма	—	$3 \cdot 10^4$	металл, более 1,2 — 1,5%
Золото	10^2	50	металл, более 4 — 5 г/т в ко- ренных и более 0,1 — 0,2 г/т в россыпных месторождениях
Серебро	—	10^3	металл, более 0,04 — 0,05% (400 — 500 г/т)
Платина	50	5	металл, более 0,2 — 0,4 г/т
Калийные соли	10^9	$5 \cdot 10^8$	окись калия, более 10%
Фосфатное сырье	—	$2 \cdot 10^7$	P_2O_5 — в апатитах более 37%, в фосфатах — 6%
Сера (самородная)	$5 \cdot 10^7$	10^7	сера, более 8 — 10%
Флюорит	$2 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^5$	CaF_2 более 30%
Алмазы	20 (100 млн. карат)	5 (25 млн. карат)	алмазы, более 0,15 — 3,0 кар- ат/м ³ в трубках взрыва и бо- лее 0,01 — 0,50 карат/м ³ в рос- сыпях
Асбест	—	$15 \cdot 10^3$	хризотил-асбест, более 0,5 — 0,2%, с длиной волокон бо- лее 0,5 мм
Графит	—	10^7	графит, более 2 — 3%
Слюды	$25 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^3$	флогопит и мусковит, более 20 — 40 кг/м ³ , кристаллы сло- ды более 3 см ²

оценки твердых полезных ископаемых установлено четыре категории — А, В, С₁, С₂. Упрощенно интерпретацию этих категорий можно дать в следующем виде.

А — полностью изученные, В — в основном, С₁ — в общих чертах, С₂ — предварительно изученные.

В странах капиталистического мира для всех ископаемых принята упрощенная классификация со следующим трехступенчатым делением: а) достоверные (доказанные, действительные); б) вероятные; в) возможные, или гипотетические. Сумма этих категорий и составляет общие геологические запасы.

При сравнении запасов любых полезных ископаемых социалистических и капиталистических стран обычно сопоставляются запасы категорий А+В с достоверными (доказанными, действительными или измеренными), С₁ — с вероятными (и, вероятно, исчисленными), С₂ — с возможными (гипотетическими, или предполагаемыми).

Месторождения полезных ископаемых подразделяются на весьма крупные, или уникальные, крупные, средние и мелкие, причем критерий для такого выделения существует по каждому виду полезных ископаемых (табл. 3).

Промышленная классификация. В промышленной классификации выделяют:

- 1) топливно-энергетическое сырье — газ, уголь, уран;
- 2) черные, легирующие и тугоплавкие металлы — руды железа, марганца, хрома, титана, ванадия, никеля, кобальта, вольфрама, молибдена, циркония, тантала и ниобия;
- 3) цветные и легкие металлы — руды алюминия, магния, меди, свинца, цинка, олова, висмута, ртути, сурьмы, лития и бериллия;
- 4) благородные металлы — золото, серебро, платина и платиноиды;
- 5) химическое и агрономическое сырье — калийные соли, фосфатное сырье (фосфориты и апатиты), борные руды, сера, бром, йод, плавиковый шпат (флюорит);
- 6) техническое, или индустриальное, сырье — алмазы, асбест, графит, пьезооптическое минеральное сырье (пьезокварц, оптический флюорит, исландский шпат), слюды (мусковит, флогопит);
- 7) флюсы и огнеупоры — известняки и доломиты, магнезит, огнеупорные глины, кварциты;
- 8) строительные материалы — цементное сырье, каменные строительные материалы.

Рассматривая в дальнейшем полезные ископаемые и их месторождения по эпохам рудообразования, мы сосредоточим внимание лишь на важнейших видах полезных ископаемых, поскольку они являются основой народнохозяйственных планов СССР и относятся к стратегическим видам сырья за рубежом.

При описании отдельных видов минеральных ресурсов в

дальнейшем будут упоминаться лишь наиболее важные для народного хозяйства месторождения или рудные районы. Сведения о менее важных месторождениях, а также видах полезных ископаемых будут даны в том случае, если они имеют большое значение для решения вопросов палеогеографии.

Охрана недр. Под охраной недр подразумевается охрана земной коры от разрушающего ее антропогенного воздействия и охрана минеральных ресурсов.

Еще К. Маркс писал, что цивилизация, если она развивается стихийно, а не направляется сознательно, оставляет после себя пустыню.

Капиталистический строй с его частной собственностью, стихийным развитием хозяйства, погоней за прибылями часто приводит к хищническому истреблению ресурсов. Идеи экономии сырья и энергии в масштабах общества, увеличения срока службы промышленных изделий и другие вызывают бешеное сопротивление монополий, боящихся за сокращение прибыли.

В отличие от капиталистического социалистический мир принимает решительные меры по охране и рациональному использованию недр суши и океана. В Конституции СССР записано: «В интересах настоящего и будущих поколений в СССР принимаются необходимые меры для охраны и научно обоснованного, рационального использования земли и ее недр, водных ресурсов, растительного и животного мира, для сохранения в чистоте воздуха и воды, обеспечения воспроизводства природных богатств и улучшения окружающей человека среды» (статья 18). В Советском Союзе разработаны и действуют специальные законы, предусматривающие конкретные меры охраны недр, почв и других компонентов географической оболочки. Так, с 1 января 1976 г. действует Закон о недрах, который предусматривает разносторонние формы пользования недрами, геологическое изучение территории, строжайший учет запасов полезных ископаемых, разработку их месторождений, строительство и эксплуатацию подземных сооружений, шахт, хранилищ нефти, газа и других веществ и материалов, резервуаров для сбросов сточных вод и захоронения вредных веществ и отходов производства, рекультивацию земель и сохранение почв при карьерном способе добычи полезных ископаемых.

Охрана минеральных ресурсов предполагает их геологический поиск и разведку, опережающие добычу с целью создания потенциальных запасов; наиболее полное комплексное извлечение и безотходное использование из месторождения всех полезных компонентов; вторичное использование сырья после переработки руд; искусственную концентрацию рассеянных в процессе использования минеральных веществ; поиски природных и искусственных заменителей дефицитных минеральных соединений.

Под изучением недр, поиском и разведкой полезных ископаемых имеется в виду развитие теоретических разделов геологии,

позволяющих вести поисковые работы в верном направлении, тщательное изучение старых рудных районов новыми приемами и методами, с тем чтобы продлить сроки действия рудников.

Наиболее полное и комплексное извлечение полезных компонентов при разработке месторождений означает прежде всего поднятие коэффициента полезного использования сырья. Путь к этому — совершенствование технологии. По мере совершенствования технологии переработки руд и исчерпания богатейших залежей меняются представления о критериях целесообразности использования различных видов сырья, непрерывно снижается нижняя граница кондиционного содержания полезного компонента.

С целью более полного извлечения минеральных ресурсов из недр развиваются новые пути добычи полезных ископаемых: при добыче нефти используется искусственно создаваемое внутрипластовое давление; при добыче соли — подземное выщелачивание, при добыче самородной серы, урана — подземное выплавление горячим паром или горячей водой; применяется подземная газификация угля и др.

Высокий уровень развития производительных сил сделал доступным извлечение минерального сырья из морских вод и со дна Мирового океана. Проблема охраны недр дна океана приобрела международный аспект. В 1975 г. в Женеве на III Международной конференции ООН по морскому праву выдвинуто предложение об установлении 200-мильных экономических зон, в которых прибрежные государства осуществляли бы суверенные права в целях разведки, разработки и сохранения естественных ресурсов, находящихся на морском дне, в его недрах и покрывающих водах, а также в целях управления этими ресурсами.

В эпоху НТР задача охраны недр переросла границы государств и перестала быть внутригосударственным делом. Она имеет международный характер и ждет решения на научной основе при широком сотрудничестве государств и в интересах всего человечества.

Глава VII. ДОКЕМБРИЙ (ДОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ. АРХЕЙ И ПРОТЕРОЗОЙ)

ОСОВЕННОСТИ ДОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Существует много гипотез происхождения Земли, но все они могут быть условно объединены в две группы: 1) гипотезы первичнорасплавленного состояния Земли и ее последующего охлаждения (гипотезы Ж. Бюффона, И. Канта, П. Лапласа, Д. Джинса и др); 2) гипотезы первичнохолодной Земли, испытавшей последующее радиогенное разогревание и затем неравно-

мерное охлаждение (гипотезы В. Г. Фесенкова, О. Ю. Шмидта, Б. Ю. Левина, А. П. Виноградова, Г. В. Войткевича и др.).

Сторонники первой группы гипотез считают основным источником внутренней энергии Земли остаточное тепло, сохранившееся от времени ее формирования, а дополнительными источниками — энергию радиогенную и энергию, выделяющуюся при сжатии вещества Земли. Сторонники второй группы гипотез, наоборот, радиогенную энергию считают основной. В прошлом радиоактивных веществ на Земле было намного больше, но в процессе радиоактивного распада их количество уменьшилось. Например, 4,5 млрд. лет назад урана-238 на Земле было вдвое больше, чем теперь. Кроме того, тогда существовали и неизвестные нам «недолговечные» радиоактивные изотопы с периодом полураспада от 10 млн. до 1 млрд. лет. Следовательно, в далеком прошлом с позиции первичнохолодного образования Земли она была значительно теплее.

Известно, что Земля состоит из концентрических оболочек (геосфер), плотность вещества которых возрастает к центру Земли. Образование геосфер произошло в результате дифференциации вещества. Этот факт объясняется по-разному. Сторонники гипотезы первичнорасплавленной Земли полагают, что геосферы (ядро, мантия, кора) образовались еще в догеологическую стадию в результате дифференциации вещества, находившегося еще в расплавленном состоянии (тяжелые элементы опускались к центру, легкие всплывали). По мере охлаждения Земли процессы дифференциации ослабевали, сохраняясь лишь в очагах плавления.

У сторонников гипотез первичнохолодного состояния Земли существуют следующие идеи происхождения геосфер: 1. Дифференциация вещества произошла на стадии скопления холодных тел при образовании Земли: вначале в центре образовалось металлическое ядро, вокруг которого произошло накопление силикатных частиц мантии. 2. После скопления вещества Земли произошло его расплавление в основном за счет радиогенной энергии и, как следствие, дифференциация. По мнению одних исследователей, процесс этого плавления охватил всю Землю, по мнению других, только верхние геосферы (верхнюю часть мантии). Разогревание поверхности Земли привело к исчезновению термической зональности, улетучилась и первичная атмосфера. В процессе дифференциации внутренних оболочек Земли формируются гидросфера и новая атмосфера. После охлаждения поверхности Земли начинает проявляться климатическая зональность.

С каких бы космогонических позиций мы ни рассматривали происхождение Земли, при всех возможных вариантах история Земли начинается с ее разогревания. Поэтому для объяснения некоторых тектонических событий применима гипотеза контракции.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ

Архейско-протерозойский, или криптозойский, этап охватывает историю Земли протяженностью 4 млрд. лет. Он продолжался почти в 7 раз дольше фанерозойского. За это время сформировались все существующие внешние оболочки — литосфера, гидросфера и атмосфера.

Образовавшись давно, архейско-протерозойские породы не только прошли стадии превращения осадка в горную породу, но вследствие процессов метаморфизма под воздействием сильных давлений и высоких температур в значительной степени преобразовались в метаморфические породы. Докембрийские метаморфические породы обычно залегают под мощной толщей осадочных пород и выходят на поверхность лишь в пределах щитов древних платформ и в горно-складчатых областях, занимая площадь около 25 млн. км² (17% территории суши).

Характерной особенностью докембрийских пород является их метаморфизованность. При изучении этих пород стараются определить их первичный облик, т. е. как бы снять эффект метаморфизма и восстановить первичный характер породы, ее тип. Затем для расшифровки физико-географических условий осадкообразования применяются уже обычные методы палеогеографии.

Метаморфизм в этих породах обычно связан со складчатостью, проявляющейся в докембрии неоднократно. Поэтому, в отличие от фанерозойских пород, докембрийские отложения (за исключением самых молодых среди них, лежащих в основании чехла древних платформ) смяты в складки, раздроблены. Для позднего архея и протерозоя характерен также процесс гранитизации, в результате которого происходит образование мигматитов — пород со сложным строением, характеризующимся частым переслаиванием гранитов и гнейсов.

Докембрийскую историю принято разделять на архейскую и протерозойскую эры (табл. 4).

При расчленении и корреляции метоморфизованных архейско-протерозойских пород в связи с отсутствием или редкостью органических остатков прежде всего широко применяют непалеонтологические методы стратиграфии: 1) последовательность напластования, 2) минералого-петрографический, особенно характер метаморфизма пород, 3) структурно-тектонический, при использовании которого учитывают несогласные взаимоотношения комплексов отложений. Особенно важное значение для стратиграфии приобрело определение абсолютного возраста горных пород с помощью радиологических методов. Оно особенно ценно для корреляции отложений на больших расстояниях.

В связи с тем что докембрийские породы выходят на дневную поверхность в форме отдельных островков, в стратиграфии этих толщ широко применяются местные стратиграфические

Геохронологическая шкала докембрия

Относительная геохронология		Абсолютная геохронология				
Эры (группы)	Части эр (подгруппы)	Начало в млн. лет	Длительность подразделения, в млн. лет	Длительность эр, в млн. лет		
Протерозойская —PR	поздний протерозой — PR ₃	венд — V		700	2030	
		рифей — R	поздний рифей — R ₃	1000		300
			средний рифей — R ₂	1400		400
		ранний рифей — R ₁	1700	300		
	средний протерозой — PR ₂		2000	300		
	ранний протерозой — PR ₁		2600	600		
Архейская — AR	поздний архей — AR ₂	3300	700	1900		
	ранний архей (катархей) — AR ₁	4500	1200			
Планетарная (догеологическая)		4500 — 4600 (до 5000)				

подразделения, для увязки которых используют характерные черты архейских и протерозойских пород (табл. 5).

Органическая жизнь известна с архея, но в докембрийских породах она оставила еще слишком мало следов, в основном это редкие микроорганизмы. Крупные организмы известны лишь с позднего протерозоя, но и они не имеют еще твердых скелетных образований. Для биостратиграфии верхнего докембрия (верхнего протерозоя, рифея) используют строматолиты, онколиты, катаграфии и акритархи. Древнейшие строматолиты обнаружены еще в верхнеархейских породах Южной Африки и имеют возраст около 3 млрд. лет. Для каждого крупного подразделения верхнего протерозоя (рифей) характерны различные типы строматолитовых построек, условно названных родами. Онколиты (от греч. *онкос* — желвак, вздутие) — округлые известковые желваки, часто с концентрической слоистостью. Это непри-

Сравнительная характеристика пород архея и протерозоя

Характерные черты	
архея	протерозоя
<ol style="list-style-type: none"> 1. Присутствуют всюду (древнейшая земная кора) 2. Сильнейшая складчатость 3. Складчатость часто не имеет определенного направления 4. Всюду породы сильно метаморфизованы (различные гнейсы, кристаллические сланцы и др.) 5. Органические остатки есть, но встречаются редко, имеют микроскопические размеры 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Присутствуют не везде (накапливались во впадинах) 2. Помимо сильно смятых пород (в области древних геосинклиналей), есть слабо дислоцированные и горизонтально залегающие образования 3. Направления складчатых структур почти всегда четко определены 4. Помимо сильно метаморфизованных пород в древних геосинклиналях широко распространены и нормально залегающие осадочные образования 5. Органические остатки иногда используют и для стратиграфии

крепленные колонии, образующиеся в условиях морских волнений и течений, из тех же сине-зеленых водорослей и бактерий, которые участвуют в образовании строматолитов.

К а т а г р а ф и и (от греч. *ката* — около, *графо* — пишу; в переводе — древние почти письма), или узорчатые известняки, — карбонатные микростяжения разнообразной формы, часто облаковидной структуры и неизвестного, возможно, копролитового происхождения. Характерны для протерозоя, но известны и в палеозое.

А к р и т а р х и, или сфероморфиды, — мелкие сферические или овальные образования, по форме напоминающие споры. Полагают, что это одноклеточные планктонные организмы древних морей.

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В АРХЕЕ И ПРОТЕРОЗОЕ

Структура земной коры к концу докембрия. К концу протерозоя — началу палеозоя тектонические процессы привели к обособлению на Земле древних континентальных платформ (рис. 20): Восточно-Европейской, Сибирской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской, Северо-Американской, Африкано-Аравийской, Индостанской, Австралийской, Южно-Американской, Антарктической, Гиперборейской. Между платформами или по их периферии размещались подвижные геосинклинальные пояса, имеющие различные размеры и историю развития: Восточно-Тихоокеанский (Кордильерский), Западно-Тихоокеанский, Средиземно-

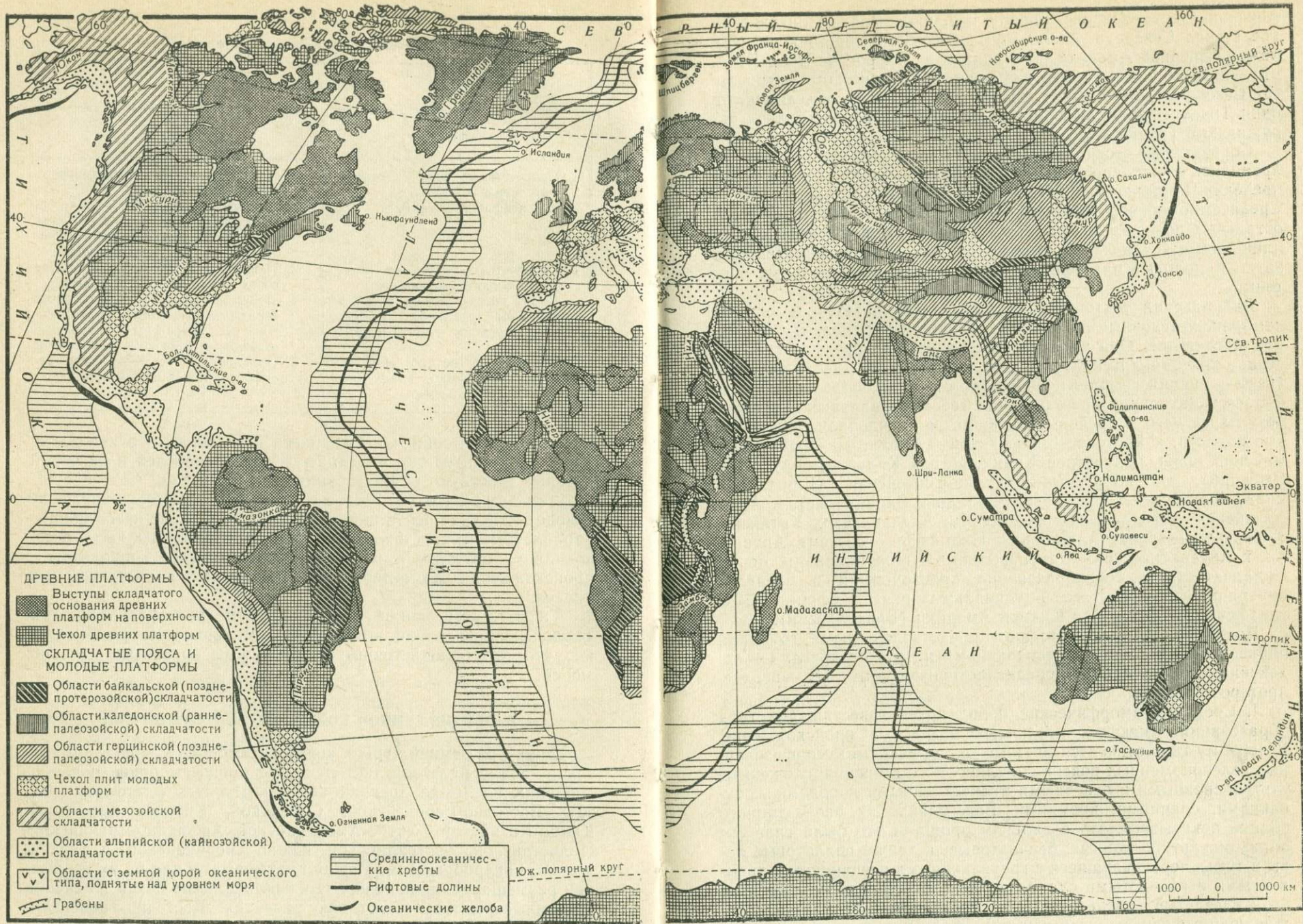


Рис. 20. Тектоническая карта мира

морский (через Южную Европу и Азию), Урало-Монгольский (пересекал Северную Азию), Атлантический (восточное побережье Северной Америки, Гренландии и Северо-Западная Европа), Арктический (острова Канадского Арктического архипелага, Северная Гренландия). Первые два иногда объединяют в один Тихоокеанский геосинклинальный пояс, в виде кольца окружающий Тихий океан.

Современные геосинклинальные области (части поясов) сохранились в настоящее время лишь на небольших территориях в пределах Восточно-Тихоокеанского, Западно-Тихоокеанского и Средиземноморского геосинклинальных поясов. На территории остальных поясов в течение фанерозоя образовались эпигеосинклинальные складчатые горные сооружения, превратившиеся затем в молодые платформы или во внегеосинклинальные орогены.

Байкальский тектонический цикл заканчивается в раннем кембрии, но основные движения этого цикла проявляются в позднем протерозое. Они укладываются в рамки двух фаз тектогенеза: раннебайкальской (поздний рифей) и позднебайкальской (венд — ранний кембрий). Складчатость и горообразовательные процессы затронули краевые части геосинклинальных поясов, в результате чего к древним платформам прицелились складчатые области: к Восточно-Европейской — Тимано-Печорская (Тиманский кряж, полуостров Канин, остров Кильдин, полуостров Рыбачий), к Сибирской — Байкало-Енисейская (Енисейский кряж, Восточный Саян, Северо-Западное Забайкалье), к Австралийской — так называемая система Аделаиды, к Китайско-Корейской — хребет Алашань, к Индийской — система Аравали, к Антарктической — так называемая геосинклиналь Росса. Складчатость и горообразование произошли и в пределах внутриплатформенных геосинклинальных поясов Африки (Внутриафриканский пояс) и Южной Америки (Бразильский).

Докембрий древних платформ представлен тремя группами образований, во многом отличающимися друг от друга: I — архейскими, II — нижне- и среднепротерозойскими, III — верхнепротерозойскими.

I. Среди метаморфических пород архея известны два типа образований, имеющих различный возраст и происхождение. К первому типу относятся мощные толщи слабометаморфизованных зеленокаменных поясов синклинозного строения, сложенные ультраосновными и основными вулканогенными породами, граувакками, сланцами, кремнями. Воссоздание их первозданного облика показывает, что в далеком прошлом это были главным образом ультраосновные, базальтовые, а также спилитовые лавы и туфы, чередовавшиеся с граувакковыми песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами. Для них характерны кремнисто-железистые (магнетитовые и гематитовые) пачки, содержащие крупные запасы железных руд, образовавшиеся хемогенным

путем в условиях подводного вулканизма. Это наиболее древние породы из всех известных на Земле.

Примером древнейших пород являются породы сутамской серии, выходящие на юге Алданского щита, сложенные метаморфическими сланцами, возраст которых 4,5—4,6 млрд. лет. По составу эти сланцы очень близки к толеитовым базальтам земных океанов и лунным базальтам, пробы которых были доставлены на Землю советскими и американскими космическими аппаратами.

Интересно, что в местах развития пород сутамской серии на поверхности господствуют беспорядочно разбросанные округлые структуры типа чаш («лунных кратеров») диаметром до 100 км и более. По-видимому, вулканизм того времени не был похож на современный. Излияния лав происходили повсеместно. Сквозь тонкую и непрочную первичную земную кору лавы по разломам и трещинам изливались на поверхность и образовывали огромные поля.

По мере утолщения и упрочнения коры размещение вулканов впоследствии утратило свою первозданную хаотичность, они стали сосредоточиваться в пределах крупных разломов коры. Предполагают, что рельеф Земли, сложившийся в результате вулканизма в начале архея, имел много общего с современным рельефом Луны, где из-за отсутствия атмосферы и гидросферы сохранились следы грандиозных проявлений вулканизма — гигантские кратеры, лавовые поля. Поэтому самое начало архейской эры названо лунной эрой Земли.

После лунной эры, в течение которой сформировался базальтовый слой, началось, видимо, образование ядер коры континентов. В это время мощная вулканическая деятельность сочеталась с параллельно шедшим размывом лавовых нагромождений, туфов и отложением продуктов разрушений в виде осадочных пород по окраинам небольших еще континентальных массивов и во внутренних водоемах. Тонкая кора переживала тектонический режим повсеместной подвижности. В пределах Восточно-Европейской платформы к древнейшим породам отнесены нижнеархейские толщи основных пород района Чуна-тундры, Монче-тундры, Волче-тундры, имеющие возраст 3800 ± 300 млн. лет. На Украинском щите известна конкско-верховцевская серия ультраосновных и основных вулканогенных пород (мощность до 7—8 км), разрез которой заканчивается толщей джеспилитов (абсолютный возраст этой серии 3500—3000 млн. лет). Аналогичные образования известны и на Канадском щите, где толща кивотинской серии представлена зеленокаменными эффузивами и пирокластами базальтового и андезитового состава (мощность до 11 км). Древнейшие зеленокаменные пояса есть в Южной Африке и Гренландии.

Второй тип архейских пород отличается большим разнообразием состава. Он представлен сериями сильно метаморфизован-

ных чередующихся гранитогнейсов и кристаллических сланцев, слагающих поля между зеленокаменными поясами. Среди этих пород подчиненное значение имеют вулканогенные породы основного состава, а также осадочные образования, иногда доломиты и известняки. Породы этого типа обладают большой мощностью (10 км и более), они играют важную роль в строении щитов древних платформ. Большая их часть образовалась 3,0—2,6 млрд. лет назад, гранитогнейсовая толща слагает основание платформ и имеет возраст 3,5—3,0 млрд. лет.

В раннем архее появляются первые граниты. Размещаются они обычно в форме овальных куполов диаметром иногда до 100 км. С образованием гранитизированных участков коры связывают «всплывание» более легких гранитогнейсовых эмбрионов континентов.

Среди пород второго архейского комплекса распространены осадочные образования, — значит, в момент их накопления существовали размываемые участки суши. Большие мощности пород свидетельствуют о существовании между островами суши подвижных плоских участков тонкой базальтовой коры. В пределах этих погружающихся участков первых геосинклиналей, или так называемых протогеосинклиналей, т. е. предшественников геосинклиналей, и шло накопление осадков.

После накопления протогеосинклинальных комплексов осадочные толщи испытали смятие и метаморфизм, подверглись сильной гранитизации.

Факт появления первых гранитов на Земле издавна занимал исследователей, поскольку с их появлением возникли эмбрионы материков. В прошлом образование их связывали с первичной гранитной магмой, поднимающейся вверх в форме интрузий. Но в последние десятилетия оформились иные представления, суть которых такова: граниты и вместе с ними гранитогнейсовый слой коры — вторичные образования, возникшие, очевидно, в результате двух процессов: 1) плавления на глубине ранее образовавшихся горных пород и превращения их в магму гранитного состава; 2) постепенного замещения вещества вмещающих пород минералами, типичными для гранитов. Последний процесс мог происходить и под воздействием ювенильных «сквозьмагматических» растворов, образующихся при дифференциации базальтовой магмы и высвобождении при этом кремнекислоты и щелочных металлов.

II. Среди протерозойских пород древних платформ обычно различают метаморфические комплексы нижнего и среднего протерозоя и практически неметаморфизованные толщи верхнего протерозоя. Первые участвуют главным образом в строении древних платформ вместе с архейскими породами, по составу и строению они часто мало различимы. Обычно протерозойские метаморфические комплексы условно подразделяют на два главных типа: 1) породы, слагающие складчатые, сложно построен-

ные системы, вытянутые в форме линейно ориентированных полос. Эти системы обычно разделяют архейские массивы (глыбы), их возраст — нижепротерозойский; 2) отложения, имеющие спокойное залегание на широких площадях, чехлом покрывающие архейские массивы или заполняющие древние системы грабен (авлакогенов, рифтов) в основании древних платформ. Возраст этих отложений обычно средне-, реже нижепротерозойский.

Оба типа протерозойских пород отчетливо прослеживаются в разрезах Карелии

(рис. 21), где породы складчатого комплекса (метаморфическая толща нижнего карелия и сариолийские конгломераты) разделяют архейские глыбы, а породы чехольного, или покровного, комплекса (верхнекарельские или ятулийские) перекрывают архейские глыбы и отложения складчатого комплекса.

Отложения, слагающие нижепротерозойские системы, смяты в сильно сжатые складки. Магматические породы в начале накопления толщ основные и ультраосновные, позднее — кислые. Закономерная смена формаций, характер магматических пород, тектонический режим — все это вместе уже напоминает развитие, свойственное для геосинклинальных областей, и дает основание именовать эти системы протогеосинклинальными.

Верхнекарельские отложения представлены слабометаморфизованными толщами первичноосадочных терригенных пород, реже вулканогенными образованиями. Для верхнекарельского комплекса характерна уже пологая складчатость. Поэтому этот комплекс считается уже протоплатформенным. На Балтийском щите геосинклинальный режим в Карелии закончился в раннем протерозое, а на Скандинавском полуострове — в среднем протерозое.

На Украинском щите нижепротерозойским породам Балтийского щита соответствует криворожский (саксаганский) комплекс, выполняющий узкие (до 2—5 км) и длинные (сотни километров) меридиональные грабеноподобные прогибы — борозды, или трюги, ограниченные по краям разломами и напоминающие нижепротерозойские прогибы фенно-карельской системы или среднепротерозойские прогибы Кольского полуострова. На Украине известны две системы таких впадин — Криворожская и Орехово-Павлоградская, выполненные мощными вулканогенно-обломочными породами геосинклинального генезиса.

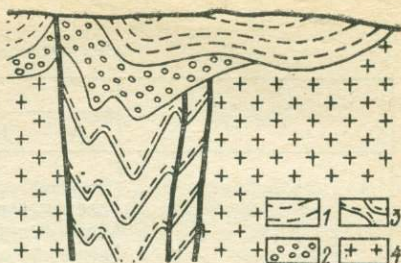


Рис. 21. Схема соотношений двух типов протерозойских пород складчатого и чехольного, или покровного, комплексов (по М. В. Муратову).

1 — ятулийский комплекс (платформенный); 2 — сариолийские конгломераты (орогенный); 3 — нижний карелий (собственно геосинклинальный); 4 — толща, слагающая архейские глыбы

Схема расчленения докембрийских пород в пределах

Геологический возраст		Балтийский щит (восточная часть)	
		Карелия	Кольский полуостров
Протерозой	средний	Верхнекарельский комплекс: граниты рапакиви, ятулийский, суйсарский и вепский комплексы (раннеплатформенные)	Имандра-варзугская и печенгская серии (протоавлакогенные, раннеплатформенные)
	нижний	Нижнекарельский комплекс: сариолийский, сумский комплексы (орогенные)	Тундровая и кейвская серии (геосинклинальные)
Архей	верхний	Докарельский, или беломорский, комплекс гранитогнейсов	Гранитогнейсы
	нижний		Кольская серия гнейсов Докольские базальты (Чуна-, Монче-тундра и др.)

Породы криворожского комплекса протягиваются на север в пределы Воронежской антеклизы, где вскрыты буровыми скважинами и именуется уже курским комплексом района Курской магнитной аномалии. Здесь также прослеживаются две зоны древних прогибов, вытянутых параллельно, — Щигровско-Оскольская и Белгородско-Михайловская.

В самом конце среднего протерозоя в западной половине Восточно-Европейской платформы (побережья Финского и Рижского заливов, Северное Приладожье, север Украинского щита, Южная Швеция и др.) происходит мощная тектоно-магматическая активизация эпикарельского основания платформы. Она выразилась в растрескивании основания и внедрении гранитов рапакиви (их возраст 1,6—1,7 млрд. лет) с крупными порфировидными вкрапленниками красного калиевого полевого шпата — ортоклаза, часто имеющими округлую форму и размер до 4—5 см в диаметре. Граниты рапакиви внедрялись в кору и застывали уже в спокойных платформенных условиях.

Основание Сибирской платформы составляют главным образом крупные архейские массивы. Здесь неизвестны значительные протерозойские складчатые системы (за возможным исключением

Восточно-Европейской платформы

Украинский щит	Воронежская антеклиза
Овручский комплекс (раннеплатформенный)	Воронцовская и лосевская серии (геосинклинальные), основные и ультраосновные интрузии
Криворожский, или саксаганский, комплекс (геосинклинальный)	Курский комплекс (геосинклинальный)
Днепровский комплекс гранитогнейсов	Обоянский и михайловский комплексы гранитогнейсов
Конкско-верховцевская серия	

Оленёкской), зато в западной части Алданского щита, между Становым хребтом (на юге) и Чарской архейской глыбой (на севере), размещается крупный и плоский протоплатформенный Кодаро-Удоканский прогиб, выполненный нижнепротерозойскими метаморфизованными меденосными конгломератами и песчаниками мощностью 10—12 км, прорванными гранитной интрузией.

Аналогичные образования известны и на других платформах. С нижнепротерозойскими конгломератами юга Африки связано золото-урановое оруденение Витватерсранда, а с бушвельдским интрузивным комплексом — многочисленные руды металлов (хрома, никеля, титана). Аналогичные месторождения известны и на Канадском щите (Садбери).

В итоге развития протерозойских складчатых систем произошло объединение архейских массивов и оформление древних платформ. В конечную стадию развития этих систем всюду проявилась мощная гранитизация, что привело к образованию гранито-метаморфического (гранитного) слоя земной коры. Все эти процессы завершились к концу раннего — началу позднего протерозоя.

III. Породы верхнего протерозоя (рифей и венд) отличаются очень широким распространением. Они составляют основание осадочного чехла всех древних платформ. Представлены в основном осадочными образованиями (песчано-глинистые и карбонатные породы), среди которых изредка встречаются и вулканогенные породы основного состава. Мощность верхнего протерозоя обычно невелика (менее 1 км), но в авлакогенах основания платформ иногда достигают 6—8 км. Обычно рифейские породы являются авлакогенами, а вендские отложения образуют настоящий платформенный чехол. Верхнепротерозойские отложения широко распространены на Восточно-Европейской, Сибирской и других платформах, выступая на поверхность в пределах щитов, где представлены главным образом песчано-глинистыми породами с прослоями доломитов.

Докембрий молодых платформ и складчатых областей развит в пределах щитов молодых платформ, срединных массивов и ядер антиклинорий фанерозойских складчатых систем. Обычно эти отложения представлены геосинклинальными комплексами трех типов: эвгеосинклинальным, миогеосинклинальным и молассовым.

Докембрийские толщи молодых платформ и складчатых областей отчетливо подразделяются на две следующие группы:

1. Докембрий внутриплатформенных подвижных поясов — Внутриафриканского и Бразильского — включает отложения всего протерозоя, от геосинклинальных отложений раннего, среднего и позднего протерозоя до орогенных, молассовых пород верхнего рифея и венда, что свидетельствует о длительном, почти в 2 млрд. лет, развитии этих геосинклинальных поясов.

2. Докембрий крупных геосинклинальных поясов — Урало-Монгольского, Восточно-Тихоокеанского, Западно-Тихоокеанского, Средиземноморского, Атлантического и Арктического — обычно составляет их складчатое основание. Оно образовано в основном породами только верхнего протерозоя, выступающими и теперь внутри горных систем или образующими по периферии геосинклинальных поясов на окраинах древних платформ самостоятельные поля развития верхнепротерозойских или байкальских складчатых систем.

ФОРМИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ЕЕ РАЗВИТИЕ В ДОКЕМБРИИ

Ввиду того что водород и гелий — наиболее распространенные элементы в космосе, они, несомненно, входили и в состав протопланетного газо-пылевого облака, из которого возникла Земля. Очевидно, водород и гелий составляли основную часть самой первой атмосферы, окружающей Землю на этапе ее образования. Затем, если исходить из представлений о первично-

лодной Земле, произошло разогревание Земли, что привело, во-первых, к постепенной диссипации (рассеиванию) водорода и гелия, во-вторых, к дегазации мантии Земли. В результате Земля потеряла водородно-гелиевую атмосферу и создала собственную первичную атмосферу из газов, выделившихся из ее недр.

Первичная атмосфера Земли, по представлениям большинства исследователей, вначале состояла из парогазовых и газообразных продуктов, выделяемых при вулканических извержениях. В ее состав входили пары воды, метан, углекислота, аммиак, азот, водород с примесью инертных газов и «кислые дымы» вулканов (пары кислот фтористой, соляной, борной, серной и др.). Полагают, что в конце лунной эры Земли температура парогазовой оболочки достигала около $+150^{\circ}\text{C}$, давление в приземном слое — около 5—8 атм. Земля, наподобие современной Венеры, была окутана мощным и плотным облачным покровом, на ее поверхности царил мрак. Затем происходит разделение первичной парогазовой атмосферы на атмосферу и гидросферу.

Атмосфера и гидросфера постоянно пополнялись газами в процессе дегазации вещества земных недр, причем этот процесс наиболее активно протекал в архее. В раннем архее для атмосферы было характерно преобладание углекислого газа, большое количество аммиака, метана, паров соляной, фтористой и серной кислот. В малых количествах здесь содержался свободный азот. Кислород медленно накапливался в верхних слоях первичной атмосферы за счет фотолиза (расщепления молекул воды под действием ультрафиолетовой радиации Солнца) и разложения воды при высокой температуре. Освободившийся при этом водород вместе с гелием, преодолевая земное притяжение, рассеивался в космосе. Но некоторая часть водорода сохранила еще определенную связь с Землей (известен водородный «хвост» Земли, направленный в теньевую сторону от Солнца).

Не все газы, поступающие из мантии в процессе ее дегазации, входили в состав атмосферы. Многие химически активные газы «застревали» в коре, вступая в различные соединения. Таким газом, например, был кислород. Только часть его накапливалась в верхних слоях атмосферы, большое количество расходовалось на окисление. Температура поверхности Земли в раннем архее была уже ниже $+100^{\circ}\text{C}$, атмосферное давление упало до 2—3 атм., облачный покров стал реже, солнечная радиация, хотя и в малой степени, уже достигала поверхности Земли.

Во вторую половину архея и в раннем протерозое кислород уже присутствовал в заметных количествах в воде океанов и атмосфере, во много раз увеличилось содержание азота, зато в 1,5 раза уменьшилось содержание углекислого газа. Но кислорода было еще недостаточно, чтобы окислить восстановленные компоненты. Последние (в основном аммиак) составляли еще почти $\frac{1}{3}$ газовой оболочки. Очевидно, атмосфера и гидросфера на этом этапе были все еще восстановительными.

Следующий этап развития атмосферы начался где-то около 2 млрд. лет назад (начало среднего протерозоя) и характеризовался уже отсутствием аммиака и сопутствующих ему восстановительных компонентов, преобладанием свободного азота (немногим уступающего современному количеству азота в водах океана), большим содержанием кислорода (почти 12%), в 1,5 раза меньшим, чем в архее, содержанием углекислого газа, который перестал быть к этому времени преобладающим среди газов. По компонентам атмосфера напоминает современную, но в ней еще в 10 раз больше углекислого газа и втрое меньше кислорода, чем в современной. Примерно на этом уровне (с небольшими отклонениями в сторону постепенного уменьшения углекислого газа и увеличения кислорода) атмосфера сохраняется до раннего девона, когда происходит резкое (в 4 раза) сокращение углекислого газа и увеличение в 1,5 раза кислорода и азота, что, очевидно, было вызвано бурным расцветом наземной растительности.

Охлаждение поверхности Земли, увеличение площади суши, контрастности рельефа — все это способствовало более отчетливому воздействию солнечной радиации и, возможно, возникновению на Земле первой климатической зональности. Данные о существовании гумидных и аридных зон не сохранились, но следы древних окополярных материковых оледенений известны. На оледенения указывают тиллиты. Следы самых древних оледенений на Земле обнаружены среди верхнеархейских пород, имеющих возраст около 3 млрд. лет, в Западном Прибайкалье и на юге-западе Австралии.

В раннем протерозое встречены две ледниковые толщи: первая с возрастом 2500—2300 млн. лет в Канаде (область Великих озер), Южной Африке (Витватерсранд), Индии. Вторая (с возрастом 2200—2000 млн. лет) — в СССР (Карелия, Прибайкалье, Казахстан), Канаде, Южной Африке.

В позднем протерозое выделяют два оледенения: 1) поздне-рифейское (900—700 млн. лет), которое проявилось в Южной и Экваториальной Африке (конголезский и заирский гляциогоризонты) и Австралии; 2) ранневендское (670—650 млн. лет), следы которого известны почти на всех материках и на разных широтах, в частности на севере европейской части СССР, на Скандинавском полуострове (лапландский гляциогоризонт), в Южной и Экваториальной Африке, в Австралии, Южном и Центральном Китае.

С докембрием связаны и древнейшие коры выветривания. Они отчетливо прослеживаются на границе архея и протерозоя (на Украинском и Балтийском щитах представлены серицитовыми сланцами, образовавшимися за счет каолиновых пород) и внутри протерозоя на кристаллических породах нижнего протерозоя и на сариолийских конгломератах, а также на основных породах среднего ятулия. С корами выветривания, развитыми на

складчатом основании Восточно-Европейской платформы, связаны месторождения верхних горизонтов железных руд КМА, Кривого Рога, бокситы, обнаруженные недавно в районе КМА.

ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОСФЕРЫ И ЕЕ РАЗВИТИЕ В ДОКЕМБРИИ

Образование гидросферы в конце лунной эры связывают обычно с разделением парагазовой оболочки. Однако этой воды было бы недостаточно для образования современных океанов. Только на поверхности Земли теперь почти 1,5 млрд. км³ воды, кора Земли содержит 1,3 млрд. км³, а мантия — до 12—13 млрд. км³. Однако основная масса этой воды физически и химически связана с глубинным веществом Земли. Доказано, что основная часть воды гидросферы имеет ювенильное происхождение. Она поступала в образовавшиеся первичные океаны в процессе тектоно-магматической деятельности и дегазации мантии на протяжении всей ее истории, но особенно в больших количествах в докембрии, когда вулканическая деятельность была очень интенсивной. Расчеты американского геохимика В. Рабея (1951) показывают, что во внешних оболочках Земли (гидросфере, атмосфере и стратосфере, или толще осадочных образований) содержится воды в 100 раз, углекислого газа в 80 раз, хлора в 60 раз, азота в 70 раз больше, чем их могло бы быть, если бы они возникли за счет выветривания однажды образовавшейся коры первично расплавленной и остывающей Земли и если бы не было глубинных, ювенильных поступлений вещества из мантии. Причем эти «избыточные» элементы внешних оболочек Земли газы содержат примерно в тех же соотношениях, что и гранитные породы, а также глубинные горячие растворы.

Водяной пар — главная составная часть летучих веществ гранитной магмы, а также фумарол и гейзеров (85,6% в гранитах и 99,4% в фумаролах и гейзерах).

Какова же скорость поступления воды в гидросферу? Если мы примем, что Мировой океан начал образовываться где-то около 4 млрд. лет назад, а количество воды в нем возрастает примерно с одинаковой скоростью и теперь в нем содержится 1,37 млрд. км³ воды, то в среднем ежегодно из земных недр должно выделяться около 0,3 км³ воды. Учитывая площадь Мирового океана (360 млн. км²), можно приблизительно подсчитать скорость подъема его уровня или скорость всеобщей океанической трансгрессии, которые составили в год около 0,001 мм, в 1000 лет — 1 мм, в 1 млн. лет — 1 м, а за 4 млрд. лет — более 4,0 км. Первичные океаны вначале были мелкими. Затем сформировались резко контрастные формы современного лика Земли: по мере увеличения гранито-метаморфического слоя происходило его поднятие, а на фоне поднимающихся материковых глыб, при

условии стабильного положения тяжелой коры океанов, вернее, некоторого ее опускания под массой воды, произошло образование океанических впадин.

В воде раннеархейских океанов в связи с сильным вулканизмом еще в большом количестве были растворены газообразные продукты вулканической деятельности, создающие кислую среду, — пары соляной, фтористой, серной кислот, углекислый газ, метан. Воды содержали много растворенного кремнезема.

К середине архея кислоты, растворенные в океане, под воздействием карбонатов калия, натрия, магния и кальция, а также силикатов, вступая в реакции и образуя различные соединения (например, хлориды), постепенно расходовались и воды океанов нейтрализовались, приобретая характер хлоридного раствора с примесью сульфатов (соленость до 1%), но к концу архея океаническая вода стала уже карбонатно-хлоридной (соленость 1—2%). Это было вызвано поступлением в океаны карбонатов, образующихся на крупных участках суши в результате химического выветривания. В океанах стали накапливаться карбонатные породы (доломиты, известняки), а также карбонатные соединения железа (сидериты) и марганца. В это же время начинают образовываться своеобразные кремнисто-железистые илы, состоящие из тонких прослоев кремнезема и железистых минералов и превратившиеся в результате метаморфизма в железистые кварциты (джеспилиты).

Гидросфера в течение протерозоя из карбонатно-хлоридной преобразуется в карбонатно-сульфатно-хлоридную, близкую к современной. Ее соленость возрастает до 2—3%. Увеличение сульфатов в водах океана связано с интенсивным вулканизмом, в процессе которого происходит выделение серы, сероводорода и их окисление.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЖИЗНИ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ В ДОКЕМБРИИ

Находки остатков древнейших организмов. Еще недавно существовало мнение о том, что в архейской эре жизнь отсутствовала, а в протерозое была еще очень примитивной. Но в последние полтора десятилетия была установлена жизнь в архее (найжены одноклеточные организмы) и определена высокая степень развития органической жизни в протерозое (в раннем протерозое известны многоклеточные растения, в позднем — животные).

Древнейшими следами жизни некоторые исследователи считают графитсодержащие образования, возникшие за счет осадочных пород (3,5 млрд. лет). С помощью электронного микроскопа в архейских слабометаморфизованных кремнистых сланцах Южной Африки (табл. 7), формациях Фиг-Три и Онвервахт (система Свазиленд, 3,3—3,2 млрд. лет) в середине 60-х годов найдены и описаны мельчайшие (до 0,01 мм) одноклеточные фор-

мы — сферические (*Archaeosphaeroides barbertonensis*) и палочковидные (*Eobacterium isolatum*). Примерно тогда же были обнаружены в подобных формах изопреноидные алканы, имеющие сходство с хлорофиллом, и в США (штат Миннесота) в железорудной формации Соуден (3—2,7 млрд. лет).

Еще ранее, в 1940 г., в Южной Африке обнаружены строматолитовые известняки биогенного происхождения, имеющие верхнеархейский возраст. Биогенные известняки одновозрастны с формацией Соуден. Основываясь на том, что для всех этих древних образований, встреченных в слоях с возрастом около 3 млрд. лет, характерна определенная степень сложности, которой должна предшествовать длительная эволюция, высказываются соображения о том, что жизнь на Земле зародилась еще раньше, где-то более 4,0 млрд. лет назад. А около 3 млрд. лет назад, как полагают, жизнь не только существовала, но уже в условиях древней, бескислородной атмосферы проявлялись процессы примитивного фотосинтеза с образованием кислорода.

Таблица 7

Этапы развития органического мира в докембрии

Этап	Время	Развитие жизни
V	Венд (0,7 — 0,57 млрд. лет)	Находки бесскелетных многоклеточных: кишечнополостных, кольчатых червей, членистоногих, первых иглокожих (фауна формации Эдиакара-Хиллс), погонофор, петалонам (фауна формации Нама)
IV	Поздний рифей (1,0—0,7 млрд. лет)	Увеличение содержания кислорода в атмосфере; дивергенция многоклеточных; флора из формаций Биттер-Спринг (1 млрд. лет), Нансач (1 млрд. лет)
III	Средний протерозой—средний рифей (2,0—1,0 млрд. лет)	Появление кислорода в атмосфере (около 2 млрд. лет); развитие фотосинтезирующих водорослей. Появление эукариотической клетки. Организмы из формаций Ганфлинт и Аппербек-Спринг (2,0 млрд. лет), Макминн (1,6 млрд. лет). Проблематичные остатки животных в среднепротерозойских отложениях удоканской серии Забайкалья (1,6 млрд. лет)
II	Поздний архей—ранний протерозой (3,3—2,0 млрд. лет)	Химическая эволюция; молекулярные примитивные ископаемые, представленные прокариотами, размножающимися неполовым путем. Возможен древнейший фотосинтез. Организмы из формаций Фиг-Три и Онвервайт (3,2 млрд. лет), Соуден (2,7 млрд. лет), Витватерсранд (2,5 млрд. лет)
I	Ранний архей (4,6—3,3 млрд. лет)	Добиогенная эволюция органического вещества. Химическая эволюция; химическое разнообразие, морфологическая простота. Очевидно, I—IV стадии схемы А. И. Опарина

В кремнистых сланцах формаций Ганфлинт и Аппербек-Спринг (2 млрд. лет, кровля нижнего протерозоя) на берегу озера Верхнего в Северной Америке найдены окаменевшие остатки многоклеточных водорослей, имеющих разнообразное строение и морфологию (нитчатые, округлые и причудливые формы), с четко определенными органами размножения и во многом напоминающие некоторые роды современных сине-зеленых водорослей; встречены организмы, близкие по строению к панцирным жгутиконосцам — динофлагеллятам; обнаружен звездчатый организм, названный *Eoastrion*; найдены многочисленные бактериоподобные образования. Примерно аналогичные образования известны из формации Макминн Северной Австралии.

В построении многоклеточных растений наряду с протокариотической клеткой участвуют уже сложно устроенные, эукариотические клетки, состоящие из более мелких отдельных структур — ядер, хромосом и т. д. (полагают, что возникновение эукариотической клетки связано с процессом симбиоза крупных прокариотических клеток с более мелкими, когда первые поглотили вторых, а вместе они образовали первую эукариотическую клетку). В среднепротерозойских строматолитовых породах (1,9—1,6 млрд. лет) удоканской серии Забайкалья обнаружены следы древнейших из известных животных — тонкостенные трубочки длиной 2,5 см и диаметром 4 мм, имеющие четырехгранное сечение с закругленными углами. Полагают, что это следы червей. В позднепротерозойских породах формаций Биттер-Спринг в Южной Австралии и Нансач в Северной Америке (возраст 1 млрд. лет) обнаружены остатки богатой флоры.

В венде (0,7—0,57 млрд. лет) широко распространены не только растительность, но и довольно разнообразные многоклеточные животные. Об этом свидетельствуют находки: в породах формации Эдиакара-Хиллс в Южной Австралии геологи нашли до 1,5 тыс. отпечатков 25 видов животных, относящихся к 19 родам: 13 видов медузообразных кишечнополостных, 4 вида организмов, близких к восьмилучевым кораллам, различные черви, членистоногие. Подобные образования известны в формации Нама (Южная Африка), на Кольском полуострове, в Прибалтике. Предок трилобита (без панциря) обнаружен в вендских отложениях из Яренской скважины в Коми АССР (с глубины 1552 м).

Возникновение жизни и этапы ее эволюции. Вопрос о возникновении жизни на Земле и этапах ее эволюции прямо связан с вопросом о развитии жизни в докембрии и является сложнейшей научной проблемой, вокруг которой давно идет борьба науки и религии, материализма и идеализма. Открытые наукой факты убедительно показывают, что возникновение жизни — результат длительного развития материи, что биогенное вещество образовалось из небιοгенного, что в процессе эволюции, длившейся более 3,5 млрд. лет (а простейшие эубионты появляются ранее

4 млрд. лет), организмы прошли длительный путь от примитивнейших, одноклеточных форм до современных высокоорганизованных. Этот путь прослеживается через всю геологическую историю Земли. Вехами его являются странички геолого-палеонтологической летописи. На разных этапах науки неоднократно выдвигались и отвергались гипотезы, объясняющие процесс возникновения жизни. Так были отвергнуты как не подтвержденные научными фактами гипотезы, считавшие жизнь вечной, как вечна материя, и гипотезы о занесении жизни на Землю с других небесных тел. В настоящее время заслуживают внимания гипотезы, утверждающие, что жизнь появилась на самой Земле.

Академик А. И. Опарин на основе глубокого и всестороннего анализа современных материалов дал представление о первом этапе развития органического мира, объяснив происхождение жизни из неживой материи. Он предложил подразделить этот процесс на пять последовательных стадий развития материи: 1) возникновение углеводов и их производных, находившихся в горячей первичной атмосфере Земли в газообразном состоянии; 2) выпадение этих веществ из атмосферы вместе с водой в период образования первичного Мирового океана; 3) образование в океане высокомолекулярных органических соединений; 4) постепенное формирование коацерватов — гелеподобных коллоидных образований; 5) длительный естественный отбор среди коацерватов, заканчивающийся появлением белка, наделенного основным качеством жизни — самостоятельным обменом веществ.

На основе схемы, предложенной А. И. Опариним, другие исследователи разработали современные представления о возникновении жизни на Земле и о самом сложном для понимания процессе — переходе от неживого к живому.

Представления эти выглядят следующим образом:

1. Экспериментальным путем доказано, что в прошлом в результате неорганических процессов, идущих в условиях первичной атмосферы, существовало много способов возникновения «органических» молекул, состоящих из атомов водорода, углерода, кислорода, азота и других элементов. Многие исследователи подчеркивают даже обыденную вероятность этих процессов. Первые «органические» молекулы, видимо, давали различные полимеры (полипептиды, нуклеиновые кислоты), превращающиеся в процессе последующей полимеризации в белки и другие крупные молекулы.

2. Затем, очевидно, произошло формирование оболочек, или мембран, вокруг образовавшихся частиц, защищающих их от вредных воздействий внешнего мира (у современных организмов эти оболочки сложны, у первых они были примитивными). Образование примитивных мембран напоминало образование коацерватных капель: полярные молекулы выстраиваются на поверхности разделов.

3. Следующий этап — появление метаболизма, или процесса обмена вещества, т. е. поглощение необходимых веществ и выделение отходов. На стадии появления метаболизма этот процесс мог иметь следующий вид: крупные глобулярные молекулы, адсорбированные мембраной, отдавали какую-либо свою часть ближайшей полярной молекуле. Эта стадия развития «организованных молекул» — также еще предбиологическая.

4. Живой организм должен начать воспроизводиться, т. е. жизнь должна продолжать сама себя. Отдельные механизмы его прослеживались на предыдущих уровнях, но только в группе молекул и под защитой мембраны могла произойти общая координация механизмов воспроизведения в один сложный процесс. При синтезе неорганическим путем могли возникать самоупорядоченные полимеры, а из них образоваться белковоподобные вещества. Могли начаться реакции между неорганически синтезированным протенноидом (предбелком) и нуклеидами того же происхождения. Таким путем нуклеиновые кислоты еще в далеком прошлом могли приобрести свою современную роль в воспроизведении жизни. Эксперименты показали возможность развития таких пред-ДНК. Таким образом, хотя весь процесс происхождения жизни пока объясняется на уровне гипотезы, отдельные положения этой гипотезы доказаны экспериментально.

На этом преджизненная стадия развития органических веществ закончилась, и начинается эволюция органического мира, данными о которой уже располагает геология.

Надо отметить, что в стадии преджизни неорганический синтез «органических» молекул шел за счет коротковолнового ультрафиолетового излучения Солнца, но образовавшиеся при этом молекулы очень нуждались в защите от губительных солнечных лучей. Поэтому первые ростки жизни были ограничены в отношении среды обитания: они прятались от ультрафиолетовых лучей под толщей воды.

Полагают, что первичные живые существа имели совершенно другое строение, чем строение современных или даже древнейших организмов, например протерозойских. Прежде всего это были существа с прокариотическим строением клетки. К ним относят лишь бактерии и сине-зеленые водоросли.

Среди организмов по способу питания выделяют автотрофов, питающихся неорганическими соединениями (растения), и гетеротрофов, питающихся только органическими соединениями (все животные и некоторые растения).

Стимулом дальнейшей эволюции жизни, как отмечал А. И. Опарин, явился недостаток растворенных в воде питательных органических соединений при растущем количестве живых организмов. Это и привело к необходимости приспособления организмов к самостоятельному образованию органических веществ из углекислоты и воды. Впоследствии организмы начали поглощать солнечную энергию и создавать органическое вещество за

счет углерода. Возникновение фотосинтеза — следующий, третий этап в развитии органического мира докембрия. Для него характерно наличие автотрофных (фототрофных) организмов, простейших растений, водорослей с эукариотической клеткой.

Фототрофный способ питания подтвержден находками ископаемых в отложениях раннего протерозоя. Поэтому можно полагать, что первые фототрофы появились в начале протерозоя или даже в конце архея.

Фотосинтез способствовал дальнейшей эволюции органического мира. Появляются организмы со сложным, эукариотическим строением клетки. Новые клетки участвуют в строении большей части водорослей, грибов, простейших, всех высших растений и животных. Хотя клетки в ископаемом состоянии не сохраняются, предполагают, что остатки организмов с заведомо возможным эукариотическим строением клетки есть в отложениях, возраст которых 1,2—1,4 млрд. лет. В это же время возникло и половое размножение. Отмеченными выше событиями характеризуется четвертый этап в развитии органического мира докембрия. На этом же этапе происходит выделение ветви первичных примитивных животных. Остатки их не сохранились в слоях, соответствующих этому времени, но в слоях, соответствующих пятому этапу, уже широко известен очень разнообразный животный мир (кишечнополостные, кольчатые черви, членистоногие, иглокожие, погонофоры, петалонамы и др.), свидетельствующий о том, что еще до наступления пятого этапа произошло отделение животных от растений и к его началу животные уже прошли определенную дивергенцию в процессе приспособления к различным условиям существования. Все найденные организмы обладают довольно высокой степенью организации. Значит, многоклеточные животные появились ранее (1 млрд. лет).

Особенности биосферы в докембрии. Полагают, что, каким бы путем ни возникла жизнь на Земле, даже появление в древнем океане одного жизнеспособного организма должно было привести к «мгновенному» (с геологической точки зрения) распространению жизни на Земле, так как у первых организмов не было конкурентов, но было много пищи. Таким образом, появление жизни и возникновение биосферы — явления синхронные. Произошло это в океанах около 4—3,5 млрд. лет назад. В архее и протерозое жизнь была сосредоточена в водной среде, поэтому «пленка» биосферы была еще слабой и прерывистой.

Возникновение фотосинтеза было одной из величайших революций в жизни органического мира. В общих чертах значение фотосинтеза в его развитии сводится к следующему:

1. Фотосинтез дал огромное преимущество организмам в борьбе за существование.

2. Фотосинтез привел к более высокой организации органического мира, к мощному развитию биосферы, с этого момента оказывающей существенное влияние на развитие лика Земли.

3. Фотосинтез привел к полнейшей перестройке земной атмосферы — извлечению из нее двуокиси углерода и накоплению в ней кислорода.

4. Фотосинтез привел к полному уничтожению старого, гетеротрофного органического мира (использующего для питания готовые органические вещества) и замене его новым, автотрофным, основанным на дыхании в окислительных условиях.

5. После накопления некоторого количества кислорода в атмосфере мог возникнуть в качестве процесса обмена и процесс дыхания, что привело в итоге к смене анаэробных форм старых гетеротрофов аэробными. Формирование новых, аэробных гетеротрофов, в свою очередь, привело к разделению органического мира на царство растений и животных.

6. Растения в результате фотосинтеза производят такое количество кислорода, которое достаточно для всего живого на Земле. Таким образом, свободный кислород современной атмосферы имеет биологическое происхождение.

7. Накопление кислорода в процессе фотосинтеза привело к формированию озонового экрана Земли, защищающего биосферу от губительного влияния ультрафиолетового излучения Солнца и «утепляющего» Землю. Формирование озонового экрана в начале палеозоя открыло большие возможности для развития органического мира материков.

ВАЖНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЭПОХ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Доля докембрийских месторождений в мировых ресурсах важнейших видов минерального сырья велика. Они содержат до 70—80% всех запасов руд железа, титана, никеля, золота, урана; $\frac{1}{4}$ запасов марганца, меди; $\frac{1}{5}$ — хрома; крупные запасы свинца, цинка, кобальта, платины, слюд (мусковита и флогопита), магнезита, асбеста и других полезных ископаемых.

Из энергетических ресурсов к докембрийским толщам приурочены лишь урановые руды, причем около 90% этих руд связаны с осадочными песчано-конгломератовыми породами, 10% — с жильными месторождениями.

Крупнейшие залежи урана известны в Канаде (провинции Онтарио, Саскачеван, Северо-Западные территории), ЮАР, Намибии, Заире, Австралии и Индии (рис. 22).

Железные руды очень широко распространены на всех древних платформах. Приурочены они обычно к железистым кварцитам, имеющим возраст в основном от верхнего архея до нижнего протерозоя. В них размещаются руды магнетитовые (60—70% железа), мартитовые (до 55%), титаномагнетитовые (до 55% железа и до 20% двуокиси титана), гематитовые и гидроматитовые (50—68%). Последние развиты в докембрийской ко-

ре выветривания на железистых кварцитах. Вместе с мартитовыми они образуют залежи наиболее высококачественных руд, которые идут в плавку даже без обогащения. Крупные месторождения сосредоточены во многих странах: СССР (КМА, Кривой Рог, Кременчугское, Кольский полуостров и Карелия в европейской части СССР; Ангаро-Питское, Южная Якутия и др. в азиатской части страны), Китае (Аньшань и др.), Индии, Бразилии (Итабира и др.), Канаде (полуостров Лабрадор), ЮАР (Трансвааль), Швеции (Кируна) и др. Докембрийские месторождения марганца известны в ЮАР (более половины добычи в зарубежных странах), Южной Индии, Бразилии, Гане.

Основные залежи хромитов за рубежом сосредоточены в ЮАР и Южной Родезии. Месторождения титана в СССР известны на Урале и в Карелии. $\frac{1}{3}$ запасов титана несоциалистических стран находится в ЮАР (Бушвельдский комплекс), около $\frac{1}{4}$ в Танзании, крупные месторождения имеются в Канаде (провинция Квебек), Норвегии, Швеции.

Никелево-кобальтовые месторождения известны в СССР (на Кольском полуострове), в Канаде (Садбери, Кобальт, Томсон, Соуб), Заире (Камбове), Замбии, Финляндии и Марокко. Более $\frac{2}{3}$ общих и до 80% достоверных и вероятных запасов ванадия капиталистических и развивающихся стран сосредоточены в ЮАР (Бушвельдский комплекс), около $\frac{1}{4}$ в Танзании (Лиганга), имеются крупные месторождения в Австралии, Швеции и США.

Сырьем для получения глинозема из докембрийских толщ являются различные кристаллические сланцы — силлиманитовые, андалузитовые, кианитовые, корундовые, — содержащие до 63% глинозема. Разработаны электротермические способы получения из них алюминия. В СССР крупные залежи кианитовых пород известны на Кольском полуострове, в Восточном Саяне. Месторождения высокоглиноземистых кристаллических сланцев есть в Индии, корундовые залежи разрабатываются в ЮАР (север Трансвааля) и Южной Родезии (Селукве).

Залежи меди обычно бывают трех типов: медистые песчаники, медно-порфировые руды, колчеданные месторождения. В докембрии широко распространены медистые песчаники. В СССР известно Удоканское месторождение медистых песчаников. В странах капиталистического мира около $\frac{2}{3}$ запасов заключено в докембрии, а добыча из этих месторождений составляет примерно половину мировой добычи меди. Она производится в Замбии, Заире (рудный пояс Шаба — Колвези и др.), США (Коппер-Рэндж) и Канаде (медно-никелево-кобальтовое месторождение Садбери).

Свинец и цинк обычно встречаются вместе, образуя комплексные полиметаллические руды. Известны уникальные месторождения этих металлов в Австралии (Брокен-Хилл), Канаде (Салливан и др.), Замбии.

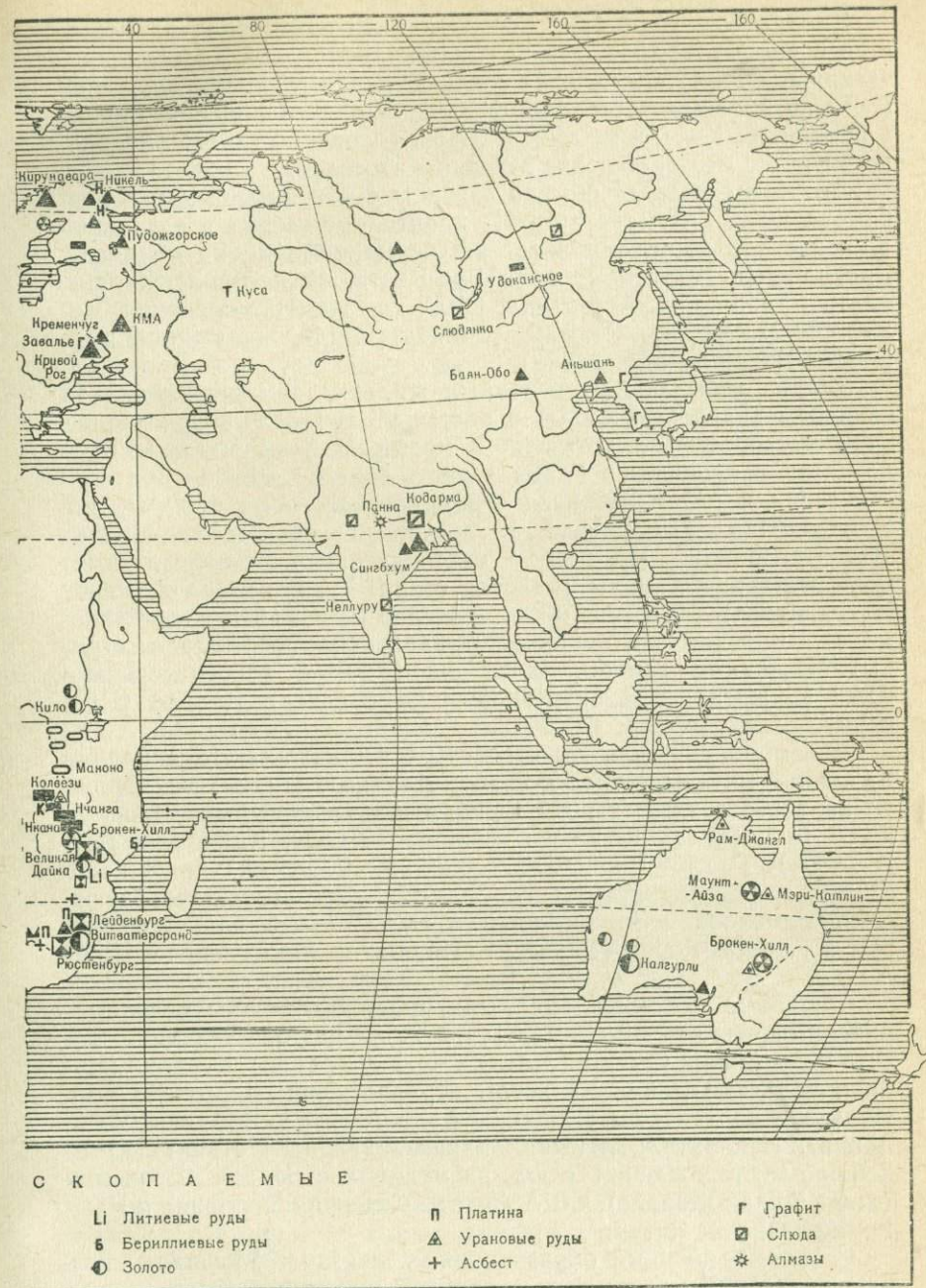
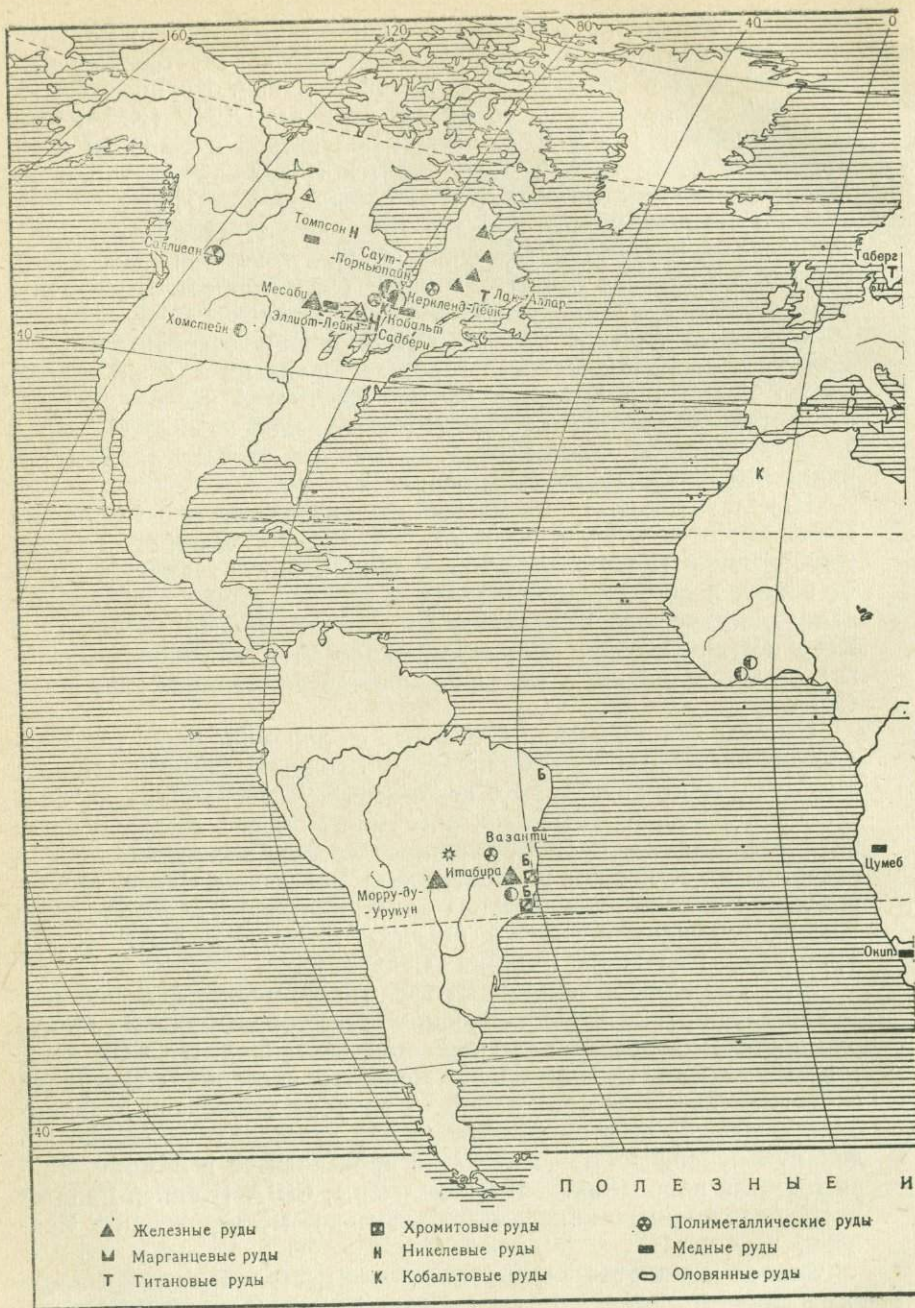


Рис. 22. Докембрийская эпоха рудообразования

Крупнейшее докембрийское оловянное оруденение размещается в центре Африки, где почти меридиональной полосой протягивается на 1200 км через Заир, Бурунди, Уганду, Танзанию. В Заире большая часть месторождений расположена на севере, в провинции Киву, и на севере Шабы (оловянно-танталонииобиево-литиевое месторождение Маноно-Китотоло).

Литий и бериллий обычно связаны с так называемыми редкометалльными пегматитами. Из капиталистических и развивающихся стран крупными запасами бериллия и лития обладают Бразилия (пегматитовые поля Боа-Виста, штат Минас-Жерайс, плато Барборема), Аргентина, США (штаты Нью-Мексико, Калифорния), Южная Родезия (Бикита), Индия (слюдяной пояса штатов Бихор и Раджастхан).

Золото добывают из коренных жильных месторождений (в основном кварцевые жилы) и россыпей. В СССР к докембрийским месторождениям относятся месторождения Алданской золотоносной провинции. Главная часть запасов золота капиталистических и развивающихся стран сосредоточена в ЮАР, месторождения размещены в протерозойских конгломератах Витватерсранда. На втором месте по запасам золота стоят месторождения Канады (районы озера Гурон, озера Большое Невольничье). Имеются месторождения в США (штат Вайоминг), Бразилии, Индии, Австралии (на юго-западе страны). Основные запасы платиноидов также сосредоточены в ЮАР (Бушвельдский интрузивный комплекс) и Канаде (Садбери).

Докембрийские алмазы известны в филлитах месторождений Бразилии (штаты Минас-Жерайс, Парана), Индии. Месторождения асбеста известны в СССР, а из зарубежных стран — в ЮАР (в пределах Капского асбестового поля, Кромдрай, Лот, Дальтон). Графит (кристаллический и аморфный) чаще всего связан с докембрийскими породами. Известностью пользуются месторождения Завальевское в СССР (на Украинском щите), в Южной Корее (Хванган), Индии, на Мадагаскаре, Шри-Ланке.

Слюдяные месторождения, как правило, связаны с докембрийскими пегматитами. В СССР известны месторождения мусковита в Восточной Сибири (Мамско-Чуйский район), Карелии (Чупино-Лоухский), на Кольском полуострове; флогопита — на Кольском полуострове (Ковдор), Алдане, южнее Байкала (Слюдянка). В капиталистических и развивающихся странах крупнейшие месторождения слюд размещены в Индии, Бразилии (штат Минас-Жерайс), США (штаты Северная Каролина и Нью-Гемпшир).

С докембрийскими образованиями связана большая часть месторождений магнетитов, кварцитов, каменных строительных материалов (красные кварциты, граниты, лабрадориты, сиениты, мраморы и др.).

Глава VIII. РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Палеозой был временем становления почти всех основных ветвей (таксонов ранга классов) среди животных и растений. Поэтому на протяжении палеозоя почти постоянно происходило обособление все новых классов. Количество обособившихся классов животных было особенно велико в кембрии и ордовике, но сильно сократилось в силуре, вновь увеличилось в девоне, а уменьшилось в карбоне. Полное затухание образования классов произошло в перми. Почти аналогичная картина обособления новых классов наблюдается и среди растений. Максимальное количество классов животных известно в девоне (47), а суммарное количество всех классов в палеозое достигает 59, но к концу палеозоя остается лишь 39 классов, в триасе — 35. Иными словами, только палеозою свойственны 24 класса животных. Среди растений для палеозоя характерен лишь один специфический класс растений — псилофиты, — являющийся к тому же вообще единственным ископаемым классом среди всех растений.

Ранний палеозой (продолжительность в среднем 170 млн. лет) охватывает три периода (табл. 8).

Важное стратиграфическое значение для кембрия имеют трилобиты и археоциаты; для ордовика — граптолиты и трилобиты; для силура — трилобиты, брахиоподы, кораллы и головоногие моллюски.

Кембрийская система выделена англичанином А. Седжвиком в 1836 г. и названа по имени древнего названия английской провинции Уэльс (Cambria).

В 1835 г. англичанин Г. Мурчисон выделил силурийскую систему, в состав которой вошли складчатые и осадочные образо-

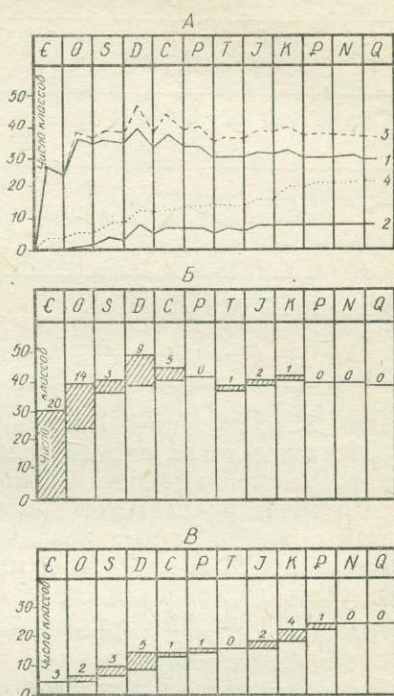


Рис. 23. Изменение во времени численности классов животных и растений (по П. Г. Леонову, 1973).

А — кривые численности классов беспозвоночных (1), хордовых (2), животных в целом (3), растений в целом (4); Б и В — диаграммы суммарной численности классов животных (Б) и растений (В) по периодам; часть столбиков, отвечающая новым классам (цифры), заштрихована. Отчетливо видно, что палеозой подразделяется на два этапа — ранний и поздний

Геохронология раннего палеозоя

Период (система)	Эпоха (отдел)
Силурийский (силурийская)	Поздняя (верхний) Ранняя (нижний)
Ордовикский (ордовикская)	Поздняя (верхний) Средняя (средний) Ранняя (нижний)
Кембрийский (кембрийская)	Поздняя (верхний) Средняя (средний) Ранняя (нижний)

вания Юго-Западной Англии. Название произошло от имени древних кельтских племен силуров, населявших Англию во времена Римской империи. Около ста лет силур подразделяли на два отдела: ордовикский (нижний) и готландский. Однако в связи с особенностями развития органического мира этих двух отделов в 1960 г. на 21-й сессии Международного геологического конгресса готландский отдел получил ранг силурийской системы, а ордовикский стал ордовикской системой.

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

В самом начале палеозоя завершился байкальский тектогенез, поэтому на Земле существовали уже древние платформы с приращенными к ним участками байкальских складчатых сооружений. На севере размещалась группа платформ, разделенных между собой океаническими бассейнами. На юге располагалась огромная платформа Гондвана¹, фрагментарными осколками которой являются Африкано-Аравийская, Австралийская, Южно-Американская, Индостанская и Антарктическая платформы. Все они не являются в строгом смысле древними, потому что «спаяны» структурами байкальской складчатости, но условно в дальнейшем мы их будем называть древними, поскольку до своего соединения они существовали, но в несколько иной форме: Южно-Американская, Восточно-Бразильско-Северо-Африканская, Аравийская, Южно-Африканско-Индостанско-Австралийско-Антарктическая. Позднее произошло соединение древних

¹ Название Гондвана происходит от слов «гонды» (индийское племя) и «Вана» — район Индии. Здесь были впервые собраны ископаемые верхнепалеозойские растения, сопоставление которых привело к мысли о существовании крупного материка, которому дано Э. Зюссом название Гондвана.

платформ байкальскими структурами, а еще позднее они вновь разошлись, но уже совсем по иным линиям — мезозойским рифтовым структурам. В. Е. Хаин полагает, что первоначально могли существовать огромные древние платформы, вытянутые в меридиональном направлении, затем они раскололись, между ними заложилась океанические бассейны, в том числе и на территории Байкалид.

Развитие геосинклинальных и эпигеосинклинальных складчатых областей

Среди геосинклинальных областей, развивающихся в раннем палеозое, выделяются три группы: эпикаледонские складчатые области, созданные ранее эпибайкальские складчатые области, послераннепалеозойские геосинклинальные области.

К эпикаледонским складчатым областям относятся большая часть Атлантического геосинклинального пояса — Северо-Атлантическая область, часть Урало-Монгольского пояса — Алтае-Саянская и Казахстано-Северо-Тянь-Шанская области.

В пределах Северо-Атлантической области (Северные Аппалачи, Ньюфаундленд, Восточная Гренландия, Великобритания, Ирландия, Скандинавия, Шпицберген) геосинклинальное развитие началось в позднем протерозое, а закончилось к девону (каледонский тектогенез). Здесь размещается одна из наиболее типичных среди геосинклинальных систем — Грампианская геосинклинальная система (Ирландия, большая часть Великобри-

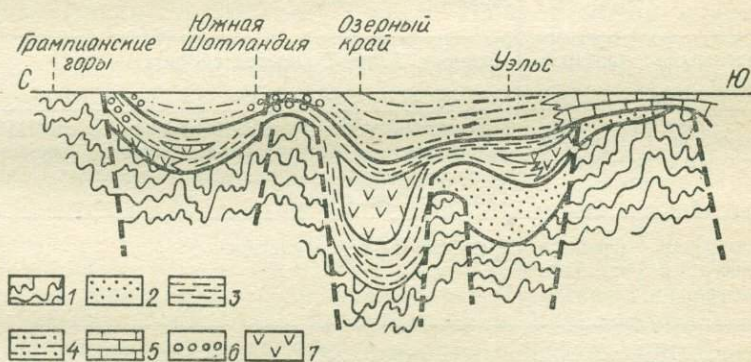


Рис. 24. Схематический литолого-фациальный разрез нижнепалеозойских отложений Грампианской системы в Великобритании (по Е. С. Левицкому):

1 — складчатые комплексы докембрия; 2 — глинисто-песчаные породы кембрия и основания нижнего ордовика; 3 — глинистые породы ордовика и нижнего силура; 4 — глинисто-песчаные породы в основном верхнего силура; 5 — карбонаты верхнего силура; 6 — конгломераты; 7 — вулканогенные породы

тании, район Скандинавских гор), развитие которой представляется следующим образом (рис. 24).

На одном из участков этой системы, в Уэльсе, породы нижнего палеозоя представлены терригенной толщей, имеющей мощность до 13 км. Вулканогенные породы кембрийско-ордовикского возраста свидетельствуют об усилении в это время вертикальных тектонических движений блоков основания. В позднем силуре произошло воздымание территории, рост поднятий, активизация процессов денудации на суше, накопление пород в предгорных и межгорных впадинах. В силуре вулканизм не проявился, зато хорошо известен интрузивный магматизм гранитного состава. В силурийских толщах наблюдается множество поверхностей размыва, стратиграфических и угловых несогласий. Отложения кембрия — силура собраны в складки, нарушены дизъюнктивными дисклокациями, метаморфизованы. Это свидетельствует о тектонических деформациях, происходивших в силуре (арденнская фаза, табл. 9). История остальных частей Северо-Атлантической геосинклинальной области во многом сходна с Грампианской системой.

Таблица 9

Важнейшие фазы каледонской эпохи складчатости

Фазы складчатости	Созданные структуры
Эрийская (основание девона)	Складко- и горообразование в Северо-Атлантической и Алтае-Саянской геосинклинальных областях. Создание материков Северо-Атлантического и Ангариды
Арденнская (поздний силур)	Арденны, Алтае-Тувинская система
Таконская (граница ордовика и силура)	Проявилась всюду, за исключением Восточно-Тихоокеанского и Западно-Тихоокеанского геосинклинальных поясов. Образуется Казахстано-Северотянь-Шанская область
Салаирская (граница раннего и позднего кембрия)	Кузнецко-Саянская система

Если сопоставить район Уэльса с районами Шотландии и Скандинавии, можно представить следующую картину: геосинклинальное погружение в пределах Северо-Атлантической области наблюдалось с кембрия до раннего силура (максимум в раннем ордовике). В конце силура прогибы прекратили свое существование, нижнепалеозойские породы сминались в складчатую систему, внедрялись (эрийская фаза) интрузивные породы, преимущественно гранитоиды.

Развитие Северных Аппалачей и острова Ньюфаундленда напоминает развитие Грампианской области. Поднятия в Северо-Атлантической геосинклинальной области объединили Восточно-Европейскую и Северо-Американскую древние платформы, создав единый континент — Северо-Атлантический массив.

Алтае-Саянская геосинклинальная область по своему строению и истории развития подразделяется на Кузнецко-Саянскую и Алтае-Тувинскую геосинклинальные системы. Первая система в составе Кузнецкого Алатау, юго-западной части Восточного Саяна, Сангилен, Хамар-Дабана, Витимского нагорья активно погружалась в венде и в раннем кембрии, а в середине среднего кембрия представляла собой уже горную систему.

Алтае-Тувинская система (Горный Алтай, Монгольский Алтай, Западный Саян, Центральная Монголия) развивалась несколько иначе. Геосинклинальное развитие началось в позднем протерозое, в раннем палеозое (кембрий — силур) здесь было море. В раннем кембрии образовались ультраосновные и основные интрузии, а в ордовике и силуре — граниты. К концу силура здесь проявилось главное складкообразование (арденнская фаза) и в девоне возникли горы.

Казахстано-Северо-Тянь-Шанская геосинклинальная область, полосой протянувшаяся от Кокчетавского массива через горы Улутау, Каратау в Северный Тянь-Шань, в конце протерозоя испытала поднятие (байкальский тектогенез), сформировавшее на данной территории массив суши в виде огромного острова. Вдоль его побережий отлагались вендские и кембрийские карбонатно-терригенные породы Северного Тянь-Шаня, Каратау и Улутау (мощность 2000—4000 м). К концу кембрия поднятие разрушилось. Начали накапливаться ордовикские отложения, представленные мощными толщами вулканогенно-осадочных пород, среди которых встречаются и известняки и красноцветы (вверху). Горообразование началось со среднего ордовика (в прогибах мощные толщи грубообломочных осадков), а в силуре произошло общее поднятие (таконская фаза). И лишь в отдельных межгорных впадинах в раннем силуре накапливались красноцветные молассы (мощность до 5 км).

К эпибайкальским складчатым областям относятся на территории СССР прежде всего Тимано-Печорская и Байкало-Енисейская области в пределах Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Они в раннем палеозое существовали в форме горных систем, причленившихся к Восточно-Европейской и Сибирской платформам. В раннем палеозое произошло сокращение Палеоазиатского океана (территория Урало-Монгольского пояса) и к байкалидам присоединились каледониды.

Байкалиды известны и в других районах Земли (системы Внутриафриканская, Бразильская, Аделаиды, Аравалли, Алашань, Росса), где они существовали в раннем палеозое в форме гористых островов и полуостровов.

К послераннепалеозойским геосинклинальным областям относятся части Атлантического (Мексикано-Аппалачская область) и Урало-Монгольского геосинклинальных поясов (Урало-Тянь-Шанская и Казахстано-Монгольская области), полностью территории Средиземноморского, Западно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского геосинклинальных поясов.

Мексикано-Аппалачская область (Южные Аппалачи, побережье Мексиканского залива) с конца протерозоя и до конца палеозоя испытывала главным образом погружение: накапливалась мощная толща терригенных и карбонатных пород. В перми здесь происходило складкообразование и горообразование.

Урало-Тянь-Шанская и Казахстано-Монгольская области — герцинские структуры — в раннем палеозое переживали первый этап геосинклинального развития. В Урало-Тянь-Шанской области (широкая полоса от Новой Земли до Южного Тянь-Шаня) выделяют две системы — Уральскую и Южно-Тянь-Шанскую. В начале кембрия на месте Урала простирались горные цепи байкалитид. В кембрии море покрывало лишь северные и южные участки Уральской системы. Западный и восточный склоны современного Урала в раннем палеозое развивались самостоятельно. В пределах Западного Урала кембрий отсутствует, грубообломочный нижний ордовик залегает на размытой поверхности докембрия; средний, верхний ордовик и силур — карбонатные породы мощностью до 4 км, с остатками граптолитов, брахиопод, кораллов. Западно-Уральская зона в раннем палеозое — типичная континентальная окраина, миогеосинклинальная зона. В пределах Восточного Урала (к востоку от хребта Уралтау) кембрий на севере и юге представлен обломочными породами, ордовик и силур — обломочно-вулканогенными (мощность более 5 км), среди которых в Зауралье встречаются терригенные породы и известняки. Если в кембрии территория Урала — суша, то в ордовике и силуре — гористые острова, пересекающие северо-западную окраину Палеоазиатского океана; отсюда море трансгрессировало и на восточную окраину Восточно-Европейской платформы и на Сибирскую платформу. Судя по более мощному опусканию и интенсивному магматизму Восточный Урал в раннем палеозое представлял эвгеосинклинальную зону, в пределах которой в силуре сформировался резко дифференцированный рельеф. В это время заложились основные структурные зоны, наблюдаемые ныне на Урале.

Развитие Южно-Тянь-Шанской системы сходно с развитием Урала, но характеризуется слабым проявлением магматизма.

В Казахстано-Монгольской геосинклинальной области (восточная часть Центрального Казахстана, запад Алтая, Джунгария, Южная и Восточная Монголия) в обширном раннекембрийском море — части Палеоазиатского океана — шло накопление мощной толщи пород вулканогенно-осадочной формации с эффузивами основного состава. В среднем кембрии в море поднялись

первые островные дуги (салаярская фаза), например хребты Чингиз и Тарбагатай. В районах островных дуг шло также образование интрузивных комплексов: в кембрии и ордовике это ультраосновные и основные породы, в силуре — породы от габро до гранитов.

Внутри Средиземноморского геосинклинального пояса (в пределах Западной, Южной Европы и Северной Африки) выделяют три участка: Франко-Чешский срединный массив (Центральный массив, Вогезы, Шварцвальд, Чешский массив), Северную систему геосинклинальных прогибов (полуостров Корнуэлл, Арденны, Рейнские Сланцевые и Рудные горы, Гарц, Судеты), Южную систему геосинклинальных прогибов (Пиренеи, Иберийские горы, Атлас, Альпы, Балканы). Франко-Чешский срединный массив в раннем палеозое представлял собой поднятие, к северу и югу от него располагались области погружения. В раннем палеозое основная часть Западной Европы и Северной Африки представляла собой обширный морской геосинклинальный бассейн, в котором на севере и юге накапливались мощные, в основном песчано-глинистые, геосинклинальные толщи. В Северной системе в силуре происходили подводные излияния базальтовых лав (эвгеосинклинальные условия). В Южной обстановка была более спокойной: в морях накапливались граптолитовые глубоководные илы, изредка происходили вулканические извержения, затем моря мелели. И здесь формировались карбонаты.

В восточноевропейской и азиатской частях Средиземноморского геосинклинального пояса (Крым, Кавказ, Малая, Средняя, Центральная и Юго-Восточная Азия) на поверхности приподнятых древних массивов в раннем палеозое накопились маломощные отложения терригенно-карбонатных пород, образовавшихся в мелководных эпиконтинентальных морях (Центральный Иран, Южный Афганистан). В эвгеосинклинальных прогибах (Северный Кавказ, Паропамиз, Памир, Куьлунь) и миогеосинклинальных зонах (Загрос, Гималаи) сформировались мощные песчано-глинистые породы с прослоями известняков и вулканогенных пород (последние — в эвгеосинклиналях).

В пределах Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса выделяют три геосинклинальные области: северо-восток Азии, Казийскую, Восточно-Австралийскую. Первая из них — киммерийской складчатости, вторая — каледонской, третья — герцинской.

Северо-восток Азии (Северо-Восток и Дальний Восток СССР) развивался следующим образом. В пределах современных хребтов Черского и Сетте-Дабан в кембрии между Сибирской платформой и Колымским и Охотским срединными массивами заложилась прогибы, где накапливались мелководные карбонатно-терригенные осадки большой мощности: кембрий — 2 км, ордовик — до 6,3 км, силур — 3 км. Для этих пород характерна фауна кораллов, брахиопод, трилобитов и планктонных граптолитов. В середине ордовика на северо-востоке Азии проявилась

максимальная трансгрессия, а в силуре повсеместно происходили поднятия и регрессия моря, в девоне образовывались соленые лагуны. Полагают, что в прибрежно-островной части области (Камчатка, Курильские, Японские, Филиппинские и Большие Зондские острова) размещалась раннепалеозойская эвгеосинклиналь — окраина древнего Тихого океана: здесь развиты вулканогенно-обломочные и кремнисто-сланцевые породы.

В Восточно-Австралийской геосинклинальной области в морях кембрия накапливались мощные терригенно-вулканогенные образования (до 7,5 км), свидетельствующие о геосинклинальном режиме и интенсивном подводном вулканизме. Этот же режим продолжался и в ордовике. В силуре на западе образовались более мелководные песчано-глинистые породы с прослоями известняков (мощность до 5 км), восточнее известны вулканические породы кислого состава. Воздымание западной половины области в силуре привело к формированию наземных вулканов. Здесь известен и интрузивный магматизм; в кембрии и раннем силуре — интрузии основного и среднего состава, в позднем силуре — гранитоиды. На востоке развитие геосинклинальной области продолжалось в позднем палеозое.

В пределах Восточно-Тихоокеанского геосинклинального пояса выделяют три области: Кордильерскую (позднекеммерийская), Андийскую (альпийская) и Западно-Антарктическую (позднегерцинская или раннекеммерийская), а вдоль побережья океана — альпийскую складчатую зону. Кордильерская область (Кордильеры) в раннем палеозое была геосинклиналью. В восточной ее части (Скалистые горы, Большой Бассейн, горы Маккензи) размещалась миеосинклиналь, в мелких морях которой образовывались кембросилурийские песчано-глинистые породы с известняками и доломитами в кровле (мощность до 5 км). В западной части (горы Сьерра-Невада, Каскадные, Береговой и Аляскинский хребты) находилась эвгеосинклиналь, где происходило накопление мощных вулканогенно-обломочных толщ с кремнистыми и известняковыми прослоями (более 10 км). Андийская область в раннем кембрии представляла собой море, в котором формировались терригенные породы; в позднем кембрии здесь произошло складкообразование и поднятие (гористые острова), но в раннем ордовике проявляется трансгрессия, в результате которой в морях накопились глубоководные илы. В конце ордовика произошло новое поднятие, сменившееся слабой трансгрессией в раннем силуре. В силурийских отложениях здесь известна морена горного оледенения.

Развитие древних платформ

Развитие древних платформ в раннем палеозое в северном полушарии во многом связано с развитием геосинклинальных областей. Для платформ в это время характерны опускание и формирование трансгрессивных морских терригенных формаций

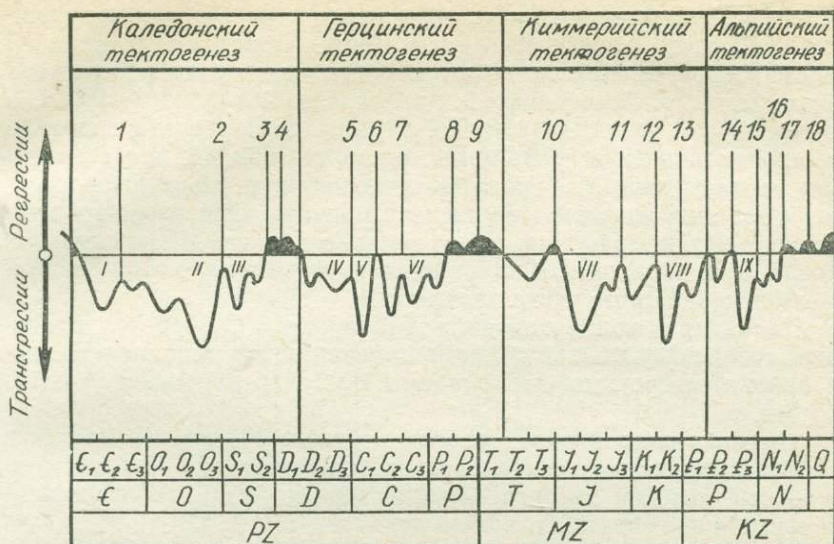


Рис. 25. Схема колебательных и горообразовательных движений в фанерозе.

Главнейшие фазы складчатости (орогенеза): 1 — саларская (раннекаледонская), 2 — таконская (эйнесская), 3 — арденнская, 4 — эрийская, 5 — бретонская, 6 — судетская (рудногорская), 7 — астурийская, 8 — заальская (или аппалачская), 9 — фальская (тянь-шанская), 10 — древнекиммерийская (палисадская), 11 — невадийская (верхоанская), 12 — австрийская (сакава), 13 — ларамийская, 14 — пиренейская, 15 — савская, 16 — штирийская, 17 — аттическая (антильская), 18 — валахская.

Крупные трансгрессии: I — раннесреднекембрийская, II — позднеордовикская, III — раннесилурийская, IV — позднедевонская, V — раннекаменноугольная, VI — среднекаменноугольная — раннепермская, VII — раннесреднеюрская, VIII — позднемеловая, IX — позднепалеогеновая. Зачернены геократические эпохи

(Восточно-Европейская, Северо-Американская платформы). Максимум трансгрессий приходится на ордовик и начало силура (рис. 25), когда в открытых эпиплатформенных морях накапливались известняковые отложения (Восточно-Европейская, Северо-Американская платформы), а в полузамкнутых обширных водоемах — доломитовая толща (Сибирская платформа). Конец силура, ознаменовавшийся всюду накоплением лагунной красноцветной формации, а на Сибирской и Северо-Американской платформах еще и соленосной, свидетельствует о поднятиях в это время всех платформ (рис. 26). Сопоставление движений на платформах указывает на прямую связь колебательных движений на территориях платформ с тектоническими событиями в прилегающих геосинклинальных областях. Рассмотрим это более обстоятельно.

Восточно-Европейская платформа в начале палеозоя — крупная равнинная суша. Прогибание в Грампианской геосинклинальной системе (Северо-Атлантическая область) вызвало опускания и трансгрессию моря и в прилегающей к ней северо-западной окраине Восточно-Европейской платформы (рис. 26).

Максимальные трансгрессии моря наблюдались в раннем кембрии (в бассейне реки Северной Двины, мощность отложений 500 м), терригенные отложения которого известны на побережьях Балтийского и Белого морей, на склонах Тиманского кряжа, в Подмосковье, районах Западной Украины и Польши. В ордовике морские отложения (у Вологды, мощность 250 м), представленные песчаниками, а в кровле — известняками (нормально соленое море), имеют меньшее распространение. Они известны примерно в тех же районах, но на востоке дальше Подмосковья и Котласа не встречены. Силурийское море занимало лишь западные и юго-западные части платформы.

Поднятия в конце ордовика и в силуре в Северо-Атлантической геосинклинальной области привели к резонансным воздыманиям и северо-западной окраины Восточно-Европейской платформы.

На двух сопряженных разрезах (табл. 10), размещенных в пределах различных тектонических зон, отчетливо проявляются основные отличия развития земной коры в пределах геосинклинальных и платформенных областей.

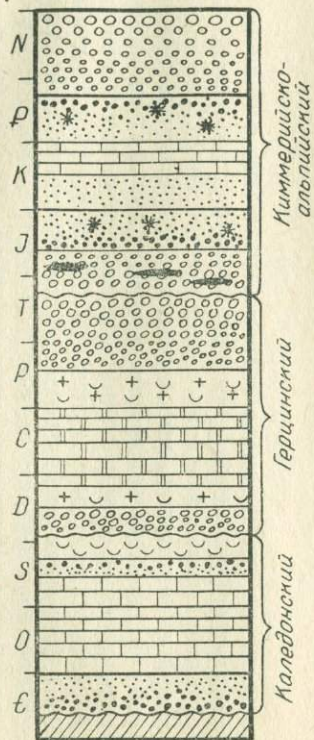
Развитие Сибирской платформы в раннем палеозое происходило следующим образом. На севере и северо-востоке было открытое море и кембрийские отложения представлены карбонатами

Таблица 10

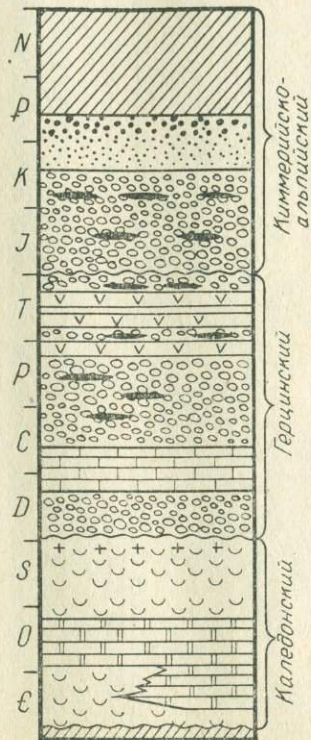
Сравнительная характеристика развития сопряженных геосинклинального и платформенного участков земной коры

Геосинклинальная область (Уэльс)	Платформенная область (Прибалтика)
1. Большая мощность осадков (13 000 м)	1. Сравнительно небольшая мощность осадков (суммарная мощность 300—700 м), почти в 20—40 раз меньше, чем в прилегающей геосинклинали
2. Полнота разреза (от кембрия до конца силура)	2. Перерывы в отложении осадков
3. Преобладают обломочные породы	3. Среди обломочных пород широко развиты карбонатные осадки
4. Породы собраны в складки, разбиты дизъюнктивными дислокациями	4. Залегание пород почти горизонтальное, слабарушенное
5. Породы сильно изменены, метаморфизованы	5. Породы сохранились в первозданном виде
6. Наблюдаются вулканогенные (верхний кембрий, ордовик) и интрузивные (силур) комплексы	6. Магматические породы отсутствуют

Восточно-Европейская
платформа



Сибирская
платформа



Северо-Американская
платформа

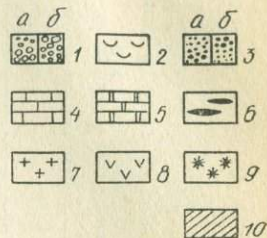
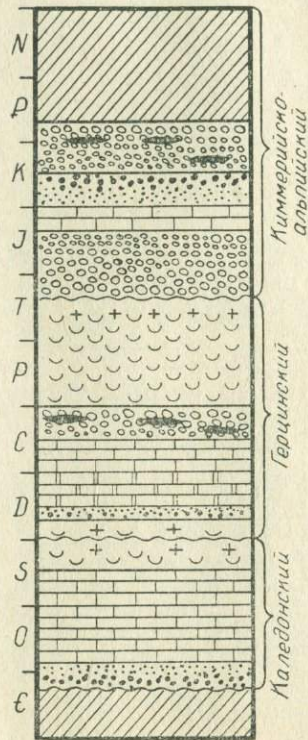


Рис. 26. Формационные ряды Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ (по В. Е. Хаину, 1973)

Формации: 1 — континентальная (а — нижняя, б — верхняя), 2 — лагуна красноватая, 3 — морская терригенная (а — трансгрессивная, б — регрессивная), 4 — известняковая, 5 — гипсово-доломитовая, 6 — угленосная, 7 — соленосная, 8 — трапповая, 9 — глауконит в морской терригенной формации, 10 — перерыв в отложении осадков

которой накапливались доломиты. В конце силура Сибирская платформа становится материком.

Развитие Северо-Американской платформы во многом напоминает развитие Восточно-Европейской. В самом начале палеозоя — это приподнятая над уровнем моря территория. Западную и южную ее части в позднем кембрии покрывало мелкое море, в котором отлагались песчано-глинистые породы с известняками в кровле, а в ордовике и силуре — доломиты и известняки, иногда с рифовыми постройками. В позднем силуре произошло сокращение моря, образование лагун, в которых местами образовалась соленосная гипсо-ангидритовая толща.

На юге размещался суперконтинент Гондвана. Байкальские движения привели к поднятию Гондваны и превращению ее в плоскогорье. Поэтому отложения раннего палеозоя распространены на Гондване слабо и встречаются лишь в некоторых местах. Но отдельные части материка развивались по-разному. В кембрии Южно-Американская платформа была высоко приподнята, здесь известны следы материкового оледенения. Лишь в силуре на Южно-Американской платформе произошла трансгрессия, а уже в конце силура платформа вновь поднялась. В Северо-Западной Африке в кембрии и ордовике размещались окраинные мелководные моря, в которых отлагалась конгломерато-песчаниковая толща, а тиллиты позднего ордовика указывают на оледенение. Нижнекембрийские красноцветы (лагунные образования) известны на северо-западе Индостана. Морем была покрыта часть Австралийской платформы (следствие прогибающейся Австралийской геосинклинальной области).

Таким образом, суперконтинент Гондвана в течение раннего палеозоя в основном довольно высоко поднятый материк, на котором в кембрии, ордовике и силуре известны трансгрессии в окраинных частях, непосредственно связанные с трансгрессиями в прилегающих геосинклинальных областях.

О дрейфе континентов

Косвенные геологические данные свидетельствуют о возможности дрейфа континентов уже в раннем палеозое. Это находки офиолитовых ассоциаций (вулканических толщ основного состава горных пород), обычно приуроченных к эвгеосинклинальным зонам геосинклиналей, маркирующим окраины океанов прошлого; находки вулканических комплексов преимущественно андезитового состава — остатки вулканических островных дуг в переходной области от океанов к континентам (возле них располагались, очевидно, глубоководные желоба); палеомагнитные данные, позволяющие установить взаимное расположение континентов по широте; палеоклиматические данные. Все это позволило некоторым ученым сделать следующие выводы:

1. В пределах пограничных районов нынешних материков, составлявших Гондвану, нигде не обнаружена офиолитовая ассоциация, складчатые зоны гондванских континентов как бы резко обрываются и часто продолжают на другом континенте. Таким образом, на протяжении всего палеозоя Гондвана оставалась единым суперконтинентом.

2. В раннем кембрии установлены пояса офиолитов в Аппалачах, Шотландии, Скандинавии. Они определяют Палеоатлантический океан, разделяющий Гондвану, Северную Америку, Восточную Европу. Офиолиты Алтае-Саянской и Казахстано-Монгольской областей свидетельствуют о существовании Палеоазиатского океана. Очевидно, был и предшественник Тихого океана. На севере Палеоазиатского океана по андезитовым породам установлены островные дуги (в пределах хребтов Чингиз, Салаир, Хангай, Циляншань).

3. В ордовике северные континенты постепенно сближались; в результате столкновения континентов с островными дугами наращивались окраины платформ, сужались океаны. На месте Палеоатлантического и Палеоазиатского океанов формировался широкий океан Палеотетис (офиолиты Южной Монголии, Тянь-Шаня, Северного Кавказа, Северной Турции, Балкан); его северо-восточным продолжением был Уральский океан со своей системой срединно-океанических хребтов и рифтов.

4. В силуре проявилась тенденция к объединению континентов. Океаны Палеотетис и Уральский сократились в размерах.

Каледонская эпоха складчатости и горообразования.

Ее результаты

Каледонская эпоха складчатости и горообразования проявилась в конце раннего палеозоя (Каледония — древнее название Шотландии). Для геосинклиналей в эту эпоху в основном характерно накопление в кембрии и ордовике мощных (до 10 км и более) морских терригенных образований, чередующихся с вулканогенными породами. Следовательно, в кембрии и ордовике проявились интенсивные погружения блоков коры в геосинклинальных областях и связанные с ними трансгрессии. В морях образовались вулканические острова и островные дуги. Накопление осадочно-вулканогенной толщи происходило за счет размыва островов и подводного вулканизма. Исключение из этого составляют ранние каледониды Кузнецко-Саянской системы, развитие которых завершилось в салаирскую фазу складчатости. К началу силурийского периода на месте Казахстано-Северо-Тянь-Шанской геосинклинальной области образовались горы (таконская фаза).

В силуре и самом начале девона погружения в геосинклинальных областях сменились поднятиями. Размеры геосинклинальных областей сократились особенно во второй половине си-

лура. Произошли складко- и горообразование в каледонидах Северо-Атлантической и Алтае-Саянской областей. Регрессии характерны и для других геосинклинальных поясов. Во впадинах (предгорных, межгорных и т. д.) началось накопление пород молассовой формации. В силуре был широко распространен наземный вулканизм, формировались мощные интрузивные тела, с которыми связаны месторождения рудных полезных ископаемых.

Таким образом, в каледонском тектогенезе горообразование охватило следующие районы: 1) в Атлантическом геосинклинальном поясе — Северо-Атлантическую геосинклинальную область (остатки этих гор известны на Шпицбергене, в северной части Скандинавского полуострова, в Восточной Гренландии, на большей части Великобритании, в Ирландии, в Северных Аппалачах, на Земле Гранта, северных островах архипелага Парри); 2) в Урало-Монгольском геосинклинальном поясе — Алтае-Саянскую область (Западный Саян, Горный Алтай, Тува, Горная Шория, Кузнецкий Алатау), Казахстано-Северо-Тянь-Шанскую область (хребты Северного и Центрального Казахстана — Кокчетау, Алатау, Северного Тянь-Шаня — Каратау, Киргизский, Кунгей-Алатау, Заилийский Алатау, Таласский Алатау, Терской-Алатау); 3) в Средиземноморском геосинклинальном поясе — Наньшаньскую геосинклинальную систему; 4) в Западно-Тихоокеанском геосинклинальном поясе — Катазиатскую и западную часть Восточно-Австралийской области.

В результате горообразовательных процессов на севере возник Северо-Атлантический материк (Северо-Атлантическая геосинклинальная складчатая область объединяет Северо-Американскую и Восточно-Европейскую платформы) и увеличенный материк Ангариды, куда входила Сибирская платформа с окраинными горными сооружениями байкалит и каледонид.

Для всех платформ Земли в раннем палеозое характерны, во-первых, осадочные образования, среди которых преобладают мелководно-морские и лагунные породы, континентальные развиты незначительно. Метаморфические и интрузивные породы отсутствуют; вулканогенные если и встречаются, то чрезвычайно редко и представлены маломощными слоями. Во-вторых, мощность нижнепалеозойских пород небольшая, обычно до 1 км, в редких случаях достигает 3 км. В-третьих, крупные участки платформ, прилегающие к погружающимся областям, испытали в раннем палеозое вертикальные движения, главным образом опускания, что приводило к трансгрессиям и возникновению эпиконтинентальных окраинных морей (типа современного Балтийского, северной части Каспийского морей и др.). Максимальные трансгрессии на платформах наблюдаются в конце раннего — среднем кембрии, в середине ордовика и раннем силуре. В этих морях, носящих часто открытый характер, образовывались терригенно-карбонатные породы. В связи с поднятиями в

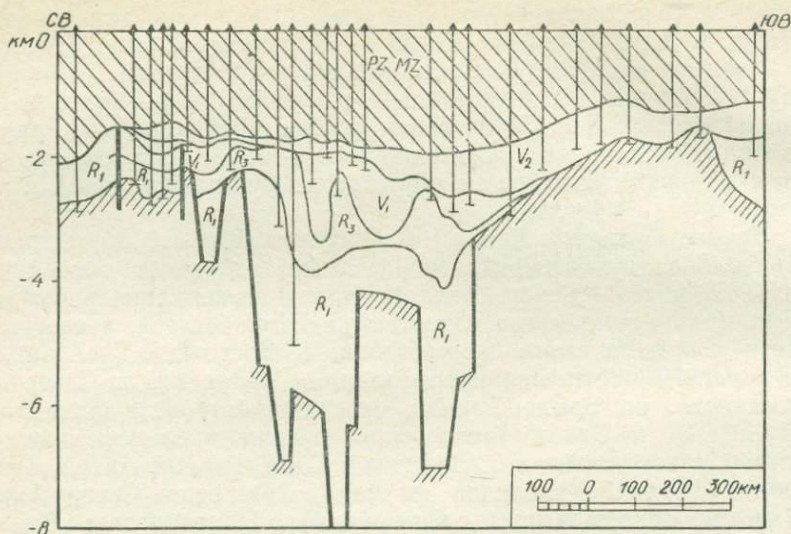


Рис. 28. Характер залегания чехольного комплекса Восточно-Европейской платформы на докембрийском основании — разрез через Вятско-Камскую синеклизу (по И. Е. Постниковой). Крупные впадины платформенного чехла закладываются на позднепротерозойских авлакогенах

прилегающих геосинклинальных областях на платформах происходили кратковременные резонансные поднятия, отчетливо проявляющиеся в стратиграфических несогласиях. Наиболее интенсивные волны регрессии характерны для конца кембрия (салаирская фаза), конца ордовика (таконская), конца силура (арденнская и эрийская фазы). В конце раннего палеозоя (конец ордовика — силур) на платформах сформировались полузамкнутые морские бассейны и лагуны с аномальной соленостью, в которых накапливались пестроцветные терригенно-доломитовые, а иногда и соленосные породы. Гондвана покрывалась морями только по периферии, здесь практически почти неизвестны морские породы, редко встречаются и континентальные. В четвертых, в результате гетерогенного строения оснований всех древних платформ Земли уже в раннем палеозое в их пределах в связи с погружением отдельных участков или отставанием их от поднимающихся частей платформ заложилась обширные отрицательные структуры — синеклизы: на Восточно-Европейской — Балтийская и др.; на Сибирской — Ангаро-Ленская (Иркутская) и т. д. Эти синеклизы закладывались часто в пределах рифейских авлакогенов (рис. 28). В пределах плит по соседству с синеклидами формировались участки замедленных поднятий — антеклизы Воронежская, Белорусская, Волго-Уральская и т. д.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ

Климатические условия. Если в кембрии и ордовике для территории современной суши характерным было господство талассократических условий, то в силуре и начале девона, когда проявилась каледонская эпоха складчатости, наступил геократический режим. Это обстоятельство оказало решающее влияние на климат. Для раннего палеозоя уже была характерна определенная климатическая зональность, во многом отличная от современной. Прежде всего она проявилась в морях в размещении фауны археоциат и трилобитов в кембрии. На суше ввиду отсутствия организмов климатические зоны установлены лишь по характерным осадкам — индикаторам определенных условий. О климате кембрия известно мало. Полагают, что он был относительно теплым на значительных площадях, зональность проявлялась, но была несколько сглажена крупными морскими трансгрессиями и особенно широким распространением эпиконтинентальных морей на платформах в среднем и позднем кембрии. Предполагают следующее положение климатических зон в кембрии (рис. 27): во влажную тропическую зону входили современные остров Ньюфаундленд, Карибское море, Исландия, Шпицберген, Полярный и Северный Урал, Западно-Сибирская равнина, Бенгальский залив, запад Австралии, Антарктида. В этой зоне найдены ископаемые теплолюбивые археоциаты, расположены месторождения пластовых фосфоритов в СССР (Каратау), Китае, Австралии. К северу и югу от тропической влажной зоны размещались два аридных климатических пояса, о наличии которых в прошлом свидетельствуют соленосные и гипсоносные отложения, доломиты и красноцветные породы Австралии, Индии, Ирана (на юге), Канады и Восточной Сибири (на севере). Южный полюс размещался в пределах Гондваны, вблизи западного побережья современной Южной Америки (примерно 10° в. д., 25° ю. ш.), Северный — в Тихом океане, в районе Гавайских островов (примерно 170° в. д., 25° с. ш.). Между аридными и ледовыми зонами размещались области гумидного климата.

В ордовике и силуре климатические условия были несколько иными, чем в кембрии, так как из-за формирования озонового экрана воздействие солнечных лучей ослабло. В отложениях верхнего ордовика (около 500 млн. лет назад) в Марокко, Ливии и Капской области найдены тиллиты, в Испании, Франции, Скандинавии — ледниково-морские отложения. К этому же времени относится и появление холодолюбивой фауны коррелятных с ледниковыми отложениями зон, соответствующих современным умеренным. Оформление во второй половине раннего палеозоя каледонских гор, возникновение крупных оледенений в приполярных районах (Капская область) или в горных странах (очевидно, в пределах Северо-Атлантической геосинклинальной об-

ласти, а следы айсберговой морены найдены в Европе и Северной Африке).

Климатическая зональность ордовика и силура сходна с кембрийской и во многом повторена в девоне. Но если сопоставить палеогеографические схемы кембрия, ордовика и силура, можно наблюдать сдвиг зон и Южного полюса к «современному» югу, Северного — к северу. Перемещения полюсов и зон могли быть вызваны изменением положения оси вращения Земли или изменением положения материков относительно этой оси.

Органический мир и эволюция биосферы. В отличие от докембрия в отложениях нижнего палеозоя встречаются многочисленные остатки различных организмов, свидетельствующие уже о богатой и разнообразной органической жизни, о новом этапе в развитии биосферы Земли.

Растительный мир морей и озер раннего палеозоя представлен водорослями, достигшими уже в кембрии большого разнообразия. В раннем силуре произошел выход растений на сушу. Первенцами сухопутной флоры считаются псилофиты — споровые кустарниковые и травянистые растения, растущие только на сильно обводненных побережьях тропических морей. Организация псилофитов еще примитивна. У них нет листьев, слабо развита корневая система. Отдельные виды во многом похожи на водоросли. В ископаемом состоянии псилофиты часто сохраняются, потому что пропитаны кремнеземом. Полагают, что псилофиты произошли от бурых (по иным соображениям — от зеленых) водорослей, а сами в девоне стали предковой формой для трех типов растений плауновидных, членистостебельных и папоротниковидных. Остатки псилофитов не встречаются выше слоев верхнего девона.

Геологическое значение псилофитов велико. Во-первых, это первопоселенцы суши, вслед за которыми на нее вышли и животные. Во-вторых, их скопления привели к первому в истории Земли угленакоплению в девонском периоде (Шотландия, остров Медвежий, Барзас, Притиманье).

Животный мир беспозвоночных представлен морскими формами — трилобитами, брахиоподами, граптолитами, археоциатами, головоногими моллюсками и другими животными (рис. 29).

Трилобиты в кембрии резко преобладают над другими животными (в кембрии известно более 1000 видов трилобитов, т. е. более половины всех видов организмов этого периода), но затем в течение последующих геологических периодов их вытесняют более сильные хищники — наутилоидеи и акулловые рыбы. Массовые захоронения трилобитов свидетельствуют о стадном образе жизни этих животных. В истории раннего палеозоя выделяют три трилобитовые фауны: кембрийскую, ордовикскую и силурийскую. Панцирь кембрийских трилобитов из ороговевшего кожного слоя, пропитанного солями фосфорнокислого кальция, расчленен на три части таким образом, что одна часть наползала

на соседнюю. У них был хорошо развит головной щит, но слабо — хвостовой, на туловище много сегментов. Эти трилобиты еще не могли свертываться, чтобы защитить мягкую брюшную мембрану. К концу кембрия большинство трилобитов вымирает. В ордовике трилобиты имеют иное строение (90 родов, 1200 видов) — прочный известковый панцирь, хорошо развитые головной и хвостовой щитки, глаза (например, у азафуса — крупные и выпуклые глаза на стебельках); животные приобрели способность свертываться, головным и задним щитками защищая брюшко. Такие приспособительные особенности второй трилобитовой фауны связаны с появлением в ордовике крупных и прожорливых хищников — наутилоидей, а в конце периода — акулых рыб.

В силурийских морях формируется третья, уже менее многочисленная трилобитовая фауна. Ее представители были переднешечными, свертывались и имели сетчато-сложные глаза, обладающие уже цветовым зрением.

Плеченогие занимают второе место в органическом мире раннего палеозоя как по значению для стратиграфии, так и по их распространению. В кембрийских морях водились примитивные беззамковые формы с хитиновой раковиной (оболюс, лингула). В ордовике получили развитие примитивные, но уже замковые формы с известковой раковиной; количество их родов достигало 200 (среди них важное значение имели ортиды). В силуре широкое распространение получили брахиоподы; впервые появились такие роды, как *Spirifer*, *Atrypa*, *Rhynchonella*, *Pentamerus*, *Productus* и др. Это крупные и сложно построенные животные с хорошо скульптурированной раковиной.

В раннем кембрии важную геологическую роль играли археоциаты.

По своему значению третья место в органическом мире раннего палеозоя занимали граптолиты.

В кембрии получил развитие *Dictyonema* — кустовидный граптолит с хитиновым наружным скелетом. В ордовикских морях появился род *Diplograptus*. Это многорядные граптолиты, они встречаются в больших количествах в темных глинистых сланцах Прибалтики. В силуре были развиты граптолиты рода *Monograptus*, однорядные формы. В конце силура граптолиты вымерли, хотя единичные формы еще встречались в девоне, являясь реликтовыми. Граптолиты — уже самые высокоорганизованные беспозвоночные животные.

Важную роль в органическом мире играли кишечнополостные, известные еще с протерозоя. В ордовике это гидроидные полипы (строматопоры) и кораллы — трубчатые (сирингопоры и др.) и четырехлучевые, — участвующие в рифостроении. В силуре особенно широко были развиты трубчатые кораллы (например, фавозитес, хализитес и др.) и распространены гидроидные полипы (строматопоры и др.). Наряду с другими беспозво-

ночными силурийские кораллы участвовали в образовании рифов Украины, Австралии, Англии.

Из моллюсков в раннепалеозойских морях обитали головоногие — хищные животные, обитатели придонных участков нормально соленых вод открытых морей. Для раннего силура уже характерны наутилоидеи (прямые формы — *Endoceras*, *Orthoceras*, завитые — *Estonioceras*), некоторые из них достигали 2—4,5 м. В силуре известно примерно 500 видов этих животных, в ордовике — до 1500. В самом конце силура появились аммоидеи, представленные гониатитами (*Tornoceras*, *Anarcestes* и др.).

Кроме этой фауны, в морях раннего палеозоя обитали и другие животные: губки, черви, иглокожие (морские лилии, морские пузыри и др.), ракообразные. Среди последних интерес представляет эвриптерус — хищник, достигавший в длину 3 м, имевший тельсон (хвостовой шип) с ядовитой железой. Представители членистоногих — скорпионы, многоножки — первыми из животных вышли в силуре на сушу.

В раннем палеозое известны и первые позвоночные. В конце кембрия появились примитивные бесчелюстные панцирные рыбообразные позвоночные животные¹.

В ордовике и силуре продолжалось развитие бесчелюстных. Крупные формы среди них — хищники.

В ордовикских морях появились первые рыбы² акантоды (древнейшие челюстноротые рыбы с веретенообразным телом, покрытым броней из мелких квадратных чешуй, и хрящевым скелетом), хрящевые акулы. В силурийских морях жили первые пластинокожие рыбы (панцирные, уже челюстноротые) — небольшие животные, длиной до 50 см, голову и брюшную часть которых покрывал панцирь из костных пластин.

Появление и развитие в раннем кембрии организмов с карбонатными и фосфатными скелетами пока не объяснено. Полагают, что конкретных причин может быть несколько, из них главной считают изменение содержания кислорода в атмосфере. В кембрии он составлял всего 1% от количества его в современной атмосфере. Но эта величина была тем критическим уровнем, при котором уже создается озоновый экран. Животные, получив «защиту» от ультрафиолетовых лучей, начали переселяться из морских глубин в мелководную часть моря. Еще раньше, в рифее, сюда переселились водоросли, способные переносить большее облучение, чем животные. Здесь они образовывали рифовые (водорослевые) известняки — строматолиты. Переселяясь в мел-

¹ Бесчелюстные напоминают рыб, но, в отличие от последних, не имеют челюстей и парных плавников. Это примитивные животные, обитавшие в водах раннего палеозоя. Иногда их именуют панцирными или щитковыми. Современные представители — миноги и миксины.

² Рыбы подразделяются на четыре класса: акантоды, пластинокожие, хрящевые и костные. В раннем палеозое известны три первых класса.

ководье, животные использовали имевшийся здесь избыток карбонатов для построения скелетов (потепление ведет к сокращению углекислого газа, растворенного в воде, и избытку карбонатных соединений). Появление фосфатных и хитиновых скелетов могло быть вызвано борьбой за существование между только что возникшими формами с карбонатным скелетом и бесскелетными. Скелетные образования нужны были и для сохранения животных от механических повреждений в подвижных водах мелководья.

Возникновение озонового экрана привело к переселению многих растений в верхние слои воды. Они стали получать больше солнечной энергии, интенсивнее шел фотосинтез, поэтому возросло количество автотрофных организмов и вместе с тем увеличилось количество кислорода на Земле. Одновременно происходило уменьшение в атмосфере углекислого газа. В силуре растения начали приспосабливаться к жизни на суше у побережий водоемов.

Бурное развитие животных в этих условиях, очевидно, связано с увеличением растительной массы, служившей пищей для них; увеличением кислорода в верхних слоях водоемов; возможностью создания карбонатных скелетных образований. Животные уничтожали растения, использовали для дыхания кислород (выделяемый растениями), выделяли углекислый газ, т. е. деятельность растений и животных была противоположна по своим результатам. Вследствие этого уже в кембрии возникла система динамического равновесия между автотрофами и гетеротрофами.

Начиная с кембрия накапливались органогенные карбонатные породы, созданные в результате жизнедеятельности уже не водорослей и бактерий, а крупных животных — археоциат, брахиопод, коралловых полипов, мшанок и т. д. Это, в свою очередь, приводило к связыванию углекислого газа в карбонатных минералах и уменьшению его содержания в атмосфере и гидросфере. Подсчитано, что ныне в осадочных образованиях углекислого газа в 15 000 раз больше, чем в атмосфере. Подавляющую его часть связывали в породы животные. Этим, видимо, можно объяснить уменьшение углекислого газа в атмосфере в 4 раза уже к девону по сравнению с силуром.

Появление наземных растений — одно из важнейших событий раннего палеозоя. Именно с развитием псилофитов связывают увеличение содержания кислорода в атмосфере.

Полагают, что уже в конце силура на суше сформировался разнообразный мир микроорганизмов, существовавших за счет разрушения горных пород¹ и образования глин. Таким образом, с конца силура наземное выветривание перестало быть процессом физико-химическим и стало во многом биохимическим. Уси-

¹ Эксперименты показывают, что низкоорганизованные растения могут извлекать некоторые элементы из относительно нерастворимых соединений, а бактерии извлекают калий из минералов микроклина и мусковита.

ленное выветривание горных пород на суше привело к увеличению осадконакопления в водоемах. Возрастание поступающего в водоемы кальция и магния привело к более интенсивному накоплению биогенных и хемогенных карбонатных пород, связыванию в них углекислого газа. Разрушенные горные породы не закреплялись, так как еще не было наземных растений с корневой системой; ветром и водой они переносились в водоемы. Суша до конца силура во многом напоминала нынешние пустыни с мощными незакрепленными песками. И лишь в конце силура с выходом на сушу псилофитов начался процесс образования первых прибрежных почв. Процесс этот усилился в девоне и карбоне.

Анализируя приведенный материал о развитии органического мира раннего палеозоя, можно отметить следующие особенности:

1) появление и широкое распространение организмов, обладающих карбонатными, фосфатными и хитиновыми скелетными образованиями;

2) «взрыв» жизни, выразившийся, во-первых, в большом разнообразии форм древних организмов: если в венде насчитывалось несколько десятков (до сотни) видов, то в кембрии их уже около 2 тыс., а в силуре более 15 тыс.; во-вторых, в быстрой эволюции органического мира, приведшей уже к концу кембрия к становлению и развитию всех типов животных; в-третьих, в распространении огромного количества особей, заселяющих прежде всего мелководные участки водоемов;

3) преимущественное развитие жизни в морях, хотя в раннем палеозое уже и были отдельные обитатели суши;

4) господство низшей флоры (бактерии, водоросли) и беспозвоночных;

5) мощное развитие в морях органогенного карбонатообразования, связанного в большей мере с накоплением продуктов жизнедеятельности животных, в отличие от докембрия, где оно было фитогенным;

6) быстрая эволюция высших форм в составе органического мира (развитие псилофитов, панцирных рыбообразных животных в кембрии, хрящевых акул в ордовике, панцирных рыб в силуре);

7) революционные события в биосфере, связанные с появлением озонового экрана в атмосфере Земли: заселение в кембрии растениями и животными мелководных участков морей, выход на сушу растений в силуре, первых многоножек и скорпионов в конце силура;

8) зональность в распространении органического мира, связанная с климатической зональностью.

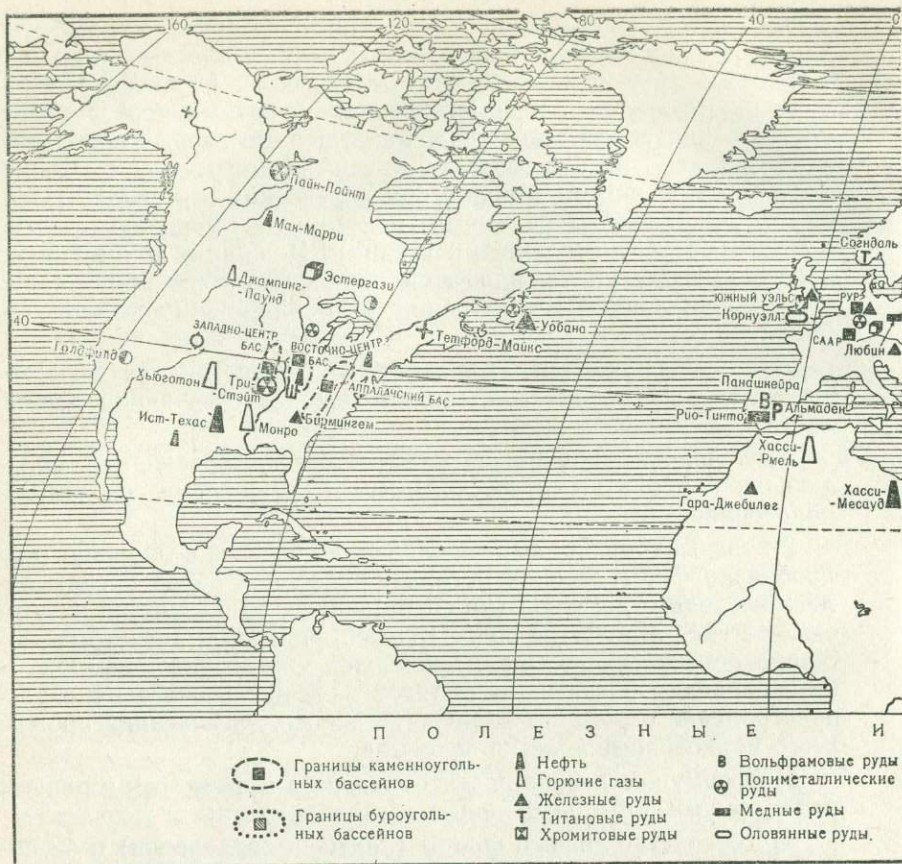


Рис. 30. Палеозойские

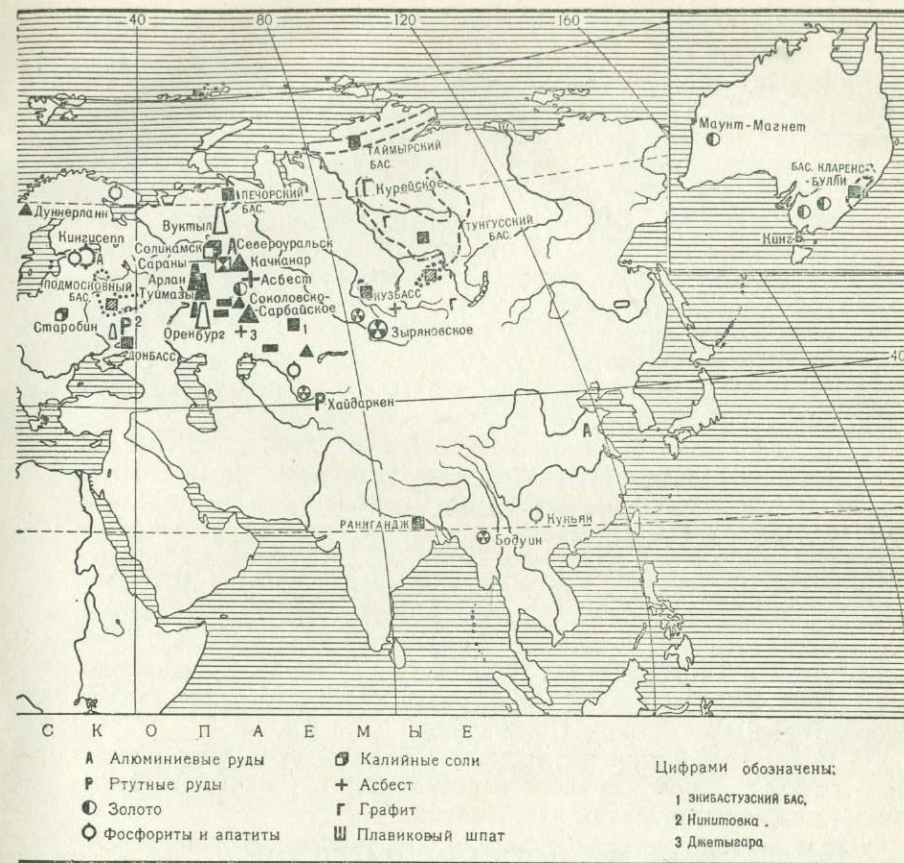
ВАЖНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ (КАЛЕДОНСКОЙ) ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В целом эта эпоха относительно бедна полезными ископаемыми. Среди последних резко преобладают по происхождению экзогенные (крупные месторождения нефти и газа, бокситов, соли).

Крупнейшие нефтегазовые месторождения в нижнем палеозое размещаются в США (штаты Техас, Оклахома, Канзас, предгорья Южных Аппалачей), Алжире.

Крупные залежи урановых руд содержатся в верхнекембрийских морских черных битуминозных диктионемовых сланцах Швеции, содержащих около 1/4 общих потенциальных запасов окиси урана капиталистического мира.

Раннепалеозойские месторождения железа известны на тер-



эпохи рудообразования

ритории СССР — в Алтае-Саянской горной области, где они связаны с интрузиями кембрийских сиенитов, в Южном Казахстане. За рубежом они известны в Канаде — на полуострове Лабрадор, в США (силурийские осадочные месторождения, Бирмингемское и Клинтонское у города Атланта), в ЮАР (гематитовые руды Трансвааля). Кембро-силурийский возраст имеют метаморфические месторождения Норвегии. В Норвегии также имеются титановые руды этого возраста.

Месторождения хромитов связаны с ультраосновными (перидотитовыми) породами. На Урале — это доордовикская уникальная по запасам и качеству Кимперсайская группа месторождений (открыта в 30-х годах в Мугоджарах), а на Среднем Урале у Перми примерно на 100 лет раньше была открыта Сарановская группа месторождений (добыча хромитов на этих месторождениях уже в конце прошлого века вывела Россию на первое место

в мире, здесь производилась почти половина мировой добычи хромитов, например в 1901 г. — 47%).

Раннепалеозойское свинцово-цинково-медное месторождение с примесью никеля, кобальта и сурьмы, имеющее гидротермально-метасоматическое происхождение, известно в Бирме.

Раннепалеозойские месторождения фосфоритов есть в СССР, Китае, США. Они формировались в геосинклинальных областях и краевых прогибах. В СССР на долю раннепалеозойских фосфоритов приходится 27—30% общих запасов и до четверти добычи этого ископаемого в стране. Эти месторождения размещены в Казахстане (Каратауский бассейн), в Ленинградской области (Кингисеппское), Азери и Маарду в Эстонской ССР). В Китае крупное месторождение этих фосфоритов известно на юге у города Куньмин, в США большие запасы фосфоритов сосредоточены в ордовикском бассейне штата Теннесси.

С раннекаледонскими ультраосновными породами связаны месторождения асбеста на Урале, в Забайкалье и Восточном Саяне. В Оренбургской области на Кнембаевском месторождении (у станции Горный Лен) возводятся один из крупнейших совместных объектов стран — членов СЭВ, в создании которого, помимо СССР, участвуют Болгария, Венгрия, Польша, ГДР, Румыния и Чехословакия. $\frac{3}{4}$ запасов асбеста капиталистического мира сосредоточены в Канаде, причем подавляющая их часть приурочена к Тетсфордскому рудному поясу серпентинизированных ультраосновных пород в провинции Квебек. Крупные запасы сосредоточены на острове Ньюфаундленд, на Юконе.

В Восточном Саяне размещается Ботогольское месторождение графита, образовавшееся в результате глубокого метаморфизма нижнекембрийских известняков.

Глава IX. ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Поздний палеозой (продолжительность около 170 млн. лет) охватывает три периода (табл. 11).

Таблица 11

Геохронология позднего палеозоя

Период (система)	Эпоха (отдел)
Пермский (пермская)	Поздняя (верхний) Ранняя (нижний)
Каменноугольный (каменноугольная)	Поздняя (верхний) Средняя (средний) Ранняя (нижний)
Девонский (девонская)	Поздняя (верхний) Средняя (средний) Ранняя (нижний)

Девонская система была установлена в Юго-Западной Англии (графство Девоншир, от которого получила свое название) и Шотландии в 1839 г. В Англии это в основном красноцветные толщи, бедные фауной, поэтому наиболее детальную характеристику девонские толщи полу-

чили при изучении севера европейской части России в середине XIX в.

Каменноугольная система выделена в Юго-Западной Англии в 1822 г. Ее название определилось большим содержанием в толще ископаемых каменных углей.

Пермская система выделена в 1841 г. при исследовании Северного Приуралья.

Для каменноугольного периода (системы) в странах Западной Европы и США, в отличие от СССР, принято двучленное деление. Причем в США каждое из этих подразделений имеет ранг периода (миссисипский, пенсильванский). Пермские отложения широко развиты на территории СССР и США. В СССР пермь делится на две эпохи (отдела), в США — на три. Для девона и карбона важное стратиграфическое значение имеют брахиоподы, гониатиты, кораллы, для карбона — также простейшие.

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

В начале девона завершилось формирование каледонских структур. В результате этого северные платформы объединились в Северо-Атлантический материк и Ангариду. На юге продолжал существовать суперматерик Гондвана. В геосинклинальных поясах в позднем палеозое сохранялся геосинклинальный режим. Часть геосинклинальных систем превратилась в складчатые системы (например, Урало-Монгольский пояс), часть развивалась и далее как геосинклинальные структуры. В позднем палеозое на месте каледонид, а затем герцинид сформировались первые молодые платформы.

Развитие геосинклинальных и эпигеосинклинальных складчатых областей

Среди геосинклинальных областей, развивавшихся в позднем палеозое, выделяют три группы: эпигерцинские складчатые области, раннепалеозойские (эпибайкальские и эпикаледонские) складчатые области, послепалеозойские геосинклинальные области. К эпигерцинским складчатым областям относятся участки Урало-Монгольского пояса, имеющего сложное гетерогенное строение. Здесь сохранившиеся со среднего палеозоя Урало-Тянь-Шанская и Казахстано-Монгольская геосинклинальные области в конце палеозоя превратились в складчатые горные страны. Крупная тектоническая перестройка охватила эти районы в среднем карбоне. В Урало-Тянь-Шанской области Уральская система до среднего карбона состояла из трех структурных зон: Западно-Уральской миогеосинклинали, Центральноуральского геоантиклинального поднятия, Восточно-Уральской эвгеосинклинали. На территории Западно-Уральской миогеосинклинали в девоне и раннем карбоне происходило умеренное прогибание территории (рис. 31), в пределах которой на-

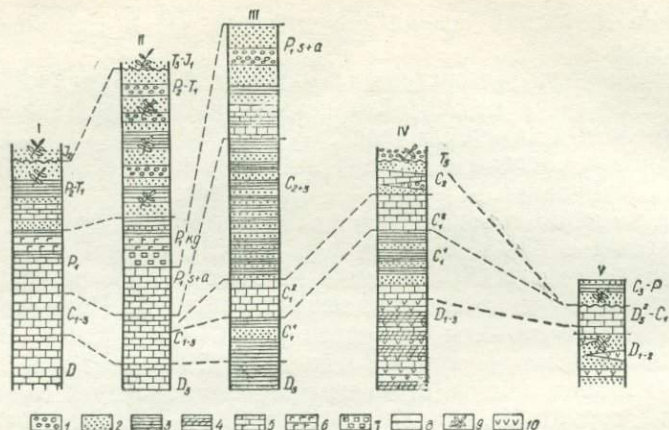


Рис. 31. Верхнепалеозойские отложения Уральской системы (по Г. П. Леонову).

Разрезы: I — восточная часть Восточно-Европейской платформы, II — Западный Урал (краевой прогиб), III — Западный Урал (мигеосинклиналь), IV — Восточный Урал (эвгеосинклиналь), V — Казахстано-Монгольская область (западная часть).

Условные обозначения: 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины и глинистые сланцы; 4 — кремнистые сланцы и яшмы; 5 — известняки и мергели; 6 — гипс; 7 — каменная соль; 8 — каменный уголь; 9 — остатки наземной растительности; 10 — эффузивы

капливались в основном морские терригенно-карбонатные породы (известняки, мергели, глины, красноцветные песчаники); мощность их до 3 км. За это время территория дважды испытала поднятия — в конце раннего и в конце среднего девона. В результате трансгрессии в позднем девоне возникли толщи темных битуминозных сланцев и известняков так называемого доманиковского горизонта (мощность до 130 м), широко распространенного в Тимано-Печорской области, на Урале и в Приуралье. С ним связана основная нефтегазоносность северо-востока Восточно-Европейской платформы. Центральный Урал в девоне — выровненный участок дна бассейна, в раннем карбоне здесь накапливались мелководные известняки (300 м). В Восточно-Уральской эвгеосинклинальной зоне в девоне и раннем карбоне, как и в предыдущие эпохи, происходило накопление мощных (до 10 км) толщ осадочных и вулканогенных — основных или средних, а также кремнистых пород (яшм). С вулканогенно-кремнистыми образованиями Урала связаны месторождения руд меди, а также яшмы и малахита. Таким образом, с силура до раннего карбона Урал — типичная геосинклинальная система, где наблюдаются сложные дифференцированные движения. В среднем карбоне наступает орогенный этап в развитии Урала, закончившийся в перми — раннем триасе, а на севере — в позднем триасе. К орогенному этапу относится образование на восточном склоне Урала средне- и позднекаменноугольных и пермских гранитных инт-

Важнейшие фазы герцинской эпохи складчатости

Фазы складчатости	Созданные структуры
Пфальзская (конец перми — начало триаса)	Окончательно сформировались плиты молодых эпипалеозойских платформ: Западно-Европейской, Урало-Сибирской, Аппалачской. Начался распад Гондваны
Заальская (конец ранней перми — начало поздней)	Окончательное оформление западноевропейских, урало-монгольских гор. Оформление суперконтинента Лавразии и возможное соединение его с Гондваной (Пангея)
Уральская (конец карбона)	Горообразование в Западном Урале
Астурийская (конец среднего карбона)	Горообразование в Западной Европе (Астурия)
Судетская (конец раннего — начало среднего карбона)	Складкообразование в Казахстано-Монгольской и Западно-Европейской областях, на Восточном Урале и территории Западной Сибири. Проявление внегеосинклинального орогенеза резонансного типа в каледонидах Северо-Атлантической области
Бретонская (конец девона — начало карбона)	Слабое проявление складкообразования в Западной Европе

рузий, слагающих вытянутые массивы площадью до 3 тыс. км². С кварцевыми жилами связаны месторождения золота, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, олова, сурьмы, мышьяка. Известны и пегматитовые месторождения циркония, ванадия, ниобия, титана, рубидия и других редких и редкоземельных элементов. С раннепермскими пегматитами связаны и драгоценные и поделочные камни — изумруды, топазы, аметисты, турмалины, аквамарины, амазониты, встречаемые в месторождениях Урала.

Во второй половине карбона в Западно-Уральской миогеосинклинали еще шло медленное прогибание, в морях накапливались главным образом карбонатные породы (рис. 31). В конце карбона восточная и центральная части Уральской системы стали горно-складчатой областью, а с середины ранней перми уже практически весь Урал — горная страна. На ее западной окраине в позднем карбоне — начале перми шло накопление флишевой формации, а в ранней перми заложился Предуральский краевой прогиб, в котором в артинском веке накапливались грубообломочные морские молассы (мощность 3000 м), а в приплатфор-

менном районе — известняки, среди которых известны и мшанковые барьерные рифы (высота до 300—800 м, длина до 20 км). К ним приурочены месторождения нефти и газа Предуралья. В самом конце ранней перми на юге и в центральной части Предуралья накапливалась соленосная формация, представленная в основании глинами с ангидритами и гипсами (до 400 м), а в кровле — песчано-глинистым материалом с каменной, калийной и калийно-магниево-солями (галит, сильвинит, карналлит), мощность которых достигает 600 м. Так образовался самый крупный в мире Верхнекамский (Соликамский) соленосный бассейн. Образование гипсов и солей обусловлено тем, что после регрессии обширного открытого моря в связи с продолжающимися поднятиями в Предуралье здесь сохранилась самая крупная из известных в истории Земли лагуна. Вода в условиях засушливого климата испарялась, а через пролив с севера соленая вода непрерывно поступала из океана. Лагуна все больше осолонялась, а затем при ее высыхании накапливались соли. Полагают, что с точки зрения геологической истории соленакпление происходило очень быстро: на накопление гипсоангидритовой толщи понадобилось «только» 200 тыс. лет, а солей — всего 15—17 тыс. лет.

На севере в условиях влажного климата в конце ранней — начале поздней перми образовались мощные угленосные залежи Печорского бассейна. В процессе поднятия Урала Предуральский прогиб, как и вообще любой краевой прогиб, мигрировал в сторону платформы; в этом же направлении смещалась и зона максимального прогибания. В ней накапливались верхнепермские континентальные молассы. Исчезновение прогиба произошло в течение триаса.

В Казахстано-Монгольской геосинклинальной области, так же как и на Урале, еще с раннего палеозоя существовали геосинклинальные условия. В пределах геосинклинальных впадин размещались моря. Здесь сформировались прогибы с преобладанием терригенных пород с редкими потоками лав, очень глубокие, с мощностью осадков до 10 км (Калбинский, прогибы Джунгарии и Прибалхашья) или с преобладанием вулканогенных образований, вторично развивающихся на складчатых породах нижнего палеозоя с мощностью отложений до 6 км (прогибы Рудного Алтая и др.). С конца раннего карбона (судетская фаза) до перми на месте этих прогибов формировалась горная страна Восточного Казахстана и Монголии. Породы среднего и верхнего карбона и перми здесь в основном континентальные, накапливавшиеся в межгорных впадинах, и на предшествующих отложениях залегающие с угловым несогласием. Представлены они наземными вулканогенными толщами (Прибалхашье, Джунгария; мощность до 4 км) или угленосными континентальными молассами. Последние выполняют, в частности, Кузнецкий бассейн (мощность до 8 км).

В Атлантическом геосинклинальном поясе развитие Мекси-

кано-Аппалачской (герцинской) и Северо-Атлантической (каледонской) областей шло по-разному. В первой из них до ранней перми шло собственно геосинклинальное развитие: ближе к древней платформе — миогеосинклиналь, далее, в Восточных Аппалачах, — поднятие. Основная складчатость здесь произошла в ранней перми. В пределах Северо-Атлантической области горообразование проявилось еще в конце силура; в течение позднего палеозоя проходил длительный этап орогенного развития: поднятие хребтов, опускание межгорных впадин, вулканизм; в девоне в отдельных впадинах (Оркадская впадина на северо-востоке Шотландии, прогиб Срединной долины в Шотландском нагорье, краевая Уэльская впадина) накапливались мощные (до 6 км) толщи красноцветных молассовых отложений, представленных конгломерато-глинисто-песчаными образованиями с прослоями вулканогенных пород основного и кислого состава. Встречаются прослой известняков с фауной брахиопод, что свидетельствует о кратковременных трансгрессиях. В песчано-глинистых породах находят пластинокожих, двоякодышащих рыб, гигантских ракообразных. Этот комплекс пород за их красноватый цвет английские геологи издавна именуют «древним красным песчаником»¹; особенности их формирования связывают с засушливыми условиями того времени. Каменноугольные породы представлены двумя толщами. Нижний карбон — морской, с коралловыми и криноидными известняками с прослоями глин и песчаников (до 1,8 км), местами замещающимися лагунными и континентальными породами с углями и оолитовыми железными рудами. Иногда к этим слоям приурочены вулканогенные породы (в Западной Шотландии их мощность достигает 0,9 км). Видимо, к концу девона рельеф был выровнен, а в раннем карбоне территория опустилась и это привело к трансгрессии моря со стороны Палеотетиса и началу образования платформенного чехла. Средний и верхний карбон представлены преимущественно паралическими, а затем континентальными угленосными образованиями. В конце карбона проявились тектонические движения астурийской фазы, приведшие к смятию девонских и каменноугольных пород. Это связано с тектонической активизацией и формированием уже внегеосинклинальных поднятий резонансно-тектонического типа в результате со складчато-орогенными поднятиями в прилегающих с юга герцинидах Западной Европы.

Помимо герцинских эпигеосинклинальных структур кратко рассмотрим позднепалеозойскую историю развития раннепалеозойских складчатых областей (Алтае-Саянская и Казахстано-Северо-Тянь-Шанская геосинклинальные области). В пределах Алтае-Саянской области в начале и в конце девона дважды происходили резко дифференцированные тектонические движения,

¹ В отличие от пермских красноцветов — «нового красного песчаника».

сопровождаемые интенсивным вулканизмом. В результате этих движений обновились горные сооружения, а между ними заложилась глубокие и крупные межгорные впадины — Минусинская, Тувинская, Уйменская и др. Ввиду того что на этой территории уже однажды сформировались эпигеосинклинальные горные сооружения кузнецко-саянских байкалид и алтае-тувинских каледонид, горообразование раннего и позднего девона, очевидно, следует рассматривать как проявление уже внегеосинклинального орогенеза, иногда именуемого эпиплатформенным орогенезом. В среднем девоне произошли выравнивание раннедевонских внегеосинклинальных гор, погружение территории и трансгрессия моря со стороны океана, занимавшего Казахстано-Монгольскую геосинклинальную область. В середине раннего карбона в результате общего поднятия море отступило с этой территории, а с конца раннего карбона до перми произошло новое обновление горных сооружений Алтае-Саянской складчатой области, на этот раз без проявлений магматизма. Оно закончилось созданием пермских межгорных впадин. Затем денудационные процессы разрушили приподнятые глыбы.

В пределах казахстано-северотяньшанских коледонид на их границе с Казахстано-Монгольской областью к началу среднего девона образовался краевой вулканический пояс, где накапливались вулканогенные породы с прослоями песчаников и конгломератов, внизу эта толща представлена преимущественно базальтовыми лавами (2,5 км), в кровле — кислыми лавами (2 км). В среднем девоне в Казахстано-Северо-Тянь-Шанской области сформировались внегеосинклинальные горы, образовались гранитные интрузии и нефелиновые сиениты. В среднем девоне заложилась межгорные впадины (Тенизская, Джезказганская, Северной Киргизии и др.), в которых формировались грубообломочные континентальные молассы (мощность 2,5 км). В конце девона произошла денудация гор и в пределы Центрального Казахстана с юга наступает море, в котором образовались мелководные известняки с глинами верхнего девона и нижнего карбона (2 км). Тянь-Шань и Каратау оставались гористыми островами, в пределах которых накапливались красноцветные молассы. В среднем карбоне — перми характер развития Казахстано-Северо-Тянь-Шанской области изменился. Во впадинах вновь повсеместно образовывались красноцветные и пестроцветные континентальные молассы, среди них и медистые песчаники Джезказгана. Гипсы и соли в этих отложениях свидетельствуют об аридном климате.

К послепалеозойским геосинклинальным областям относятся области Средиземноморского, Западно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского геосинклинальных поясов.

В Средиземноморском геосинклинальном поясе М. В. Муратов (1974) выделяет 9 областей: 1) Западно-Европейскую,

2) Южно-Европейскую, 3) Северо-Африканскую, 4) Юго-Западную Азии, 5) Гималайскую, 6) Добруджинско-Бухарскую (окраина Восточной Европы и Средней Азии), 7) Памира и Центральной Азии, 8) Юго-Восточной Азии, 9) Индонезии.

В Западно-Европейскую область входят собственно герцинская складчатая система (полуостров Корнуэлл в Великобритании, Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Судеты Чехословакии и Польши); срединные массивы — Чешский (Богемский), Армориканский (полуостров Бретань), Центральный Французский, Шварцвальд, Вогезы; Пиренейская система и Иберийские горы, складчатые системы Пиренейского полуострова, Карнийские Альпы. В пределах складчатых систем в позднем палеозое, особенно в девоне, формировались очень мощные, в основном песчано-глинистые, геосинклинальные отложения; на срединных массивах мощность пород верхнего девона — нижнего карбона невелика, значительно участие известняков.

В конце раннего карбона произошло складкообразование в центральной полосе области, поднятие ее, внедрение здесь гранитных интрузий (судетская фаза). После перерыва с угловым несогласием накапливались среднекарбоновые (по схеме, принятой в СССР) отложения. Они заполняют узкие впадины зоны краевого прогиба герцинской системы, выполненного мощной толщей (в Руре до 5 км) песчано-глинистых отложений с прослоями морских известняков и угольными горизонтиами параллического происхождения, так называемого «угольного канала Европы» (бассейны Южной Англии, Франко-Бельгийский, Рурский, Силезский и др.). Накопление параллических углей происходило в условиях непрерывного, но неравномерно погружающегося предгорного прогиба, когда при замедленном опускании мелкое море заполняли осадки, широкую полосу заболоченных прибрежных пространств занимали каменноугольные леса с лепидодендронами, сигилляриями, каламитами и другими крупными деревьями вестфальской флоры. При ускорении прогибания или ослаблении поступления терригенного материала на прибрежные равнины с прилегающих гор (а это могло происходить и без усиления прогибания, но в условиях зарастания прибрежных пространств лесами) леса погибали, захоронялись. Во внутренних частях герцинской системы в позднем карбоне и ранней перми формировались и межгорные впадины с лимническим угленаккоплением (например, Саарский бассейн и др.). В середине ранней перми все образовавшиеся до этого породы были собраны в складки (заальская фаза), сформировались интрузии гранитов в складчатых областях и во всех срединных массивах. Вследствии на денудированную поверхность этих складок наступило палеозойское море; его осадки залегают в основании чехла молодой платформы. В основном здесь накапливались сланцы (руды Мансфельда), известняки с богатой стеногалинной фауной (открытый морской бассейн), перекрываемые доло-

мито-ангидрито-соленосной толщей (лагунные отложения). Общая мощность отложений верхней перми в ГДР — 1 км, а соленосной толщи с залежами каменных, калийных и магнезиальных солей — до 500 м (соленосные бассейны Стасфурт в ГДР и Вера-Фульда в ГДР и ФРГ).

В Южно-Европейской геосинклинальной области (Альпы, Карпаты, Балканы, Апеннины, Кавказ) на верхнепротерозойском складчатом основании в палеозое формировались системы геосинклинальных прогибов (Восточные Альпы и Западные Карпаты, Динарско-Западно-Малоазиатская, Старо-Планинская, Кавказская), разделенных срединными массивами. Девон и нижний карбон этих прогибов представлен сланцево-песчаниковой толщей с вулканитами основного состава. В конце раннего карбона произошли поднятия и складчатость. Средний и верхний карбон представлен континентальными угленосными породами, слагающими межгорные впадины.

Области Юго-Западной Азии (Малая Азия, Малый Кавказ, горы Загрос, Эльбурс, Гиндукуш) и Гималаев, кроме самой северо-западной окраины Малой Азии (палеозойская геосинклинальная система), представляли собой эпибайкальскую платформу, в пределах которой в палеозое формировался платформенный чехол, в составе которого верхний палеозой представлен карбонатами. В Гималаях верхнепалеозойские породы сходны с гондванской толщей Индостанской платформы.

В Добруджинско-Бухарской области развитие палеозойских геосинклинальных прогибов закончилось в герцинское время. Полоса этих структур протягивается от Добруджи через равнинный Крым, Северный Кавказ, Туркмению и Южный Таджикистан. Геосинклинальные отложения представлены мощной толщей глинистых образований с прослоями известняков; в Крыму среди них имеются вулканогенные породы. Отложения нижнего карбона смяты в складки (судетская фаза); глины и песчаники среднего и верхнего карбона и перми равнин Северного Кавказа, Туркмении и Таджикистана представляют собой межгорные молассы.

Область Памира и Центральной Азии (Памир, Куньюльн, Алтайтаг, Наньшань, возможно, срединный массив Тибет и его северо-восточное обрамление — восточная ветвь Куньюльня) представляет собой продолжение предыдущей области и является палеозойской геосинклинальной системой (может быть, за исключением срединного массива Тибет), развитие которой закончилось горообразованием в конце ранней перми (заальская фаза). Межгорные молассы, представленные угленосными, а иногда вулканогенными толщами, имеют верхнепермский и частично триасовый возраст.

Области Юго-Восточной Азии (Бирма, полуострова Индокитай и Малакка) в позднем палеозое были обширной, вероятно, более молодой, чем Юго-Западная Азия и Гималаи, эпикаледон-

ской платформой, покрываемой терригенно-карбонатными, иногда угленосными, верхнепалеозойскими толщами чехольного комплекса.

Индонезийская область, по существу, продолжение Юго-Восточной Азии; в ее пределах в позднем палеозое образовался чехольный ярус.

Для Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса в позднем палеозое характерно в основном геосинклинальное развитие. Проявившиеся в пределах пояса герцинские движения были относительно слабыми, за исключением восточной части Восточно-Австралийской геосинклинальной области. В ее западной части (Лакланская система) заключительные складкообразовательные движения произошли в середине девона, позднем девоне в межгорных впадинах здесь накапливались молассовые красноцветные песчаники, в перми — осадки платформенного чехла. В восточной части области (Новоанглийская система) в эвгеосинклинальных условиях в девоне и карбоне накапливались мощные эффузивно-осадочные породы (12 км) и лишь в конце карбона и перми произошли мощные горообразовательные процессы, внедрялись гранитоидные интрузии, с которыми связаны крупные месторождения золота, олова, меди, свинца и цинка. Во впадинах между герцинской и каледонской системами образовались континентальные угленосные, а затем красноцветные отложения. Угленосные толщи основных угольных бассейнов Австралии достигают мощности 5—7 км.

Геосинклинальная область северо-востока Азии в позднем палеозое представляла собой прогибы, между которыми размещались докембрийские массивы. Верхояно-Колымская система была миогеосинклиналью, где в девоне и первой половине раннего карбона образовывались морские карбонатно-терригенные породы, а в интервале (вторая половина раннего карбона — поздняя юра) — мощные толщи (до 13 км) песчано-глинистых пород так называемого верхоянского комплекса. Расположенная восточнее Камчатско-Корякская система представляла эвгеосинклиналь, где накапливались кремнисто-вулканогенные толщи. В позднем карбоне и перми здесь проявились поднятия и складчатые деформации, пока еще не приведшие к замыканию геосинклиналей.

В Восточно-Тихоокеанском (Кордильерском) геосинклинальном поясе в пределах Северо-Американских Кордильер существовало два крупных прогиба, разделенных позднедевонским — ранне-каменноугольным поднятием: прогиб Скалистых гор — миогеосинклиналь, — где накапливались песчано-глинистые осадки и известняки, и Тихоокеанский прогиб — эвгеосинклиналь (ширина до 400 км), — в котором шло накопление вулканогенно-кремнистой толщи, подвергшейся впоследствии заметному метаморфизму. Здесь в перми существовал архипелаг вулканических островов.

Развитие древних платформ

Как и прежде, развитие платформ было связано с процессами, происходящими в прилегающих геосинклиналях. В пределах Восточно-Европейской платформы в позднем палеозое испытывали погружение ее центральные и восточные районы. Девонские отложения распространены здесь очень широко (отсутствуют только на щитах). На поверхности они обнажаются в районе так называемого Главного девонского поля (юг Ленинградской области и север Белоруссии) и Центрального девонского поля (Воронежская и смежные области), а также на Тиманском кряже. Девонские отложения выполняют все синеклизы и впадины платформы — Московскую, Польскую-Литовскую, Прикаспийскую, Днепровско-Донецкий авлакоген. Преобладают средне- и верхнедевонские породы. В Волго-Уральской области, а также в пределах Центрального девонского поля — это морские, в основном карбонатные толщи (рис. 32); на Главном девонском поле — континентальные и лагунные соленосные красноцветные отложения среднего девона (мощность 280 м), верхний девон здесь в основании сложен морскими известняками (85 м), в кровле — косослоистыми континентальными песками и глинами (280 м). Девон Московской синеклизы представлен лагунными и морскими породами (900 м).

На востоке Восточно-Европейской платформы с конца среднего девона происходила трансгрессия со стороны Уральской геосинклинали. Здесь накапливалась морская, в основном карбонатная толща с песчаниками в основании, являющимися важнейшим нефтеносным горизонтом Волго-Уральской области. В Днепровско-Донецком авлакогене отложения среднего девона, залегающие на докембрийских породах, слагают конгломераты, гравели-

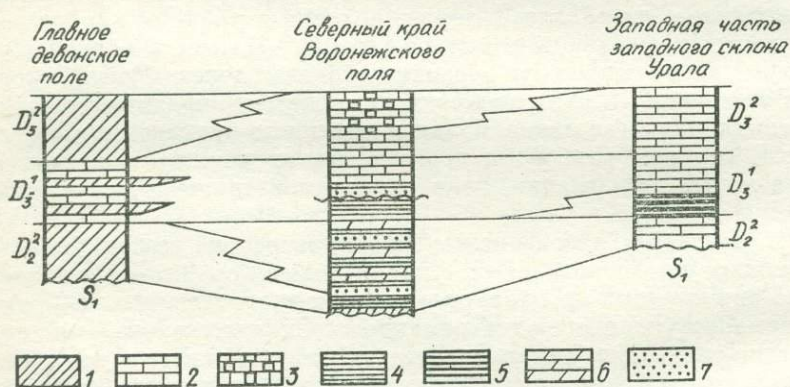


Рис. 32. Разрез девонских отложений (по Н. М. Страхову).

1 — красноцветные песчано-глинистые отложения, главным образом континентальные и лагунные; 2 — известняки с брахиоподами, кораллами и другой фауной — мелководная фация; 3 — доломиты с включениями и прослоями гипса; 4 — глины; 5 — доменная фация; 6 — мергели; 7 — песчаники (большая часть морские)

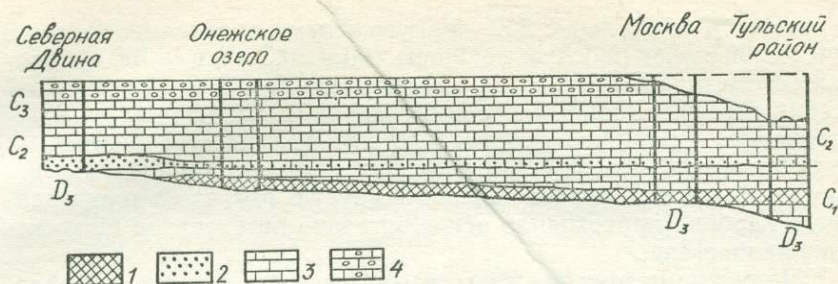


Рис. 33. Каменноугольные отложения на Восточно-Европейской платформе (по Н. М. Страхову).

1 — угленосная толща; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — доломиты

ты, известняки (800 м), а верхнего девона — эффузивы основного состава и терригенные породы с остатками рыб и растений (500 м). На северо-западе авлакогена, в основном в Припятском прогибе, известны верхнедевонские доломиты, ангидриты и соли.

Каменноугольные отложения на платформе по площади распространения занимают второе место после девонских (рис. 33). Они также слагают все синеклизы и впадины. Карбон представлен всеми отделами и ярусами, обычно это карбонаты — известняки, доломиты; их мощность достигает 500 м. Они накапливались в эпиконтинентальных открытых теплых морях, которые были окраинами океана и занимали западную, восточную и центральную части платформы. Породы основания карбона содержат кораллы, крупных плеченогих и простейших. Во второй половине раннего карбона произошло поднятие территории, море отступило (сохранилось лишь на юге и юго-востоке), и образовалась песчано-глинистая угленосная толща (Подмосковный бассейн), которую на северо-западе замещает глинистая красноватая толща с бокситами (Тихвинское и Северо-Онежское месторождения), озерными железными рудами и огнеупорными глинами. Иногда в этих толщах встречаются осадки с морской фауной (трансгрессии моря с юга). В Волго-Уральской области песчаники нижнего карбона содержат крупные месторождения нефти. В конце раннего карбона море затопило почти всю платформу; в течение среднего, позднего карбона и ранней перми в нем накопилась одна из крупнейших карбонатных толщ в истории Земли. Мощность этой толщи, занимающей территорию в несколько миллионов квадратных километров, увеличивается с запада (400 м) на восток (750 м).

Развитие Днепровско-Донецкого авлакогена происходило в основном в карбоне. Здесь наблюдаются две толщи: известняки нижнего карбона (мощность до 0,6 км) и песчано-алевритовая паралическая угленосная серия среднего и верхнего карбона

(мощность до 18 км) с 260—300 угольными прослоями, из которых до 60 имеют рабочую мощность (более 0,3 м), и со 150 прослоями известняков и мергелей, мощностью 0,5—10 м. Породы этой серии образуют циклическое переслаивание: аллювиальные косо-слоистые песчаники, прибрежные алевролиты и аргиллиты с угольным горизонтом, морские терригенные или карбонатные породы. Мощность осадков свидетельствует о том, что с конца раннего карбона происходило исключительно интенсивное погружение авлакогена.

Пермские отложения известны на севере и востоке платформы. Нижнепермские отложения в основании сложены коралловыми известняками и доломитами, затем идут гипсо-соленосные породы. В начале поздней перми на месте лагун за счет разрушения Палеоурала образовались красноцветные отложения. В середине поздней перми на платформе сформировался крупный морской бассейн, оставивший после себя на севере и в центре карбонаты, на юге, в пределах Общего Сырта, — соленосные породы, на западе — карбонатно-терригенную толщу в основании и соленосную в кровле. Верхняя часть отложений верхней перми — континентальные красноцветы (мощность 400 м). В Днепровско-Донецком авлакогене известны нижнепермские терригенные отложения (2,2 км) с морскими карбонатами в основании и соленосной толщей в кровле.

Таким образом, в позднем палеозое развитие Восточно-Европейской платформы происходило следующим образом: 1. В раннем девоне это был высоко поднятый континент. 2. В конце раннего девона начались его опускание и трансгрессия моря (трансгрессия связана с опусканием прилегающих окраин Урало-Монгольского и Средиземноморского геосинклинальных поясов). 3. Опускание платформы сопровождалось дроблением фундамента, образованием погружающихся блоков (например, Днепровско-Донецкого авлакогена), вулканической деятельностью. Это было, очевидно, вызвано резонансным эффектом движений в герцинской Добруджинско-Бухарской геосинклинальной системе. 4. В конце девона платформа испытала слабое поднятие, в результате которого образовались крупные лагуны с повышенной соленостью (например, лагуна в Днепровско-Донецком авлакогене). 5. В девоне на щитах платформы формировались интрузивные массивы щелочных пород. 6. С начала раннего карбона платформа опять погрузилась (накопление трансгрессивных морских отложений). 7. Затем произошло поднятие платформы, которое способствовало накоплению угленосных отложений. 8. В конце раннего карбона на месте платформы существовало огромное эпиконтинентальное море. 9. В начале среднего карбона платформа вновь ненадолго поднялась и подверглась денудации. 10. В середине карбона вновь наступила трансгрессия, максимум которой приходился на московский век; трансгрессия продолжалась и в течение ранней перми. 11. В середине ранней перми платформа

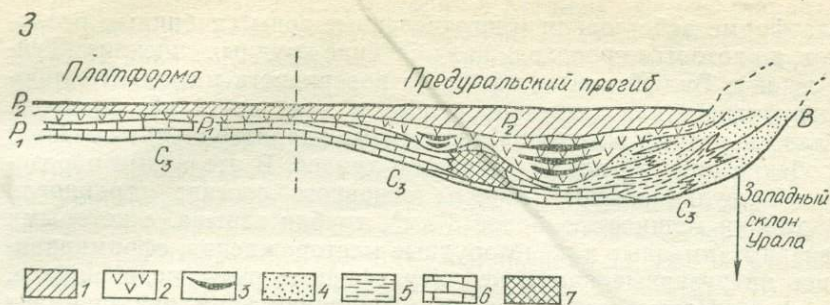


Рис. 34. Разрез пермских отложений Предуральского краевого прогиба:

1 — континентальные красноцветные отложения; 2 — лагунные гипсоносные отложения; 3 — соленосная толща; галит, сильвин, карналлит; 4 — песчаники и конгломераты; 5 — глины; 6 — известняки; 7 — рифы

поднялась синхронно горообразованию в Уральской системе; море отступило, поэтому в конце ранней перми на его месте возникла огромная солеродная лагуна. 12. В середине поздней перми произошло погружение восточной части платформы и образовалось Казанское море — залив. 13. В конце поздней перми платформа представляла собой огромную сушу; поднятия совпали с заключительными движениями на Урале (рис. 34).

На Сибирской платформе распространение девонских отложений примерно совпадает с распространением силурийских. Представлен девон континентальными красноцветными породами, а на северо-западе (Норильский район) — и морскими карбонатами, мощность которых 1 км. В Вилюйской синеклизе известны красноцветные породы (650 м) с прослоями известняков, в основании которых лежат гипсы и каменная соль (Кемпендйя), а в кровле — вулканогенные породы. На юго-западе (Канско-Тасеевская впадина) развиты толщи верхнедевонских континентальных красных песчаников (460 м) с прослоями мергелей и известняков, образовавшихся за счет разрушения байкалид и каледонид. В целом в девоне большая часть платформы была континентом, лишь на севере проявлялись трансгрессии (рис. 27).

Примерно этот же режим был характерен и для раннего карбона. Нижнекаменноугольные породы морского происхождения известны на севере и северо-западе платформы, где сложены коралловыми известняками (мощность до 500 м). В Вилюйской и Канско-Тасеевской впадинах образовались лагунно-континентальные породы с вулканогенным материалом. В среднем — позднем карбоне и перми происходило формирование огромной Тунгусской синеклизы, в которой накапливались угленосные толщи тунгусской серии (их мощность до 1,3 км в западной части). Продолжалось развитие и Вилюйской синеклизы, заполнявшейся красноцветной туфогенной толщей. В девоне — перми на Сибирской

платформе действовали многочисленные зоны глубинных разломов, по которым происходили заложение крупных синеклиз (Тунгусской и Вилуйской) и выход на поверхность магмы. В карбоне вулканическая деятельность имела эпизодический характер. Главные этапы проявления магматизма характерны для девона и особенно поздней перми — раннего триаса. В это время образовались вулканогенные породы основного состава (трапповая формация мощностью более 3 км), трубки взрыва, с которыми связаны алмазные и железорудные месторождения, сформировались интрузивные комплексы (сульфидные руды меди, никеля, кобальта Норильска и Талнаха). Трапповая формация занимает огромные площади на Сибирской платформе, из них эффузивные траппы занимают площадь более 340 тыс. км², а интрузивные траппы (сюда входят интрузивные магматические тела и трубки взрыва) — более 1,5 млн. км².

История развития Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ имеет черты сходства. Отсутствие нижнедевонских пород свидетельствует о континентальных условиях. Накопление мощных толщ (до 500 м) карбонатных и терригенных средне- и позднедевонских морских пород (в кровле соленосных) в восточной и южной частях — результат опусканий территории и трансгрессии открытого моря, сменившейся поднятиями в конце девона. Отложения нижнего карбона (миссисипская система), представленные в основном известняками с брахиоподами и морскими лилиями (распространены всюду, за исключением Канадского щита), свидетельствуют о региональных опусканиях и широкой трансгрессии эпиконтинентального открытого моря.

Увеличение обломочного материала в кровле всей этой толщи объясняется новыми поднятиями и денудацией Аппалачей (судетская фаза) и вовлечением в поднятие прилегающих участков платформы. Отложения среднего и верхнего карбона (в США — пенсильванская система) представлены на востоке песчано-глинистой толщей с прослоями известняков и каменных углей в Преаппалачском прогибе; на западе роль известняков возрастает. Карбоновое угленакпление наиболее мощно проявилось на платформе. В результате образовалось несколько крупных бассейнов. Пермская толща, представленная красноцветными песчано-глинистыми породами с прослоями карбонатов (общая мощность толщи 0,5—30 км), распространена в юго-западных областях и на востоке Скалистых гор. На юго-западе нижнепермские отложения представлены морской известняково-доломитовой толщей, в кровле переходящей в соленосные лагунные породы; верхнепермские — континентальными красноцветными песчано-глинистыми образованиями. Это свидетельствует о погружении в раннепермское время юго-западной части платформы и ее поднятию уже в конце ранней перми.

Таким образом, фактический материал свидетельствует, что осадконакопление в платформенных эпиконтинентальных морях

современного северного полушария в позднем палеозое характеризовалось во время поднятий (в начале и конце раннего девона, в конце раннего, среднего и позднего карбона) образованием песчано-глинистых толщ, а в эпохи максимальных трансгрессий (в начале позднего девона, в середине раннего карбона, конце среднего карбона и в позднем карбоне — ранней перми) — карбонатных толщ. В застойных впадинах терригенные осадки обогащались органическим веществом. В результате возникали нефтепроизводящие формации на Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах. Карбонаты накапливались уже не столько хемогенным путем, сколько органогенным. В каменноугольное время образовывались в основном известняки, в засушливые эпохи девона и перми — доломиты. Широко распространены были коралловые рифы.

В особенно засушливые эпохи, совпадавшие с поднятиями, морскими регрессиями или началом трансгрессий, в краевых зонах морей, лагуноподобных заливах или во внутриконтинентальных солеродных морях, сообщающихся через пролив с океаном, формировались соленосные толщи. Так, для среднего девона характерно накопление мощных залежей калийных солей в Северной Америке. Их образование шло в условиях краевых частей моря и заливов. В перми происходило самое мощное соленакопление, приуроченное к внутриконтинентальным солеродным морям. В результате образовались огромные бассейны калийной и каменной соли на месте Кунгурского моря в Предуральском прогибе, а также в Донбассе, в ГДР, ФРГ и Польше, в Северной Америке (Пермский и Делаварский бассейны) и др.

Континентальное осадконакопление в широких масштабах практически впервые проявилось в позднем палеозое, в девоне. Суша на Земле занимала более $\frac{2}{3}$ площади современных континентов, а на территории СССР — $\frac{1}{3}$ современной суши. Пермь-триас — самая крупная в истории Земли геократическая эпоха, за исключением четвертичной.

Толща континентальных обломочных отложений в девоне составила 10—15% от общей суммы

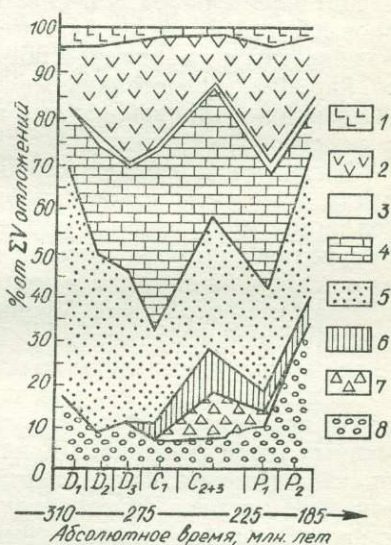


Рис. 35. Изменение соотношений объемов отдельных формаций в позднем палеозое (по А. Б. Ронову и В. Е. Хашну).

Формации: 1 — наземно-вулканогенная, 2 — подводно-вулканогенная, 3 — соленосная, 4 — карбонатная, 5 — морская обломочная, 6 — угленосная, 7 — ледниковая, 8 — континентальная обломочная

остальных пород (рис. 35), а в поздней перми — более 35%. Значительное развитие в среднем и позднем карбоне получили ледниковые породы (до 10%), в это же время развивались и угленосные толщи (до 10% в начале позднего карбона).

Максимальное накопление морских обломочных толщ произошло на ранний девон (55%), минимальное — на ранний карбон и раннюю пермь (по 20%). Максимум развития карбонатных пород приходился на ранний карбон (40%) и средний карбон (почти 30%). В позднем девоне и ранней перми установлено наибольшее число наземных вулканов. Поэтому в это время накапливалось наибольшее количество подводно-вулканогенных пород (по 25%); минимум их приходился на средний карбон (10%).

Гондвана в позднем палеозое оставалась суперматериком. На ней господствовали континентальные условия. Девонские породы ограничено развиты в Южной Америке. Они залегают во впадинах Амазонки, Паранаибы и Параны, где представлены в основном мелководными известняками, прибрежно-морскими песчаниками, глинистыми сланцами.

Девонские отложения распространены также в западных и северо-западных частях Африки, а также на ее крайнем юге, где представлены породами, аналогичными породам восточных районов Южной Америки. Терригенно-карбонатные отложения девона известны и на западном побережье Австралии. Породы нижнего карбона, представленные терригенно-известковой толщей с обильной коралловой фауной, есть в Сахаре (их мощность 900 м) и на севере Австралии.

В среднем и позднем карбоне Гондвана испытала общее поднятие, а в самом конце карбона начали накапливаться мощные толщи континентальных пород, так называемой гондванской серии, возраст которой верхний карбон — ранний мел. Они выполняют глубокие впадины и грабены в Южной Америке (Парана), Южной и Центральной Африке (Карру, Калахари, Конго), Индии, Австралии, Антарктиде. Отложения самого верха карбона — низа перми представлены во всех этих районах тиллитами.

Залегающие на тиллитах нижнепермские породы гондванской серии представлены песчано-глинистой толщей с прослоями каменных углей (Африка, Индия). Во впадине Карру (Южная Африка) отложения нижней перми содержат промышленные запасы углей. Их перекрывают красноцветные толщи верхней перми и триаса. В верхнепермских и нижнетриасовых отложениях найдено большое количество костей ископаемых рептилий, близкие им формы найдены и на территории СССР в бассейне Северной Двины и в отложениях Поволжья. Этот факт свидетельствует о существовании сухопутных связей между Гондваной и северными материками и, возможно, подтверждает существование в перми единого гигантского континента Пангеи, объединявшего все современные материки. В верхнепермской толще западной части острова Мадагаскар известно несколько прослоев морских извест-

няков, перемежающихся с континентальными породами. Такие же прослой известны и на северо-востоке Индостана. Следовательно, западнее Мадагаскара море неоднократно проникало в глубь Гондваны. Возможно, в поздней перми начал закладываться и Мозамбикский пролив — первый участок Индийского океана, сформировавшегося в мезозое.

К началу девона образовался крупный Северо-Атлантический материк, спаявший Северо-Американскую и Восточно-Европейскую платформы. Палеотетис сузился, от Палеоазнатского океана сохранились лишь реликтовые бассейны. Пангею омывал Палеотихий океан. На востоке Пангеи размещалась серия вулканических поясов от Западной Европы до Монголии, а также на востоке Австралии и Юго-Восточной Азии. Происхождение этих поясов связывают с активным надвиганием Пангеи в восточном направлении на Палеотихий океан.

Герцинская эпоха складчатости и горообразования. Ее результаты

В конце позднего палеозоя проявилась герцинская эпоха складчатости (Герциния — древнеримское название гор Гарца), в результате которой произошло дальнейшее усложнение структуры земной коры и преобразование многих участков геосинклинальных областей в молодые платформы. В развитии земной коры в позднем палеозое выделяют несколько этапов.

1. В раннем девоне во многих районах Земли кора испытала мощные поднятия, связанные еще с концом каледонского горообразования. Эти поднятия охватили в основном северные платформы. На Земле образовались крупные участки с материковым режимом осадконакопления.

2. Со среднего девона до конца раннего карбона происходили мощные опускания земной коры, сопровождаемые трансгрессиями морей. Дважды в бретонскую фазу (в конце девона) и судетскую (в конце раннего карбона) эти опускания прерывались мощными поднятиями, проявившимися отчетливо в геосинклинальных областях: в конце девона увеличилась площадь геантиклинальных поднятий, в конце раннего карбона образовались крупные антиклинории и синклинории, характерные, например, для Западно-Европейской геосинклинальной области. В судетскую фазу сформировались горы в восточной части Уральской системы (современные Восточный Урал и территория Западной Сибири), где до этого развивались эвгеосинклинальные прогибы, в Казахстано-Монгольской области и в других частях Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Движения судетской фазы проявились также в Атлантическом, Восточно-Тихоокеанском и Западно-Тихоокеанском геосинклинальных поясах, где охватили относительно незначительные территории.

3. В дальнейшем складко- и горообразовательные движения проявились в среднем карбоне — ранней перми, особенно интенсивно в астурийскую и заальскую фазы. В заальскую фазу полностью оформились горы западноевропейских и урало-монгольских герцинид, а также Аппалачей в Северной Америке.

Таким образом, конец герцинского тектогенеза ознаменовался усложнением структуры ранних (бретонских и судетских) герцинид, замыканием крупных геосинклинальных систем, областей и даже поясов: полностью в горные страны превратились Урало-Монгольский, Атлантический и Арктический геосинклинальные пояса; горообразование охватило и отдельные участки других поясов — Западно-Европейскую и Северо-Африканскую области Средиземноморского пояса, Австралийскую область Западно-Тихоокеанского пояса. Произошло «спаивание» горно-складчатыми системами крупнейших северных платформ — Северо-Американской, Восточно-Европейской и Сибирской — в единый северный суперконтинент — Лавразию, простиравшийся от Кордильер до Чукотки.

4. В пограничной зоне воздымающихся гор и платформ впервые образовались предгорные (краевые) прогибы — Предуральский, Преаппалачский, Западно-Европейский и др.

5. В течение позднего палеозоя в пределах каледонид развивались межгорные впадины (Минусинская, Карагандинская, Тенизская, Кузнецкая, Тувинская и др.), в которых накапливались молассовые толщи, в том числе соленосные, угленосные, а по бортовым разломам поднимались вулканические лавы, образующие потоки и покровы, переслаивающиеся с молассовыми породами. История развития гор, запечатленная в характере накопившихся осадков, позволяет говорить о проявлении в пределах структур каледонского возраста вновь активизированных поднятий, носящих уже глыбовый характер. Это области внегеосинклинального орогенеза, развивавшиеся на месте каледонских эпигеосинклинальных складчатых горных сооружений (Алтае-Саянская область) или перемежавшиеся с опустившимися частями (выполнены чехлом) молодых платформ (Казахстано-Северо-Тянь-Шанская область, остров Британия). В Алтае-Саянской области внегеосинклинальный орогенез в позднем палеозое проявился в раннем девоне, позднем девоне и раннем карбоне — перми; в Казахстано-Северо-Тянь-Шанской — в среднем девоне и среднем карбоне — перми; в Северо-Атлантической (остров Британия) — в конце карбона.

6. Формирование герцинид и областей внегеосинклинального орогенеза на каледонидах сопровождалось внедрением в основном гранитных интрузий, с которыми связаны многочисленные месторождения вольфрама, молибдена, свинца, цинка и других металлов; на Урале с пегматитами связаны месторождения знаменитых драгоценных и поделочных камней. Разломы на платформах также привели к образованию многочисленных ин-

трузивных тел базальтового состава, с которыми связаны месторождения никеля, кобальта, хрома, платины, алмазов, железных руд. Поскольку процесс образования этих ископаемых начался, например, на Сибирской платформе в перми, а закончился в триасе, мы рассмотрим эти месторождения при изучении мезозойского этапа развития Земли.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ

Развитие климатических условий

Как уже сказано выше, в девоне и перми на Земле был геократический режим; в карбоне преобладали талассократические условия. Это особенно четко проявилось в климатической поясности и климатических условиях отдельных территорий.

Впервые наиболее отчетливо климатическая зональность может быть установлена для среднего девона. Особенно четко выделяются аридные зоны. Северная аридная зона определена по отложениям солей и гипсов США, Канады, Северной Гренландии, Восточной Сибири; она выходила, очевидно, к побережью Охотского моря (рис. 27).

Южная аридная зона охватывала Англию (красноцветные лагунно-континентальные песчаники), Прибалтику, Главное девонское поле и Московскую синеклизу (красноцветные песчаники с гипсами, доломитами, а между Москвой и Тулой с прослоями каменных солей), Донбасс (гипсы и соли в районе города Ромны), пустыню Бетпак-Дала и Таласский Алатау (гипсы и ангидриты).

Между этими двумя аридными зонами размещалась тропическая гумидная, которая установлена по полосе среднедевонских бокситов на восточном склоне Северного Урала, остаточным месторождениям железных руд и кварцевых песчаников Тимана, оолитовых железных руд Башкирии, бокситов Салаира. Указывают на тропические влажные условия и угольные месторождения, которые образовались в результате захоронения псилофитов, росших в ту пору только по берегам морей тропической гумидной зоны: Барзасское месторождение в Кузбассе, месторождения в Притиманье, на острове Медвежий в Баренцевом море. Это подтверждают и находки самых древних стегоцефалов в Гренландии. Здесь же известны и красноцветные глинистые осадки, во многом напоминающие красноземы тропиков. В конце девона — раннем карбоне начали формироваться бокситы Северо-Онежского и Тихвинского месторождений. Распространение южной умеренной гумидной области фиксируется осадочными железными и марганцевыми рудами Корнуэлла, Бельгии, Гарца, Судет, Турции и Сахары.

Экватор в то время проходил на севере Гренландии, около 80° с. ш. Южный полюс находился на 18—20° ю. ш., у западных берегов Южной Африки. Здесь, в Капских горах, развита 100-метровая свита Столовой горы (верх нижнего девона), представленная глинистыми сланцами, включающими редкие гальки и валуны изверженных и метаморфических пород. Валуны и галька покрыты ледниковой штриховкой. Аналогичные отложения известны в бассейне Конго и Параны.

Климатическая зональность раннего карбона во многом напoминает зональность второй половины девона. В каменноугольном периоде зональность впервые также проявилась в распределении растительного и животного мира суши.

Наиболее полные данные о наземной ландшафтной зональности установлены для среднего и позднего карбона. К этому времени усилилась климатическая дифференциация, расширились аридные и ледовые зоны. В результате сложился позднепалеозойский тип климатической зональности.

Для тропической гумидной зоны, как уже отмечалось, характерен наиболее полный набор древесной растительности. На территории юго-востока США, Западной и Южной Европы и Малой Азии находятся крупные угольные паралические и лимнические бассейны США, Англии, Франции, Бельгии, ФРГ, Чехословакии, Польши, СССР (Донбасс), Турции. Обильные растительные остатки, встречающиеся в этих бассейнах, свидетельствуют о богатейшем растительном мире, включавшем древовидные папоротники, каламиты, клинолисты, сигиллярии, лепидодендроны. Кроме того, на Синайском полуострове известны марганцевые руды, и в Ферганской котловине — бокситы. Таким образом, тропическая гумидная зона в позднем палеозое охватывала Центральную Америку, Западную и Южную Европу, Малую и Среднюю Азию, Индию, Малайский архипелаг, Австралию.

Северная аридная зона проходила по Северо-Американской платформе (гипсоносные породы штатов Колорадо, Юта, Миннесота), Восточно-Европейской платформе (доломитовые толщи в морских отложениях, сульфатные горизонты Самарской Луки, Вологды, Горького, Краснокамска, Солигалича), Казахстану и Средней Азии (гипсы Джекказгана, Бетпак-Далы, Тянь-Шаня), Китаю (Западный Шаньси). Южная аридная зона размещалась на севере Южной Америки (гипсоносные красцветы Эквадора и других районов), Северо-Западной Африки (гипсы Сахары), Ирака. Севернее и южнее этих аридных зон находились гумидные умеренные зоны.

В отложениях карбона отчетливо запечатлелись следы гондванского оледенения. Они известны в Южной и Центральной Африке, Южной Америке, Юго-Восточной Австралии, Индии, Антарктиде. Огромная разбросанность следов оледенений и наличие тут же, рядом, в Юго-Восточной Австралии, Индии, центральной части Южной Америки, в Антарктиде, угленосных толщ,

образовавшихся практически одновременно, долгое время не могли быть объяснены. Не могли быть найдены объяснения и существованию коралловых рифов острова Тимор (Большие Зондские острова), образовавшихся в тропическом море, отстоящих всего на 500 км от места размещения тиллитов Австралии. И главное, долго не могли объяснить холодный ледниковый климат в пределах практически всего южного полушария. Только А. Вегенеру в начале нашего века удалось ответить на все эти вопросы, исходя из предположения о былом объединении южных материков и Индостана в единый суперконтинент Гондвану. Учитывая огромную мощность моренных отложений (до 1 км), полагают, что ледниковый панцирь на Гондване мог достигать толщины 5—6 км, т. е. по мощности даже превосходить ледники современной Антарктиды. За пределами оледенения размещалась гумидная умеренная зона с угнетенной растительностью.

В пермское время план климатической зональности в целом сохранялся. В пределах Средиземноморского геосинклинального пояса размещалась тропическая зона, о чем свидетельствует широкое распространение карбонатных отложений с рифами.

Северная умеренная гумидная зона перми территориально была близка к позднекарбоневой. В ее пределах сохранился влажный климат, но более засушливый и теплый, чем в карбоне (З. В. Дашкевич, 1969). Здесь господствовала кордаитовая тайга с преобладанием голосеменных. В ее пределах формировались угольные залежи Печорского, Таймырского, Тунгусского, Кузнецкого бассейнов, Минусинской котловины. Южная умеренная гумидная зона с глосоптериевой флорой угнетенного облика прослеживается в отложениях Южной Америки и Южной Африки.

Ледовая зона (гондванское оледенение) в перми сильно сократилась в размерах.

Суммируя сказанное, отметим, что каледонский, а затем и герцинский тектогенез сыграли важную роль в формировании лика Земли позднего палеозоя. Обе эпохи тектогенеза наряду с образованием гор способствовали поднятию и прилегающих платформ. Это привело к крупным сокращениям морских бассейнов, отступанию их за пределы шельфа, и, следовательно, к резкому сокращению площадей жизнеобитания морских организмов и усилению борьбы за существование. На суше это вело к континентализации климата, четкому разграничению климатических зон, созданию пустынь (в девоне появились первые климатические пустыни-прообразы современных пустынь). В результате в позднем силуре — среднем девоне известна первая ясно выраженная геократическая эпоха, а в пермо-триасе — вторая в истории Земли геократическая эпоха.

Развитие органического мира

В отложениях верхнего палеозоя встречаются многочисленные палеонтологические остатки, свидетельствующие о мощном развитии органического мира.

В девоне произошло обновление органического мира в морях: почти полностью вымерли граптолиты (в ордовике около 18 семейств, в раннем девоне — три, в среднем девоне — нижнем карбоне — одно), сильно сократилось количество видов трилобитов (в силуре их 1200, а в девоне немногим более 100), наутилоидей. В позднем палеозое среди морских беспозвоночных важное значение приобрели брахиподы, из головоногих моллюсков — аммоноидеи, из кишечнополостных — кораллы; простейшие.

В позднем палеозое бурно развивался органический мир не только морей, но и материков: в девоне и карбоне эволюционировали высшие наземные растения — плауновидные, членистостебельные и папоротники. Появились и получили развитие сухопутные позвоночные — амфибии и рептилии. Как известно, талассофитная эра развития растений в начале позднего силура сменилась палеофитной, начало которой ознаменовалось распространением псилофитовой флоры (поздний силур — средний девон). Таким образом, на побережье девонских морей развивались псилофиты, среди которых уже известны такие высшие псилофиты, как псилофитоновые и астероксилонные. К концу девона псилофиты вымерли, но еще раньше, в конце раннего — начале среднего девона, они дали предковые формы высших растений: ринии — папоротниковидных, псилофитоновые — членистостебельных, а астероксилонные — плауновидных. Развитие папоротниковидных в позднем девоне привело к формированию бессеменных (споровых) папоротников и первых голосеменных растений. В лесах позднего девона особенно широко был распространен папоротник *Archaeopteris*. На основании этого флору позднего девона иногда именуют археоптерисовой. Уже в девоне среди плауновидных начали формироваться лепидодендроновые растения, а из членистостебельных в среднем девоне небольшие растения — гиениевые, которые в позднем девоне дали начало лианоподобным клинолистным (астерокаламита, громадным деревьям) и предкам каламитовых.

Таким образом, для растительности девона характерны следующие важнейшие особенности:

1. Необычайно высокая скорость эволюции растительности: за 20—25 млн. лет в процессе естественного отбора сформировались все важнейшие группы высших растений, многие из которых просуществовали до нашего времени, т. е. в течение последующих 350 млн. лет.

2. В девоне примитивные растения сменились более организованными: у них сформировались корень, стебель, лист. Эти три

элемента являются характерными и для растений — наших современников, т. е. и уровень организации растений сохраняется в течение последующих 350 млн. лет.

3. Появление древнейших голосеменных в девоне привело к смене примитивного спорового способа размножения сложным семенным.

4. Сдвиги в эволюции растений девона происходили без существенных изменений условий обитания: растения занимали прибрежные районы с мягким влажным климатом, а внутренние части континентов оставались биологическими пустынями. Такая «одинаковость» мест обитания привела к однообразию, однотипности лесов девона.

5. Эволюция флоры привела еще к одному следствию: если для силура была свойственна мозаика из пустынь и луговых низинных участков, прилегающих к водоемам, то уже в девоне особенно в позднем, в условиях влажного климата существовали густые заросли, причем, растения имели уже не кустарниковый характер, как раньше, а древовидный. Поэтому с девона растения участвуют в породообразовании: древнейшие угольные залежи связаны со средним и верхним девоном.

В каменноугольное время важнейшие группы растений получили дальнейшее развитие, достигнув в карбоне наивысшего расцвета. Плауновидные были представлены гигантскими чешуйчатоствольными деревьями (высотой до 40—45 м, диаметром до 1—2 м), еще не имеющими годичных колец, обладающими пустотелыми стволами, могучими кронами и крупными корневищами — стигмариями, зарывающимися в рыхлые породы. Это *Lepidodendron*, *Sigillaria*, *Lepidophloios*, *Bothrodendron* и др. Отдельные формы имели очень крупные листья, у сигиллярии они достигали 1 м.

Членистостебельные (родственники современных хвощей) также были крупными древесными формами, высотой до 10—30 м, диаметром до 1 м — лианоподобные клинолистные (*Sphenophyllum*) и каламитовые (*Calamites*, *Annularia*). Последние в конце карбона дали первых представителей травянистых хвощей.

Представители папоротниковидных — бессеменные папоротники (условные роды *Pecopteris*, *Neuropteris*, *Cardiopteris* и др.), пропапоротники (*Cladoxylon*, *Stauropteris*), голосеменные. К последним относятся подклассы птероспермид и стахиоспермид. Первые — примитивные голосеменные. Это были деревья, кустарники, лианы. Настоящее семя у них еще отсутствовало, развивался только семязачаток без зародыша. Из этих растений в карбоне развились семенные папоротники с крупными листьями (*Medullosa*) и глосптеридовые с крупными ланцетными листьями и сетчатым жилкованием (*Glossopteris*). Стахиоспермиды — более высокоорганизованные растения, они включают кордаитовые, гинкговые и хвойные. Кордаиты (*Cordaites*) — крупные деревья с 30-метровыми стволами широко распространены в кар-

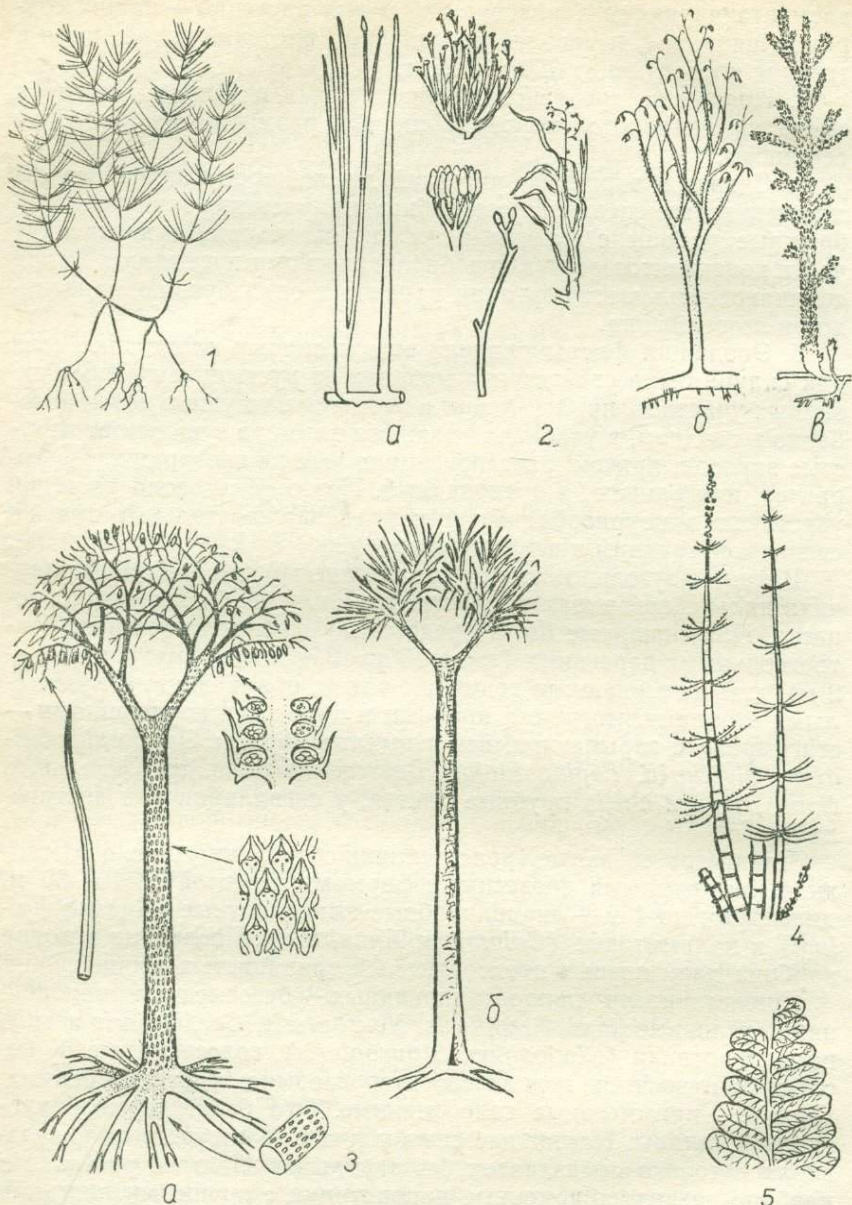


Рис. 36. Ископаемые растения позднего палеозоя:

1 — Charaphyta (водоросль), предковая форма по отношению к псилофитам (данная форма найдена в девонских отложениях); 2 — Psilophyta (а — Rhyia — наиболее примитивная форма, предковая по отношению к папоротниковидным, б — Psilophyton, дали начало членистостебельным, в — Asteroxylon, дали начало плауновидным); 3 — плауновидные (а — Lepidodendron, б — Sigillaria); 4 — членистостебельные (Calamites); 5 — папоротники (лист Pecopteris)

боне — триасе, во многом они напоминают хвойные. В позднем карбоне кордаиты занимали ведущее положение среди древесной растительности. В это время они дали начало древнейшим хвойным (например, *Araucarites*).

Для флоры материков карбона характерны следующие особенности:

1. Как и в девоне, раннекаменноугольные леса занимали все побережья водоемов. Эти леса с теплолюбивой и влаголюбивой флорой, которая получила название антракофитовой, во многом похожи на современные тропические.

2. В среднем и позднем карбоне растения стали заселять и водораздельные пространства, поэтому на распространение флоры впервые в истории Земли стали влиять климатические особенности.

3. По представлениям А. Н. Криштофовича, для среднего и позднего карбона были характерны три фитогеографические зоны (по А. Н. Криштофовичу — области): тунгусская, или северная умеренная (Северная Европа, Азия), гондванская, или южная умеренная (юг Аравийского полуострова, Африка, Индия, Австралия), вестфальская, или тропическая влажная, расположенная между двумя первыми (Северная Америка, Южная и Средняя Европа, Причерноморье, Индокитай, Индонезия).

Вестфальская флора сохранила особенности теплолюбивой раннекаменноугольной флоры (каламиты, сигиллярии, лепидодендроны, древовидные папоротники, кордаиты и т. д.), для которой характерны гигантский рост растений, их клеток, листьев, отсутствие годичных колец, свидетельствующих о чередовании зимы и лета.

Тунгусская флора более мелкая и низкорослая, основу ее составляли кордаиты. Это так называемая кордаитовая тайга, к которой примешивались низкорослые папоротники, мелкие каламиты (*Paracalamites*). Для кордаитов уже характерны годичные кольца.

На территории Гондваны с позднего карбона сформировалась гондванская флора. Особое развитие здесь получили семенные папоротники, представленные родом *Glossopteris*, откуда и название этой флоры — глосоптериевая. Местами была развита кордаитовая тайга. В целом эта флора носила облик угнетенной, мелко-рослой. По разнообразию видов гондванская флора беднее, чем тунгусская.

В ранней перми флора имела большое сходство с позднекаменноугольной, сохранялась та же зональность, но уже появились первые цикадовые и гинкговые, а из членистостебельных — первые древесные хвощи.

В поздней перми в связи с заключительными событиями герцинской эпохи складчатости и горообразования на суше произошла резкая климатическая дифференциация, расширились аридные зоны. Все это сказалось на составе флоры. Она приобрела в

целом более ксерофильный характер. В тропической зоне, где всегда был наиболее полный набор растений, характерный для данного времени, влаголюбивых споровых плауновидных, членистостебельных, а из папоротниковидных папоротники почти полностью вытеснили голосеменные растения, среди которых важнейшее место заняли глосоптеридовые, хвойные (*Walchia*, *Voltzia*, *Araucarioxylon*, *Lebachia*), гинкговые и цикадовые (*Nilssonia*, *Pterophyllum* и др.). В условиях умеренных зон, где и в карбоне плауновидные имели подчиненное значение, изменения в составе флоры были меньше, хотя и здесь стали преобладать голосеменные. Таким образом, голосеменные, появившись в карбоне, уже в поздней перми и триасе господствовали на суше, вытеснив своих предшественников из мест их обитания, а также заселив те районы суши, которые оставались еще не занятыми. «Завоевание» суши голосеменными в пределах тропической зоны произошло в середине перми, и лишь в триасе (спустя 30 млн. лет) сменилась флора умеренных зон. Можно полагать, что явление это связано с большей устойчивостью угнетенной флоры умеренных зон, их меньшей специализацией.

Еще в конце силура на суше распространился разнообразный мир микроорганизмов, главным образом бактерий, с этого времени оказывающий существенное влияние на разрушение горных пород. Разрыхленные организмами верхние слои горных пород были той основой, на которой только и могли селиться начиная с силура первые наземные растения. В процессе их жизнедеятельности на Земле постепенно образовывались почвы. Так, в каменноугольное время была создана почвенная оболочка Земли, сформировавшаяся с заселением суши растениями.

Среди фауны беспозвоночных, как уже было сказано выше, важное значение в позднем палеозое имели брахиоподы, амmonoидеи, кораллы, простейшие. Из брахиопод в девоне были широко распространены отряды спириферид (*Eospirifer*, *Cyrtospirifer* и др.), атрипид (*Atripa*, *Karpinskia*), ринхонеллид (*Rhynchonella* и др.), теребратулид (*Terebratula*, *Stringocephalus* и др.); появились первые представители отряда продуктид (*Chonetes*). В карбоне и перми развивались разные отряды, среди которых преобладали спирифериды (*Spirifer*, *Neospirifer* и др.) и продуктиды (*Productus*, *Gigantoproductus*). В девоне известно 320 родов брахиопод, в карбоне — 275, в перми их количество сократилось. В девоне и перми брахиоподы имели в общем небольшие размеры, однако в каменноугольном периоде среди них появились животные-гиганты, например гигантопродуктусы достигали в диаметре 40 см.

Интенсивно развивались в позднем палеозое и головоногие моллюски (подкласс амmonoидей), встречающиеся во всех стратиграфических подразделениях верхнего палеозоя. В девоне из амmonoидей известны отряды агониатит (*Agoniatites*, *Timanites* и др.), гониатит (*Tornoceras*, *Cheiloceras*), климениды (*Clymenia*,

Cyrtoclymenia); в карбоне и перми продолжали развиваться агоннатиты (*Medlicottia*) и гониатиты (*Goniatites*, *Gastrioceras* и др.), но во второй половине перми они вымерли. Их сменили цератиты (*Otoceras* и др.), получившие развитие уже в мезозое.

В начале позднего палеозоя почти полностью вымерли трубчатые кораллы, на смену им пришли коралловые полипы, среди которых в девоне важное значение имели четырехлучевые кораллы (или ругозы), которые вместе со строматопорами и мшанками впоследствии создавали рифы в позднепалеозойских морях. Из четырехлучевых кораллов в девоне были распространены одиночные формы (*Zaphrentis*, *Calceola*); в карбоне известны колониальные (*Lonsdaleia*, *Lithostrotion*) и одиночные формы (*Caninia*), которые встречаются и в перми. В позднем палеозое широкое развитие получили и восьмилучевые кораллы хететиды.

Важное значение приобрели и простейшие: в карбоне и ранней перми фузулины (*Fusulina*, *Pseudofusulina*) и швагериниды (*Schwagerina*, *Pseudoschwagerina*), а в поздней перми — швагериниды (*Neoschwagerina*). Среди верхнепалеозойских пород важную роль играют мощные толщи фузулиновых и швагериновых известняков.

Среди ископаемых беспозвоночных в позднем палеозое встречаются иглокожие (морские лилии, а с конца карбона — морские ежи), головоногие моллюски, среди которых, помимо аммоидей, важное значение имели бактриды, ортоцератиты, актиноцератиты, наутилоидеи. В это время появились пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски.

В позднем палеозое особенно широкое развитие получили позвоночные. Среди позвоночных, живущих в водоемах, в девоне были очень распространены рыбы (девон так и называют «веком рыб»): акантоды, пластинокожие, хрящевые и костные (рис. 37).

Акантоды — древнейшие челюстноротые рыбы — имели веретеновидное тело, покрытое броней из мелких квадратных чешуй; внутренний скелет хрящевой. Появились в ордовике, вымерли в начале перми.

Пластинкокожие рыбы — небольшие животные, длиной до 50 см; их голову и грудь покрывал толстый панцирь из костных пластин. Тело плоское, особенно нижняя его часть, что свидетельствует о придонном образе жизни. Они, очевидно, были малоподвижными, поэтому просуществовали недолго — в девоне появились и вымерли. Их представители — род *Coccosteus*, внешне напоминающий современного сома, только покрытого панцирем, род *Rterichthys*, имевший, в отличие от первого, жесткие длинные конечности — придатки для ползания по дну. Это обитатели пресноводных или солоноватоводных водоемов. Пластинкокожих иногда именуют панцирными, объединяя их с ненастоящими рыбами — панцирными бесчелюстными. В отличие от последних панцирные пластинокожие имели челюсти, их головной и туловищный отделы сочленены подвижно.

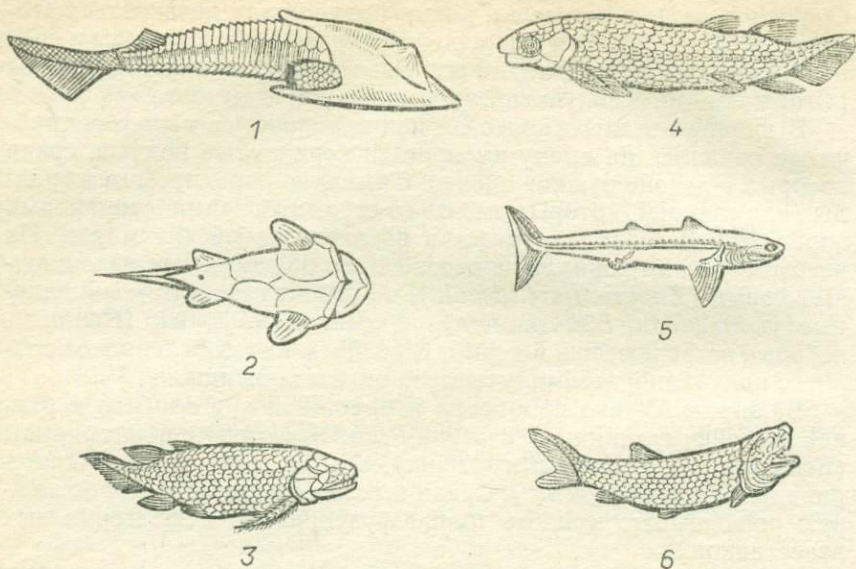


Рис. 37. Ископаемые рыбы и бесчелюстные:

1 — *Cephalaspis* (силур — девон, раздел бесчелюстные), 2 — *Coccosteus* (средний девон, пластинокожая рыба), 3 — *Holoptychius* (поздний девон, кистеперая рыба), 4 — *Dipterus* (средний — поздний девон, двойкодышащая рыба), 5 — *Cladoseleche* (поздний девон, акулоподобная рыба), 6 — *Palaeoniscus* (пермь, хрящекостная рыба)

Хрящевые рыбы имели хрящевой внутренний скелет и в коже костные чешуи. В ископаемом состоянии хорошо сохранились их зубы. Эти рыбы были характерны для палеозоя. Они известны с силура. С позднего девона до поздней перми широко распространены кладоселахии и селахии (акулы), в юре известны скаты.

Костные рыбы имели костный внутренний скелет, тело их покрывала чешуя, плавники поддерживались костными лучами. Их подразделяют на три подкласса: лучеперые (иногда их именуют костистыми), кистеперые и двойкодышащие. Среди них наиболее распространены первые. В девоне уже известны лучеперые, заселившие пресные водоемы (в морях и океанах они появились только в начале мезозоя).

Особый интерес представляют два других подкласса костных рыб — двойкодышащие и кистеперые. Их развитие связано с окончанием эпохи каледонского тектогенеза, когда расширились зоны с засушливым климатом, а в условиях поднятий после отступления эпиконтинентальных морей во многих пониженных участках материков сохранились периодически пересыхающие лагуны и озера. Именно в этих водоемах в процессе длительного естественного отбора и в результате мутаций была выработана замечательная способность рыб к двойному дыханию: если рыбы в воде, они ды-

шат, как и все рыбы, жабрами, а при высыхании водоема используют для дыхания плавательный пузырь, имеющий у этих рыб ячеистое строение и содержащий многочисленные кровеносные сосуды. Из девонских форм интересен род диптерус (*Dipterus*). Такие рыбы живут и теперь в периодически пересыхающих водоемах Южной Африки, Южной Америки, Австралии. У двоякодышащих рыб было выработано и еще одно приспособление: для ползания по дну бассейна они использовали передние и задние парные плавники, которые со временем превратились в мощные лопасти. Так постепенно сформировались кистеперые¹ рыбы, у которых внутри мясистых лопастей даже имелся скелет, сходный со скелетом конечностей первых наземных животных — земноводных. Эти длинные грудные плавники кистеперых впоследствии стали родоначальниками конечностей четвероногих земноводных: полагают, что земноводные произошли от рипидистий (*Rhipidistia*). Из ископаемых кистеперых интересен род голоптихиус (*Holoptychius*).

К карбону сохранились лишь реликты пластинокожих, кистеперых и двоякодышащих рыб, а также лучеперые и хрящевые. Среди последних особенно широко распространены были акулы и моллюскоеды — брахиодонты.

В начале перми вымерли акантоды, из хрящевых сократились акулы, появились новые хрящевые — акулopodobные рыбы с зубами, скрученными в плоскую спираль из 2—3 оборотов (*Helicoprion*); из пермских отложений известны пресноводные акулы. В перми вымерли древние лучеперые (хрящекостные гаиноидные), их место начали занимать цельнокостные лучеперые (*Palaeoniscus* и др.), получившие особое развитие уже в мезозое. Так происходила эволюция в водной среде.

Параллельно с обогащением наземной флоры в девоне происходит и развитие наземной фауны. Еще в силуре на сушу вслед за псилофитами вышли членистоногие, которые дали различные формы многоножек и скорпионов, мало чем отличавшихся от современных. В карбоне развивались две группы класса насекомых: 1) древнекрылых или прямокрылых; крылья этих насекомых в спокойном состоянии распростерты или поднимаются вверх. К ним относятся стрекозы — единственные летающие животные. Отсутствие конкурентов привело к гигантизму: в размахе крыльев отдельные формы достигали 70 см; 2) новокрылых; крылья у них складывались, прикрывая брюшко. Это тараканы и саранча, достигавшие в длину 1 м. Всего в карбоне известно более 1000 видов насекомых. На сушу в это время перешли и представители моллюсков (группа легочных брюхоногих моллюсков).

В девоне к наземным животным присоединились и позвоноч-

¹ К настоящему времени подкласс кистеперых считается вымершим. Но один род латимерия, относящийся к древнему отряду целокантов, сохранился в Индийском океане у побережья Юго-Восточной Африки, мало изменившись за прошедшие 300 млн. лет.

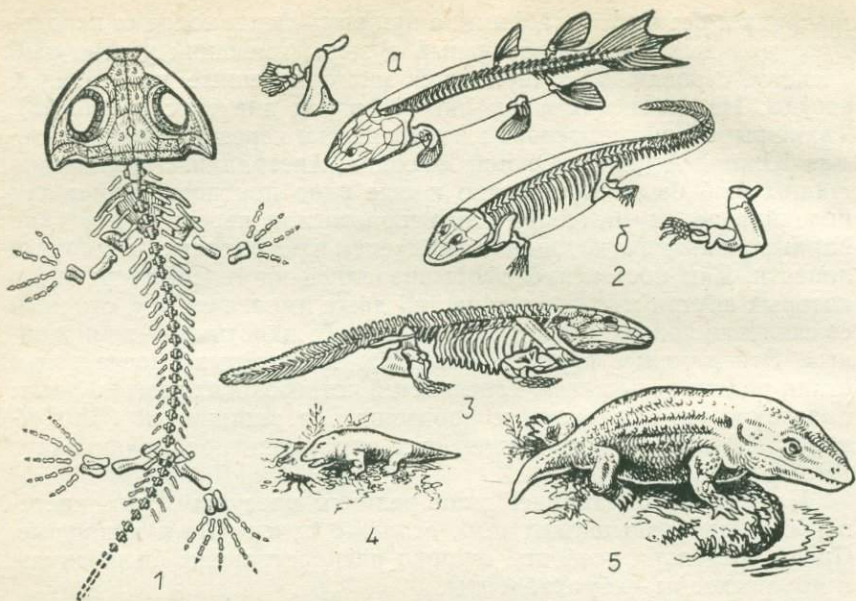


Рис. 38. Ископаемые амфибии:

1 — скелет ископаемого стегоцефала (саламандроподобный пермский Branchiosaurus), 2 — сравнение строения кистеперой рыбы (а, предок амфибий) и древнего стегоцефала лабиринтодонта (б), 3 — древнейшее земноводное из Гренландии — Ichthyostega (поздний девон), 4 — Seymouria — прямой предок рептилий, 5 — Mastodonsaurus — триасовая хвостатая амфибия

ные. Первыми среди них были амфибии, стегоцефалы или панцирноголовые (рис. 38); остатки их представителей — ихтиостегов (*Ichthyostega*, *Ichthyostegopsis*, *Acanthostega*) — обнаружены в верхнедевонских отложениях Гренландии. Эти животные были полностью приспособлены к жизни на суше, но еще обладали признаками рыб (торпедообразная форма туловища и черепа, рудименты жаберных крышек и т. д.), отсюда и название этих животных — ихтиостеги, т. е. рыбоамфибии. Переход от кистеперых рыб к амфибиям являлся продолжением той лестницы эволюции позвоночных, первыми ступеньками которой было превращение рыб в двоякодышащих и кистеперых. Переход от водного образа жизни к наземному — революция в истории органического мира. Этому переходу способствовали ухудшившиеся условия жизни в пересыхающих водоемах девона и приобретение рыбами в связи с этим воздушного дыхания и способности передвижения по суше с помощью плавников-костей; формирование к девону практически современной кислородной атмосферы и озонового экрана Земли, сделавших возможным существование наземных организмов; наличие уже населенной суши, которую, помимо растений, заселили различные многоножки и насекомые, что имело большое значение, поскольку все амфибии — хищники.

Помимо Гренландии, стегоцефалы в более молодых отложениях обнаружены в Англии (нижний карбон), Северной Америке (болотные фауны саламандроподобных и змееподобных стегоцефалов верхнего карбона). Каменноугольные стегоцефалы заселили заболоченные леса побережья водоемов. В карбоне среди стегоцефалов известны саламандроподобные болотные формы (*Diplovertebron*, *Keraterpeton*), змеевидные (*Sauropleura*), тритоноподобные (*Eogyrinus*). Известны амфибии и в пермских отложениях. В перми их развитие еще продолжалось (двипозавры, архезавры). В конце перми большая часть амфибий вымерла, в триасе известны доживающие немногочисленные представители лабиринтодонтов.

Среди древних амфибий особое место занимали такие животные, как сеймурия (*Seymouria*) и котласия (*Kotlassia*), жившие в позднем карбоне и перми, объединенные в подкласс батрахозавров (лягушкоящеров), череп и позвоночник которых имеют признаки рептилий. Очевидно, батрахозавры — родоначальники рептилий. Появлению более высокоорганизованных рептилий способствовало ухудшение климатических условий в конце карбона. В отличие от амфибий у рептилий более развиты головной мозг, кровеносная система и другие внутренние органы, хотя, так же как и амфибии, они холоднокровные животные. Если у амфибий кожа голая, то кожа рептилий грубая, сухая, лишена кожных желез и защищена роговыми или костными щитками — чешуями, иногда костным панцирем. Вместо икринок, как у амфибий, у рептилий уже яйцо, содержащее питательный желток и защищенное роговой или известковой оболочкой. У рептилий уже почти начело окостеневший скелет, поэтому они лучше сохранились в ископаемом состоянии.

В эволюции рептилий известно два взрыва — позднепалеозойский и мезозойский. Позднепалеозойские рептилии — наиболее примитивные животные подклассов анапсида (котилозавры) и черепахи, а также синапсида, или зверообразные (млекопитающиеподобные). Котилозавры имели сплошной череп, напоминающий череп батрахозавра, короткие толстые конечности, костные пластины на спине. Среди них известны формы хищные, растительноядные и насекомоядные. Первые котилозавры встречены в верхнекаменноугольных отложениях (*Petrolacosaurus*, *Edaphosaurus* и др.). Максимум развития рептилий приходился на пермь, где известны растительноядные котилозавры (*Pareiasaurus*, *Pareiasuchus*, *Bradysaurus* и др.) — крупные животные, спина и бока которых были защищены панцирем. Парейазавры (или щекастые ящеры) были широко распространены в Африке и на севере европейской части СССР (долина Северной Двины). Неуклюжее тело парейазавров достигало в длину 3 м.

Котилозавры, очевидно, были той группой пресмыкающихся, которая дала начало в процессе адаптивной радиации всем остальным формам. В конце карбона появились черепахи, зверооб-

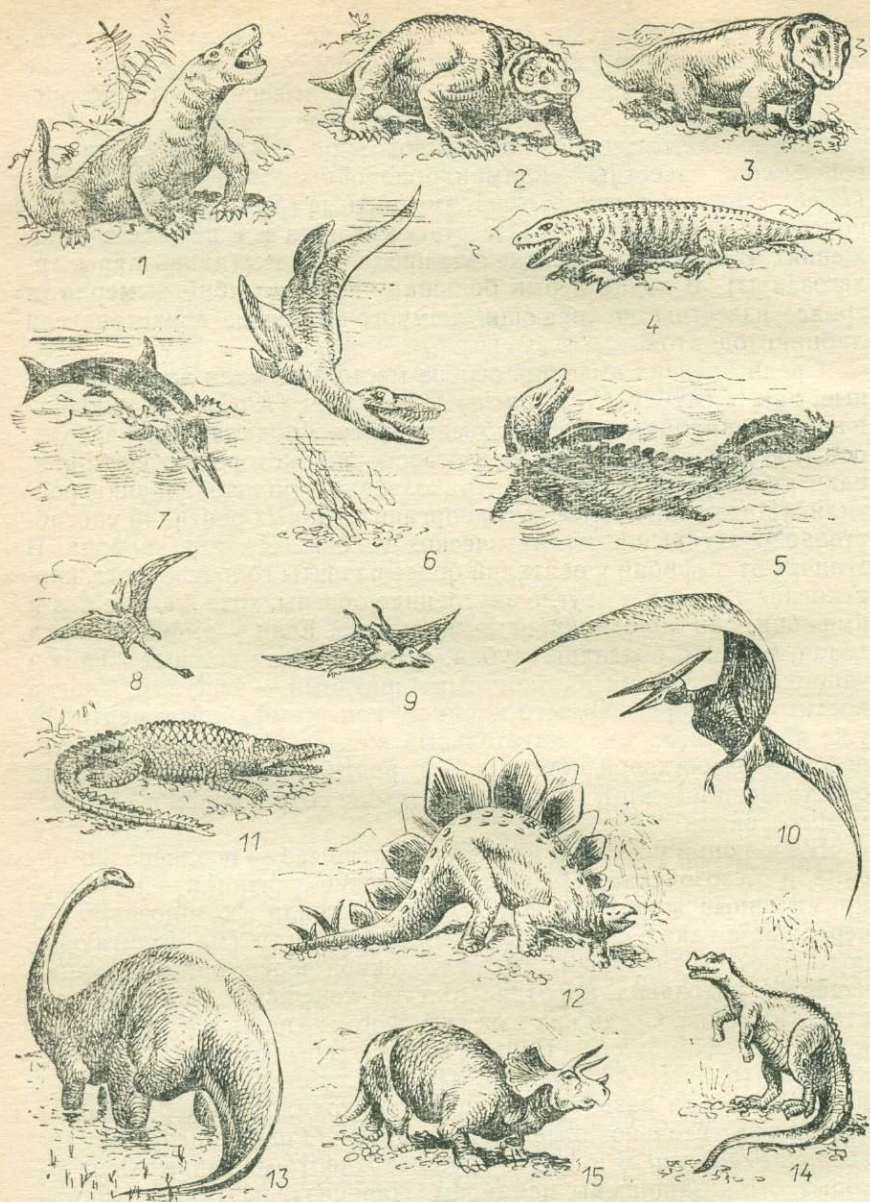


Рис. 39. Важнейшие представители ископаемых рептилий

Пермские рептилии: 1 — *Inostrancevia* (поздняя пермь); 2 — *Pareiasaurus* (щекастый ящер, поздняя пермь). Мезозойские рептилии: 3 — *Lystrosaurus* (триас); 4 — предок крокодилов (триас); 5 — *Mesosaurus* (пермь); 6 — *Plesiosaurus* (ранняя юра); 7 — *Ichthyosaurus* (ранняя юра); 8 — *Rhamphorhynchus* (поздняя юра); 9 — *Pterodactylus* (мел); 10 — *Pteranodon* (поздний мел); 11 — *Belodon* (триас); 12 — *Stegosaurus* (поздняя юра — ранний мел); 13 — *Diplodocus* (поздняя юра); 14 — *Iguanodon* (ранний мел); 15 — *Triceratops* (поздний мел)

разные пресмыкающиеся, в основном хищники. В процессе эволюции у этих животных появились черты сходства с млекопитающими в строении черепа, зубов (появились резцы, клыки, щечные зубы), позвоночника. Конечности у них располагались под туловищем, как и у млекопитающих. К зверообразным относились пеликозавры, зверозубые, дицинодонты, диноцефалы, иктидозавры. Наиболее примитивные — пеликозавры, например диметродон (*Dimetrodon*, ранняя пермь), — переходные формы от котилозавров к зверообразным. Представитель зверозубых — иностранцевия (*Inostrancevia*, поздняя пермь), крупный хищник с саблевидными зубами.

Растительноядный листрозавр (поздняя пермь — ранний триас) был широко распространен как на южных, так и на северных материках. Дицинодонты — растительноядные животные, утратившие зубы за исключением верхних клыков и имеющие мощный роговой клюв. К высшим зверообразным относились иктидозавры (пермь — триас), по строению скелета и зубного аппарата напоминающие млекопитающих. Полагают, что они были уже теплокровными и живородящими животными. Таким образом, зверообразные появились в позднем карбоне, широко распространились в перми, вымерли в конце триаса, дав начало млекопитающим.

Известны две крупные провинции — центры расселения позвоночных: юго-западные штаты США (поздний карбон — ранняя пермь) и Южная Африка (поздняя пермь). На юге Африки (районы Капских гор, озера Малави) в пермо-триасовых отложениях свиты Бофорт найдено много ископаемых амфибий и рептилий, сильно отличающихся по родовому и видовому составу от североамериканских пресмыкающихся. Но южноафриканская (гондванская) фауна во многом сходна с фаунистическим комплексом, установленным в пермских отложениях Восточно-Европейской платформы и в пределах Англии. На территории СССР в пермских породах, вскрывающихся в бассейнах Северной Двины, Волги и в Предуралье, обнаружены остатки древних переходных форм от амфибий к рептилиям (*Kotlassia*, *Dvinosaurus*, *Buzulukia*), рептилий-котилозавров (*Pareiasaurus*), зверообразных пресмыкающихся (*Inostrancevia*, *Dvinia*, *Permocynodon*). Эта фауна во многом напоминает южноафриканскую. Полагают, что она зародилась на Гондване и затем мигрировала в северные районы Евразии.

В конце карбона котилозавры дали начало еще одной группе рептилий — мезозаврам (*Mesosauria*), наиболее древним представителям пресмыкающихся, перешедшим от наземного к водному образу жизни. Мезозавры — по образу жизни предшественники ихтиозавров, мезозойских морских пресмыкающихся.

Таким образом, к началу девона органический мир раннего палеозоя сменился позднепалеозойским. Массовое вымирание позднепалеозойского органического мира произошло уже во второй половине перми. Между этими двумя геологическими рубежами бурно развивался органический мир, в процессе эволюции

которого произошло заселение суши растениями и животными. Среди растений развивались споровые, затем на смену им пришли голосеменные. В силуре и девоне растительность носила еще амфибийный характер и обитала лишь на увлажненных побережьях водоемов, в карбоне она стала «обживать» континентальные водоразделы, покрывая полностью внеаридные зоны суши. Процесс отвоевания суши растениями, приспособляющимися ко все более засушливым условиям, был длительным. Начался он где-то в конце силура, закончился к среднему карбону, охватив около 100—120 млн. лет. Расселение растительности ограничивалось лишь недостатком влаги. Процесс отвоевания суши растениями в карбоне закончился появлением голосеменных, в том числе хвойных. Впоследствии хвойные сыграли важнейшую роль в развитии растительности, заняв в процессе естественного отбора на фоне сокращения морских бассейнов, общего усложнения климатических обстановок, аридизации огромных площадей суши в позднем палеозое громадные территории.

Заселение суши животными происходило также медленно и постепенно. В девоне появились двоякодышащие и кистеперые рыбы; они дали начало остальным холоднокровным животным. В конце девона оформились первые амфибии, обитавшие только в тропической гумидной зоне, во второй половине карбона — рептилии, давшие начало зверообразным формам, во многом напоминавшим млекопитающих. Сушу заселили и другие организмы: многоножки и насекомые, достигавшие крупных размеров (до 1 м и более).

Эволюция биосферы

Развитие наземного органического мира имело важные последствия:

1. Заселение растениями водораздельных пространств привело к образованию в карбоне почвенной оболочки Земли; в связи с этим приобрел важное значение сложный биологический круговорот веществ вне гидросферы.

2. Возникла зональная биологическая дифференциация на Земле, а вместе с ней появилась географическая зональность на материках, стали формироваться ландшафты.

3. Уже в карбоне сформировались все элементы современной биосферы; в дальнейшем происходила их эволюция и менялись границы распространения.

4. Растительность и животный мир в процессе жизнедеятельности и жизненного цикла создавали такие условия, при которых возросла скорость разрушения горных пород литосферы, увеличилась скорость миграции отдельных химических элементов и биосфера приобрела роль важнейшего геологического фактора разрушения, переноса и отложения пород. В результате

полностью оформилась схема большого геологического круговорота веществ.

5. Заселение суши растениями усилило поступление кислорода в атмосферу и способствовало уменьшению в ней двуокси углерода. Это привело к «взрыву» в развитии животного мира (особенно насекомых) в карбоне и перми, оказало сильное воздействие на процессы выветривания и осадкообразования.

6. Полагают, что с расселением на Земле растительности, развитием почвенного покрова в пределах поверхностного слоя суши стали удерживаться разнообразные и важные для живых организмов химические соединения (азот, фосфор, калий и др.), в результате поступление их в Мировой океан сократилось. С этим связывают некоторое сокращение биомассы в его водах.

7. Окислительную стадию развития биогенных ландшафтов, занимающую интервал от 1300 до 400 млн. лет (средний рифей — силур), сменила окислительно-восстановительная стадия, охватывающая последние 400 млн. лет (девон — ныне). В девоне впервые получили развитие лесные болота; в карбоне огромные массы разлагающихся растений приводили к окислению почвенных растворов и формированию бокситов, каолиновых глин, остаточных железных руд и кварцевых песков.

ВАЖНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ (ГЕРЦИНСКОЙ) ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

С верхнепалеозойскими осадочными толщами, среди которых широко развиты континентальные, лагунные и озерные, генетически связаны важнейшие месторождения топливно-энергетического сырья: нефти и газа, угля, урана, железных и алюминиевых руд, калийных солей, фосфоритов (рис. 30).

Месторождения нефти и газа приурочены к платформенным областям; нефтегазоносными обычно бывают древние прибрежно-морские отложения.

В СССР одна из наиболее крупных — Волго-Уральская нефтегазоносная провинция (девон — карбон), занимающая восточную часть Русской плиты и Предуральский краевой прогиб. 1/3 из известных в СССР нефтегазоносных месторождений размещается в ней. Это Туймазы-Ромашкинский нефтегазоносный район, приуроченный к Татарскому сводовому поднятию, Оренбургское и Арланское (район Нижнекамска) газовые месторождения, Бавлинское, Ярино-Каменоложское, Кенгопское и другие месторождения нефти.

Позднепалеозойский возраст имеют месторождения Тимано-Печорской нефтегазоносной области (газовое Вуктыльское и нефтяные Западно-Тыбукское и Пашнинское) и Днепровско-Донецкой впадины (нефтяное Роменское, газовое Шебелинское и др.).

Среди зарубежных стран крупные запасы нефти и газа верхнепалеозойского возраста сосредоточены в США, в основном в каменноугольных отложениях (по стратиграфической схеме США — миссисипская и пенсильванская системы) в пределах Мидконтинента — в западных, центральных и восточных районах Северо-Американской платформы. Провинцией преимущественного распространения верхнепалеозойских нефтегазоносных толщ является Преаппалачский краевой прогиб.

В Канаде позднепалеозойский нефтеносный бассейн находится между Кордильерами и Канадским щитом. Примерно половина нефти здесь девонского возраста. Среди месторождений известны уникальные нефтяное Атабаска и газовое Джамнинг-Паунд-Тернер-Валли.

Для позднего палеозоя характерны особенно благоприятные условия для накопления угольных залежей. Возраст преобладающей части угольных залежей — карбон и пермь; девонские месторождения редки, они обычно небольшие и качество углей в них невысокое (псилофитовые угли). К девонским месторождениям относятся залежи углей в Барзасе (СССР, Кузбасс), на острове Медвежьем и в пределах Великобритании. Бассейнами карбонового возраста в СССР являются Донецкий, Подмосковный, Карагандинский, Львовско-Волинский, Экибастузский; в Китае, в провинции Шаньси, — Датунский; в Западной Европе бассейны «угольного канала Европы» — Рурский, Аахенский, Сарарский в ФРГ, Йоркширский, Южно-Уэльский, Дурнам-Нортемберлендский, Шотландский в Великобритании, Северо-Французский, Бельгийский, Астурийский. В США угольные бассейны карбонового возраста — Аппалачский и Пенсильванский.

В СССР пермо-карбоновый возраст имеют Кузбасс, Минусинский и Тунгусский бассейны; в перми образовались Печорский и Таймырский бассейны.

На Гондване в перми происходило угленакпление в пределах Индии, Австралии (Новый Южный Уэльс), Антарктиде.

П. И. Степанов (1937), изучая закономерности угленакпления и размещения угольных залежей на материках, выделил пояса и узлы угленакпления. Пояса угленакпления — это районы наиболее обильного накопления угля, они совпадают с положением зон гумидного климата. Внутри этих поясов он выделил узлы — наиболее угленасыщенные площади, совпадающие с размещением наиболее активных тектонических структур — обычно предгорных или межгорных впадин, а также синеклиз внутри платформ. Богатая растительность позднего палеозоя и благоприятный тектонический режим способствовали мощному угленакплению: густые леса, росшие на морских побережьях, отмирая, давали богатую растительную массу, которая при опусканиях суши захоронялась.

Урановые руды среди верхнепалеозойских отложений известны в США, где приурочены к битуминозным сланцам, камен-

ным углям и фосфоритам. Крупные запасы известны в пермской фосфоритовой формации Кордильер, широко распространенной в штатах Айдахо, Монтана, Вайоминг, Юта. Большие запасы урана обнаружены в углях Пенсильванского бассейна.

Месторождения железных руд позднего палеозоя представлены в основном магматогенными образованиями. В Тагило-Кушвинском районе Урала находится Качканарское месторождение, а также почти выработанные, но имеющие историческую ценность Высокогорское и Гороблагодатское; в Магнитогорском районе — месторождение горы Магнитной. В Казахстане известны магнетитовые руды Кустанайского железорудного бассейна, в состав которого входят Соколовское, Сарбайское и Качарское месторождения. Южнее Караганды расположено крупное Караджальское месторождение.

В зарубежных странах месторождения позднепалеозойских железных руд имеют ограниченное распространение. Они известны в герцинидах Западной Европы: ФРГ (Зальцгиттер, Пейне), Великобритании (Фрондгем, Нортгемптон), Австрии (Эрцберг). Известно крупное месторождение в Алжире (Гара-Джебиле).

Сверхпалеозойскими гранитоидами связаны месторождения вольфрама и молибдена. В СССР это месторождения Казахстана и Средней Азии, в зарубежных странах — в Португалии и Испании (Панашкейра), Австралии (Кинг-Айленд).

В девоне образовались бокситовые месторождения Урала. К ним относится месторождение Красная Шапочка (у Северо-Уральска), Южно-Уральское. В конце девона — начале карбона образовались бокситы Тихвинского и Северо-Онежского месторождений. В Китае среди месторождений бокситов выделяется Цзыбо (в низовье реки Хуанхэ).

Медные руды позднего палеозоя в СССР известны на Урале (Блявинское, Сибаяевское, Дегтярское, Гайское), в Казахстане и Средней Азии. Широко распространены медистые песчаники лагунно-континентального и морского происхождения, к которым относится Джезказганское месторождение. Крупные месторождения медистых песчаников известны в Польше (меднорудный район Глогув — Болеславец — Любин, расположенный в Предсудетской области), ГДР (месторождения Мансфельдское и Зангерхаузенское). В капиталистических странах колчеданные месторождения известны в пределах западноевропейских герцинид, где оруденение связано с герцинским гранитным магматизмом: в Испании (уникальное месторождение Рио-Тинто у города Севильи, разрабатываемое уже более 3000 лет), в Великобритании (Корнуэлл).

Свинцово-цинковое оруденение позднего палеозоя в СССР известно в Рудном Алтае, Средней Азии, в Казахстане. Все месторождения приурочены к разломам и связаны с гидротермальной деятельностью. В капиталистических странах полиметаллические руды размещены на территории Западной Европы в ФРГ (Обер-

гарц, Мегген, Мехерних), Италии (Монтевеккьо и Монтепони), в Северной Америке в США (Три-Стэйт, свинцовый пояс Юго-Восточного Миссури, рудный район верхней Миссисипи), Канаде.

С гидротермальными процессами также связано и формирование оловорудных, ртутных и сурьмяных месторождений. В СССР известны ртутные месторождения в Донбассе (Никитовское) и Киргизии (Хайдаркен). В Киргизии находится также месторождение сурьмы. К позднему палеозою относится и самое крупное в мире ртутное месторождение Испании — Альмаден, разрабатываемое на протяжении 2 тыс. лет.

Месторождения золота позднего палеозоя в СССР известны на Урале.

В странах капиталистического мира золоторудные районы этого возраста есть в США (Аппалачский рудный пояс), Австралии (у Мельбурна, на побережье Кораллового моря).

В верхнепалеозойских толщах сосредоточены и основные мировые запасы калийных солей. Основная часть их запасов в СССР размещена в Верхнекамском соленосном бассейне, а также в Белоруссии (Старобинское месторождение). В ГДР находятся уникальные пермские Стасфуртское месторождение и бассейн Верра-Фульда (на территории ГДР и ФРГ). Большая часть калийных солей капиталистических и развивающихся стран сосредоточена в Канаде, в крупнейшем Саскачеванском калиеносном бассейне.

В СССР позднепалеозойский возраст имеет крупный апатиторудный район — Хибинский. Руды здесь связаны со щелочными интрузивными породами, сформировавшимися в герцинском тектогенезе. На территории западных штатов США, в Скалистых горах расположен фосфоритоносный бассейн. Важнейшие месторождения плавикового шпата, или флюорита, находятся в США и Западной Европе. В США известна крупнейшая в мире флюоритовая провинция — рудный район долины Миссисипи. Здесь находятся единственные в капиталистическом мире три крупных месторождения флюорита (Розиклэр, Кейв-ин-Рок и в устье реки Огайо).

Из 7 крупных графитовых месторождений мира 2 позднепалеозойские, они находятся на территории СССР: Курейское (у Туруханска), Ногинское (в низовье Нижней Тунгуски). Они образовались в результате метаморфизма пермских углей Тунгусского бассейна в контакте с интрузиями габбро-долеритов.

Глава X. МЕЗОЗОЙ

Мезозой (продолжительность около 165 млн. лет) охватывает три периода (табл. 13).

В 1834 г. в Германии три толщи — раковинный известняк, пестрый песчаник и кейпер (мергель) — были объединены италья-

Геохронология мезозоя

Период (система)	Эпоха (отдел)
Меловой (меловая)	Поздняя (верхний) Ранняя (нижний)
Юрский (юрская)	Поздняя, или малым (верхний) Средняя, или доггер (средний) Ранняя, или лейас (нижний)
Триасовый (триасовая)	Поздняя (верхний) Средняя (средний) Ранняя (нижний)

янским геологом Ф. Альберти в триасовую, т. е. тройную, систему.

В 1829 г. в Юрских горах в Швейцарии выделена юрская система, детальное расчленение которой было дано позже (1839).

С давних пор на севере Западной Европы были известны залежи белого писчего мела. Изучение фаунистических комплексов отложений мела и других пород, залегающих в непосредственной близости с меловыми образованиями, позволило в 1822 г. в Парижском бассейне выделить меловую систему. Современная стратиграфическая схема меловой системы предложена в 1842 г.

В основу стратиграфического расчленения мезозойских отложений в основном взяты аммониты, в меньшей степени для триаса и мела — двустворчатые моллюски, а для некоторых ярусов верхнего мела — белемниты.

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

К началу триаса завершилось формирование герцинских структур. В результате оформился суперконтинент Лавразия, который с этого времени составлял вместе с Гондваной единую континентальную массу — Пангею. Завершилось развитие Урало-Монгольского и Северо-Атлантического геосинклинальных поясов. Тектонические движения в геосинклинальных областях сопровождались разломами и базальтовым магматизмом на древних платформах. Так, на Сибирской платформе шли конечные этапы траппового магматизма, начавшегося еще в перми. Трапповый магматизм Южно-Американской, Африканской, Индостанской и Антарктической платформ начался с конца триаса и закончился в раннем мелу. Между Лавразией и Гондваной на месте Палеотетиса сохранялись еще прерывистые участки мелкого моря: по сухопутным «мостам» между материками происходила

миграция животных. Когда образовалась Лавразия и соединилась с Гондваной (пермь), последняя вступила в стадию распада: в позднем карбоне — ранней перми здесь заложилась система континентальных рифтов, в перми постепенно формировался Мозамбикский пролив. К началу мезозоя на Земле был один океан — Палеотихий, по окраинам которого размещались Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский геосинклинальные пояса.

Развитие геосинклинальных областей

Среди геосинклинальных областей выделяют две группы: эпикиммерийские складчатые области и альпийские (и современные) геосинклинальные области.

К эпикиммерийским складчатым областям в пределах Западно-Тихоокеанского пояса относят Верхояно-Чукотскую область, в пределах Восточно-Тихоокеанского пояса — Кордильерскую область, в пределах Средиземноморского пояса — Центральную и Юго-Восточную Азию.

Верхояно-Чукотская геосинклинальная область, как и в позднем палеозое, состояла из Верхояно-Колымской и Новосибирско (Анюйско)-Чукотской зон прогибания, протягивавшихся между Сибирской платформой и Колымским срединным массивом. В триасо-среднеюрское время в этих зонах накапливались мощные толщи обломочных, песчано-глинистых осадков (до 5 км). В поздней юре произошло складко-, а затем и горообразование в Верхояно-Чукотской области (табл. 14), сопровождаемое мощным гранитоидным магматизмом, с которым связаны месторождения золота, олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка. В

Таблица 14

Важнейшие фазы киммерийской эпохи складчатости

Фазы складчатости	Созданные структуры
Ларамийская (конец мела — начало палеогена)	Внегеосинклинальный орогенез в Скалистых горах
Австрийская (конец раннего мела — начало позднего мела)	Первые поднятия в альпийских структурах Западной Европы
Невадийская, верхоянская, или позднекиммерийская (конец поздней юры)	Горообразование в Верхояно-Чукотской области, в Кордильерах, в Южном Памире и Южном Тибете
Донецкая (середины ранней юры)	Донбасс, Крым
Древнекиммерийская, или индосинийская (конец триаса)	Горообразование в Индокитае

это же время заложился Предверхоанский краевой прогиб с угленосными и нефтеносными молассами.

В позднем мелу Верхояно-Чукотская область была относительно стабильна.

Кордильерская область с палеозоя подразделялась на три зоны: 1) миогеосинклиналь на территории современных Скалистых гор; 2) эвгеосинклиналь современных Западных Кордильер; 3) Центральнокордильерскую геоантиклиналь, разделяющую оба прогиба.

В эвгеосинклинальной зоне в триасе и до середины поздней юры шло накопление в основном обломочных и вулканогенных пород (до 8 км); в самом конце поздней юры (невадийская фаза) произошло мощное горообразование, создавшее в Сьерра-Неваде, а также в Центральнокордильерской геоантиклинали и других районах складки, наклоненные на запад, в сторону Тихого океана.

В результате горообразования уже западнее в поздней юре образовался новый эвгеосинклинальный Калифорнийский прогиб (юрско-меловые толщи в нем составляют около 15 км). Складчатость в Кордильерах сопровождалась мощными внедрениями гранитной магмы, образовавшими меридиональную полосу батолитов позднеюрско-раннемелового времени. С ними генетически связаны крупнейшие месторождения золота, полиметаллов и урана Кордильер и Аляски. Воздымание эвгеосинклинали и Центральнокордильерской геоантиклинали захватило и западную часть миогеосинклинали. Поднятие Скалистых гор привело к смещению миогеосинклинальной зоны на восток и заложению раннемеловых краевых прогибов вдоль восточных предгорий Скалистых гор.

Внутри горной области (например, на Аляске, в Канаде) сформировались межгорные впадины. Спустя приблизительно 80 млн. лет после эпигеосинклинального горообразования, в невадийскую фазу — в позднем мелу и раннем палеогене (ларамийская фаза), в Кордильерах проявилось вторичное, глыбовое или сводово-глыбовое горообразование резонансного генезиса (Ю. М. Пущаровский). Скалистые горы в зоне краевых прогибов надвинулись на Северо-Американскую платформу. В этом районе проявился довольно сильный вулканизм. В Восточных Скалистых горах перед внегеосинклинальными глыбовыми поднятиями возникла система глубоких впадин (Уинд-Ривер, Грип-Ривер и др.) с мощностью осадков до 10 км.

Развитие области Центральной и Юго-Восточной Азии (Юго-Восточный Памир, Каракорум, Южный Тибет, Малакка, Северный Вьетнам) в триасе носило характер, унаследованный с палеозоя: в геосинклинальных прогибах накапливались терригенные породы, карбонаты (рифогенные) и вулканогенные толщи.

В индокитайской части области триасовые толщи были смяты в складки в древнекиммерийскую или индосинийскую фазу; верх-

нетриасовые и юрские породы — уже молассовые отложения, выполняющие межгорные впадины.

Геосинклинальное погружение южнотибетской и южноамериканской частей области происходило и в юре; лишь в поздней юре и раннем мелу появились красноцветные молассы, свидетельствующие об орогенном этапе позднекиммерийской фазы. Комплекс геосинклинальных отложений всюду прорван гранитными интрузиями.

К альпийским (и современным) геосинклинальным областям в пределах Западно-Тихоокеанского пояса относят Восточно-Азиатскую область, в Восточно-Тихоокеанском поясе — Андийскую область, в Средиземноморском поясе — Альпийско-Гималайскую и Индонезийскую области.

В конце раннего мела — палеогене на границе Верхояно-Чукотской и Восточно-Азиатской областей проявился сильный вулканизм, создавший Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, который протянулся от Чукотки до Восточного Китая.

Развитие Андийской области в мезозое во многом напоминает историю Кордильерской. До позднего триаса Анды в результате герцинских движений были сушей (за исключением западной части Колумбийских Анд). Во впадинах накапливались континентальные молассы и наземно-вулканогенные породы. В Перу, Боливии и Чили образовывались интрузии гранитов. В позднем триасе пенепленизированная территория погрузилась, начался мезозойско-кайнозойский этап геосинклинального развития Анд, прерываемый поднятиями в невадийскую и ларамийскую фазы.

Очень сложным является развитие в мезозое Альпийско-Гималайской области (Южная Европа, Северная Африка, Малая Азия, Гималаи). В западной части этой области выделяют три зоны: 1) эвгеосинклинальную (Альпы, Апеннины, Динариды, Тавр и Понтийские горы, Малый Кавказ), возникшую на океанической коре, 2) северную миогеосинклиналь (Пиренеи, Северные Альпы, Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ, Большой Балхан, Копетдаг), 3) южную миогеосинклиналь (Северный Атлас, Южные Альпы, побережье Адриатического и Ионического морей, Прибрежный Тавр, Загрос).

Геосинклинальные прогибы (Альпы, Большой и Малый Кавказ и др.) разделяли срединные массивы Сербско-Македонский, Родопский, Закавказский, Центральной Анатолии, Ирана и др., развившиеся в мезозое как платформы. Местами в разрезах геосинклиналей залегают мощные отложения перми — карбона, а на их размытой поверхности с угловым несогласием — триасовые карбонатные, терригенные и вулканогенные породы (до 3,5 км), свидетельствующие об обновлении опускания бассейнов в это время. В юре возникла серия прогибов, заполняемых терригенно-карбонатной толщей. В середине мела произошли поднятия осевой зоны Альп (австрийская фаза).

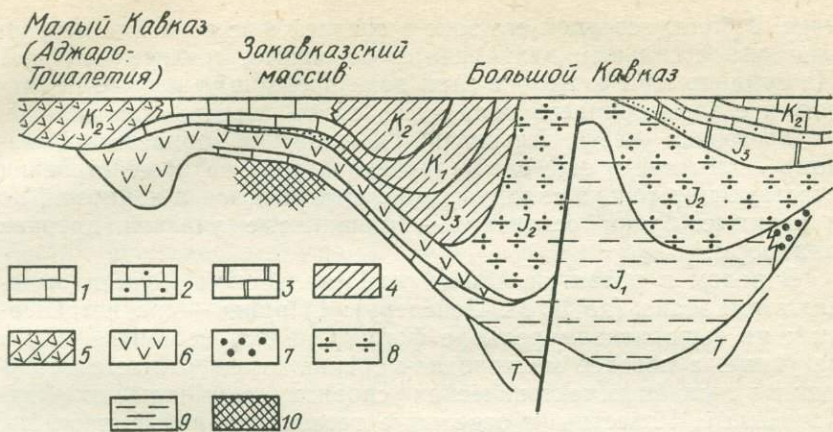


Рис. 40. Схема взаимоотношений прогибов на Кавказе:

1 — известняковые толщи; 2 — известняково-песчаные толщи; 3 — известняково-доломитовые толщи; 4 — карбонатный и терригенный флиш; 5 — флиш с эффузивами; 6 — андезитовые и базальтовые порфиры; 7 — континентальные отложения (угленосные); 8 — песчаники и аргиллиты; 9 — глинистые сланцы; 10 — комплекс основания

В Восточных Карпатах на протяжении триаса — юры отлагались маломощные карбонатные толщи платформенного типа и только в конце юры заложился геосинклиальный прогиб, в котором в мелу накапливалась флишевая толща.

С раннего мезозоя Закавказский срединный массив разделял Кавказ на северный прогиб (Крым, Большой Кавказ) и южный (Малый Кавказ) (рис. 40). В пределах Большого Кавказа в раннем и среднем триасе формировались вначале конгломераты, затем мощная известковая толща (900 м), в конце среднего — позднем триасе — глинистые породы и рифовые известняки. Полагают, что сам прогиб Большого Кавказа, а также Горного Крыма заложился в конце среднего триаса. Развитие его продолжалось и в раннеюрское время, когда происходило накопление очень мощной глинистой толщи, в которой известны и вулканогенные прослои. В средней юре в центральной части современного Большого Кавказа образовалось геоантиклинальное поднятие, севернее которого накапливались песчано-глинистые породы, а южнее — лавы, кислые и основные. В конце средней юры произошло укрупнение геоантиклинали, складко- и горообразование в Горном Крыму. Позднее осадконакопление шло уже совершенно обособленно: в южной части Большого Кавказа в поздней юре и мелу накапливался карбонатный и терригенный флиш (до 5 км), в северной (более пологий прогиб) — карбонаты (более 1 км). Последние севернее перекрывают Скифско-Туранскую плиту.

Основной геосинклиальный прогиб Малого Кавказа — Севано-Акеранский — развивался с раннего мезозоя на океанической

коре. В более северной его зоне в средней юре возникла островная дуга с сильным вулканизмом основного, среднего состава. На границе юры и мела в этой зоне произошли первые поднятия, а с конца раннего мела здесь снова началось прогибание.

Восточная часть Альпийско-Гималайской области (Гималаи) — сложная и еще слабо изученная система. В ее строении участвуют не только складчатые породы мезозоя и кайнозоя, но и крупные блоки основания — приподнятые участки древних платформ.

В целом в развитии Альпийско-Гималайской области выделяют три этапа (по В. М. Цейслеру): 1) ранне — среднетриасовый; на выровненном рельефе формировались наземные, затем лагунные, а позднее мелководно-морские толщи, свидетельствующие о спокойных тектонических условиях, напоминающих платформенные. Известны и отдельные геосинклинальные прогибы; 2) конец среднего триаса — средняя юра; заложение геосинклинальных прогибов (Большого Кавказа, Горного Крыма, Малого Кавказа, Альп и т. д.). В поздней юре (невадийская фаза) произошли складкообразование и поднятия, сопровождаемые гранитным магматизмом (особенно характерно для восточных ветвей области); 3) на границе раннего и позднего мела произошла резкая дифференциация движений коры с заложением «поздних» геосинклинальных прогибов в основном за счет дробления срединных массивов и участков эпигерцинских плит (Малый Кавказ, Восточные Карпаты, Восточные Альпы, Иран, Афганистан и др.). В прогибах накапливались карбонатный и терригенный флиш в раннем мелу, карбонатный и туфогенный — в позднем. В конце мела — начале палеогена произошло общее поднятие, сопровождаемое формированием гранитоидов.

В Индонезийской области геосинклинальное развитие продолжалось в мезозое, а в послемезозойское время оно завершилось созданием островных дуг.

Таким образом, большая часть областей Средиземноморского пояса с начала мезозоя развивались как типичные геосинклинали, большинство их закладывалось на океанической коре. Однако некоторые из геосинклинальных областей и систем размещающиеся в северной части, сформировались за счет дробления эпигерцинской плиты.

Развитие молодых (эпипалеозойских) платформ

В Средиземноморском поясе в мезозое известны следующие молодые платформы: Скифско-Туранская (Добруджа, Равнинный Крым, Предкавказье, Каракумы, Афгано-Таджикская впадина), Западно-Европейская (территория Польши, ГДР, ФРГ, Голландии, Бельгии, Франции, юга Великобритании), Иберийская (часть Пиренейского полуострова), Северо-Африканская

(Марокко, Алжир, Тунис), Северо-Памиро-Куньлуньская (Северный Памир, Гиндукуш, Куньлунь, Наньшань).

В пределах Скифско-Туранской плиты триасовые отложения входят в состав фундамента. В юре начал образовываться чехол, представленный в нижней части песчано-глинистыми, часто угленосными отложениями континентального, выше морского происхождения, а затем (верхняя юра) морскими известняками, соленосными и красноцветными лагунными толщами. Раннемеловая трансгрессия привела к образованию во многих районах песчано-глинисто-известняковой толщи. В позднем мелу происходила самая крупная трансгрессия. На западе платформы отлагались мелоподобные известняки, в Туркмении и Узбекистане — глинисто-известняковая толща. Эти породы образовывались в условиях открытого бассейна, через который происходило соединение Арктического океана с океаном Тетис (через Тургайские ворота).

Западно-Европейская эпигерцинская платформа имеет более сложное строение и историю развития. Здесь выделяют плитные участки — синеклизы, именуемые иногда бассейнами: Аквитанская на юго-западе Франции, Англо-Парижская (Северо-Французская низменность и юг Великобритании), Северо-Германская, Южно-Германская, или Швабская, Иберийская (рис. 41). Эти впадины разделены массивами Каледонским, Армориканским, Центральным, Рейнских Сланцевых гор, Шварцвальда, Вогец и Богемским (Чешским). Массивы являются внегеосинклинальными глыбовыми поднятиями. В течение мезозоя это были приподнятые участки, с которых осуществлялся снос материала. В раннем триасе Западная Европа была сухой, на которой накапливались пестроцветные континентальные осадки (пестрый песчаник) с пластами соли до 600—700 м. В этих континентальных осадках известны остатки двоякодышащих рыб, зверообразных рептилий. Отложения среднего триаса слагают мелководные

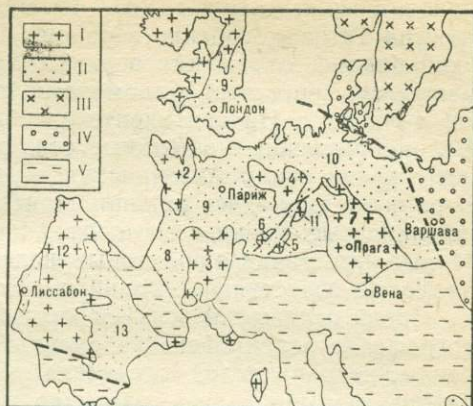


Рис. 41. Тектоническая схема Западно-Европейской эпипалеозойской платформы (по В. М. Цейслеру с изменениями):

I — выступы основания; II — впадины; III — выступы основания древней платформы; IV — плита древней платформы; V — Альпийская геосинклинальная область.

Выступы: 1 — Каледонский массив; 2 — Армориканский массив; 3 — Центральный массив; 4 — массив Рейнских Сланцевых гор; 5 — массив Шварцвальд; 6 — массив Вогец; 7 — Богемский (Чешский) массив; 12 — Мезетский массив. Впадины: 8 — Аквитанская, 9 — Англо-Парижская, 10 — Северо-Германская, 11 — Швабская, 13 — Иберийская.

раковинные известняки (200—400 м), свидетельствующие о трансгрессии Тетиса, особенно в районы Швабской и Северо-Германской впадин; отложения верхнего триаса представлены пестроцветными мергелями, доломитами, песчано-глинистыми породами и гипсами. На континенте преобладают лагунные породы, в Великобритании — пустынные осадки. В юрское время центром погружения стали Аквитанская и Англо-Парижская впадины. В раннюю юру здесь накапливались в основном морские песчано-глинистые толщи с аммонитами; в среднюю — пески, органические известняки и оолитовые железные руды; в позднюю — коралловые известняки и глинистые отложения с аммонитами.

Среди отложений верхней юры пользуются известностью литографские золенгофенские сланцы (ФРГ) с остатками первоптицы, птеродактилей, отпечатками насекомых. Золенгофенские сланцы формировались, очевидно, в очень спокойных водах во внутреннем водоеме древнего атолла. В меловом периоде на территории Западно-Европейской платформы образовались вначале континентальные песчано-глинистые толщи, в озерных фациях которых известны остатки пресноводных рыб, плезиозавров, игуаноносов. Выше размещаются морские глины с аммонитами. В позднем мелу произошло усиление опусканий территории. В море накапливались песчаники, мергели, белый песчистый мел и мелоподобные известняки (1,5 км). В конце мела море отступило с территории Западной Европы.

Большая часть Урало-Монгольского пояса в мезозое представляла молодую платформу с гетерогенным основанием, в пределах которой выделялись автономно активизированные структуры Урала, Среднеазиатско-Южно-Сибирского горного пояса (Казахское нагорье, Тянь-Шань, Алтай, Монгольский Алтай, Западный Саян, Восточный Саян, Енисейский кряж, Байкальская горная страна, Яблоновый и Становой хребты, Монголо-Охотская область, Сихотэ-Алинь, Большой и Малый Хинган). В пределах этого горного пояса мезозойские отложения накапливались в основном в изолированных впадинах (Карагандинская, Кузнецкая, Минусинская, Нарынская, Тувинская, Иссык-Кульская, Ферганская, Внутренней Монголии и Северного Китая). Рядом с эпиплатформенными поднятиями Урала и Среднеазиатско-Южно-Сибирского горного пояса размещались плиты молодых платформ: Тимано-Печорской, Западно-Сибирской, Северо-Туранской, Тургайской. Континентальные обломочные отложения триаса на этих плитах накапливались в грабенах. Грабенообразование сопровождалось излияниями основных лав — траппов. В грабенах формировались также угленосные толщи (Челябинский бассейн), смятые в складки в предюрское время. В средней юре начал формироваться чехол всех молодых платформ. В это же время заложились основные впадины Среднеазиатско-Южно-Сибирского горного пояса. Средняя юра всюду на платформах представлена континентальными угленосными толщами

(лимническое угленакопление) и лишь на севере Западной Сибири известны трансгрессивные морские породы (их мощность 500 м), образовавшиеся здесь в огромном морском заливе Арктического океана. В поздней юре залив увеличился, в нем отлагались обломочные породы с прослоями известняков. В раннем мелу здесь образовались песчано-глинистые отложения (рис. 42), а на Северо-Туранской плите красноцветные континентальные породы; эти же красноцветы распространены и во внутренних впадинах среднеазиатско-южносибирских горных сооружений.

Верхнемеловые морские осадки, представленные песчано-глинисто-мергелистой толщей (2 км), известны на территории Западно-Сибирской, Тургайской, Северо-Туранской плит. Это самая крупная из мезозойских трансгрессий, известная в пределах Урало-Монгольского пояса. Через Тургай море соединялось с морем на Восточно-Европейской платформе и с океаном Тетис. В морском бассейне на территории Западной Сибири в позднем мелу и раннем палеогене формировались крупные оолитовые залежи Западно-Сибирского железорудного бассейна (Аятского и Лисаковского месторождений). С юрско-меловыми толщами связана нефтегазоносность Западно-Сибирской, Северо-Туранской и Скифско-Туранской эпигерцидских плит.

К особому типу приразломных узких впадин относят мезозойские впадины Забайкалья, заполненные обломочным и вулканическим материалом юрско-раннемелового возраста. Мезозойские отложения в этих впадинах часто прорваны гранитными интрузиями, формирование которых надо, очевидно, связывать с развитием Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса.

В пределах Атлантического геосинклинального пояса платформенный режим установился уже в позднем палеозое. В мезозое продолжалось формирование платформенного чехла (Шпицберген, Великобритания, Восточная Гренландия, Аппалачи), мощность которого в отдельных местах достигает 1 км (например, триасовые грабены Аппалачей). В Мексикано-Аппалачской области он сложен терригенно-карбонатной толщей (триасо-юрские соленосные отложения Северной Америки, меловые нефте-

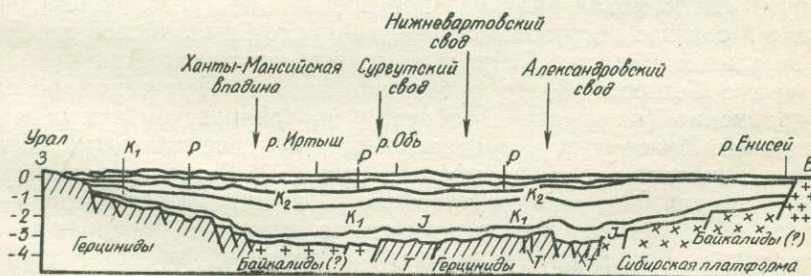


Рис. 42. Схема строения Западно-Сибирской плиты

газоносные породы Техаса). Морские породы известны здесь только начиная с мела. Полагают, что этот факт вместе с другими данными подтверждает заложение рифтогенным путем северной части Атлантического океана именно в первой половине мезозоя (в триасе или юре). А в меловом периоде океан уже существовал — накапливались меловые толщи. В результате этого Лавразия разделилась на Евразию и Северную Америку.

В пределах Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса выделяют эпипалеозойские платформы, чехол которых формировался в самом конце палеозоя или в мезозое (Восточно-Австралийская с каледоно-герцинским основанием и Катазийская с каледонским основанием в Юго-Восточном Китае). На Катазийской молодой платформе чехол формировался в триасе, но уже в юре и мелу здесь происходят глыбовые поднятия — внегеосинклинальный орогенез, проявившийся в форме резонансных поднятий в связи с мезозойским геосинклинальным горообразованием во внутренних зонах Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса. Эти внегеосинклинальные поднятия сопровождалось мощным гранитным магматизмом и территория молодой платформы стала частью Восточно-Азиатского вулканогенного пояса.

Развитие древних платформ

Оно связано уже не только с окружающими материк геосинклинальными областями, как это было в палеозое, но и с эволюцией эпигеосинклинальных складчатых сооружений и молодых платформ, нарастивших материковые глыбы.

Восточно-Европейская платформа в триасе представляла собой в основном сушу (поднятие началось еще в перми), на которой отлагались пестроцветные песчано-глинистые толщи, протягивающиеся полосой от северного Подмосковья до Тиманского края (Московская синеклиза), в Прибалтике (Польско-Литовская синеклиза), в Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинах. В последней известны морские пачки нижнего и среднего триаса. В юрском периоде южные и западные районы платформы испытывали значительное прогибание (резонансный эффект в связи с погружениями в Альпийско-Гималайской геосинклинальной области). Широкий прогиб связывал Арктический океан с Тетисом. В это время заложилась Причерноморская, Украинская (на месте Донбасса) и Ульяновско-Саратовская впадины. Нижняя юра, представленная континентальными породами, известна на юге платформы (рис. 43). В среднюю юру море уже занимало весь юг платформы до широты Ульяновска — здесь образовались песчано-глинистые породы с прослоями известняков. Верхнеюрские морские отложения, представленные темными глинами с залежами желваковых фосфоритов, известны на всей Русской плите. Они образовались в огромном эпиконти-

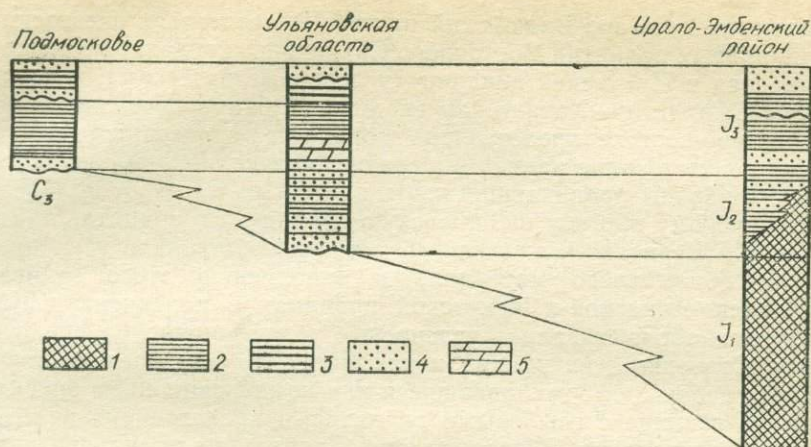


Рис. 43. Юрские отложения Восточно-Европейской платформы
(по Н. М. Страхову):

1 — континентальные породы (в Урало-Эмбенском районе угленосны); 2 — морские глины; 3 — горючие сланцы (с морской фауной); 4 — морские пески; 5 — мергели

нентальном море, соединявшем бореальный Арктический океан с тропическим Тетисом.

В раннем мелу после незначительной регрессии в конце юры проявилась трансгрессия. Нижнемеловая песчано-глинистая толща с желваковыми фосфоритами и богатой фауной аммонитов известна в Поволжье, в Подмосковье, в низовье Печоры, в Прикаспии. В позднем мелу море локализовалось на юге платформы, заняв территорию от Карпат до Эмбы, а на севере — до широты Москвы. Здесь образовались карбонатные толщи — мелоподобные известняки, белый писчий мел с белемнитами, аммонитами, иноцерамами, фосфориты. В позднем мелу вновь ненадолго соединились океаны Арктический и Тетис. В самом конце позднего мела площадь моря сильно сократилась, оно занимало лишь современные Поволжье и Украину.

Сибирская платформа в мезозое представляла собой сушу, поэтому здесь накапливались в основном континентальные осадки. Лишь в северной и северо-восточной частях вблизи развивавшейся в то время Верхояно-Чукотской геосинклинальной области известны морские толщи. В раннем и среднем триасе происходили движения по глубинным разломам и извержение по ним базальтовой магмы. В местах пересечений разломов разных направлений формировались кимберлитовые трубки. В это время продолжалось формирование Тунгусского бассейна.

В юрско-меловое время на востоке платформы образовались Предверхоаянский краевой прогиб в предгорье Верхоянского хребта, Вилюйская синеклиза (низовье Вилюя) и внутриплат-

форменный Ангаро-Вилуйский прогиб. В предгорьях внегеосинклинальных поднятий Восточного Саяна формировались Канско-Ачинская и Иркутская впадины (угленосные бассейны), в предгорье Бырранга — Хатангская впадина. Нижняя и средняя юра на северо-востоке представлена морскими терригенными породами; здесь в конце ранней и в среднеюрскую эпоху образовался морской залив, проникавший почти на 1,5 тыс. км на юг по Предверхоанскому прогибу в Вилуйскую впадину. Но поднятие платформы и Верхояно-Чукотской области способствовало усилению сноса обломочного материала и заполнению этого залива. В Канско-Ачинской и Иркутской впадинах в континентальных условиях образовывались угленосные толщи нижней и средней юры. Строение этих впадин показывает, что они представляют собой грабены, сформировавшиеся как компенсационные опускания на границе с глыбовыми поднятиями прилегающих внегеосинклинальных гор. В поздней юре — раннем мелу сильное прогибание и накопление осадков происходило в Предверхоанском краевом прогибе.

Северо-Американская платформа в мезозое была сушей. Опускания известны лишь в западной части, прилегающей к Кордильерам. В триасе накопление осадочной толщи (переслаивание континентальных красноцветов с морскими терригенно-карбонатными и лагунными гипсоносными образованиями) происходило на юго-западе платформы, куда море проникало из Кордильерской геосинклинали. В юре накапливались примерно аналогичные породы, но в конце юры (невадийская фаза) формировались уже континентальные породы свиты Моррисон (мощность более 1 км). Они накапливались в предгорьях молодых гор. В них найдено большое количество костей ископаемых рептилий, в том числе и гигантских. В конце юры — мелу в предгорье Кордильер оформились широкие краевые прогибы. Они протянулись вдоль подножий Кордильер от современного Мексиканского залива до Аляски. По этим прогибам море с севера и юга проникало в область между Кордильерами и западной окраиной платформы. В середине мелового периода произошло смыкание этих заливов и между Тетисом и Арктическим бассейном возник крупный межконтинентальный пролив. В конце мела произошли поднятия платформы, связанные с внегеосинклинальными глыбовыми движениями Скалистых гор (ларамийская фаза), превращением восточных окраин бывших краевых прогибов в предгорные впадины областей внегеосинклинального орогенеза и накоплением в них угленосной и нефтегазоносной серии отложений, достигающей мощности 10 км. В породах этой серии известно большое количество костей последних динозавров.

Изучение отложений Гондваны показывает, что в триасе, как и в перми, на этом суперматерике накапливались в основном континентальные породы (местами угленосные сероцветные или золотые красноцветы). Известны и континентальные вулканиче-

ские образования — траппы в Южной Америке (впадины Параны, Паранаибы), Африке (впадина Карру и др.), Восточной Антарктиде. На Индостане продолжалось образование гондванской серии (верхний карбон — нижний мел), включающей континентальные осадочные и вулканогенные породы.

Морские осадки триаса известны на северо-западной окраине Мадагаскара и в Сомали, что свидетельствует о развитии Мозамбикского пролива и о том, что начавшийся еще в перми распад Гондваны продолжался и в триасе. Триасовые отложения морского происхождения на западе Австралии также свидетельствуют о начале отделения Австралии проливом от остальной части Гондваны. Для юрского времени характерно уже более широкое распространение морских отложений: на востоке Африки, Аравийском полуострове, где накапливались мощные толщи карбонатов, в западной части Австралии, на востоке Индостана. Все это свидетельствует о существовании уже в юре крупного бассейна на месте Индийского океана. Присутствие океанической коры позднеюрского возраста доказано бурением в океане между Австралией и Индией. Наиболее древняя кора, найденная вблизи Южной Африки, имеет раннемеловой возраст. В центральной части океана кора имеет палеогеновый возраст. Примерно в это же время заложилась и южная часть Атлантического океана, о чем свидетельствуют позднеюрские морские осадки близ берегов южной части Северной Америки и на островах Зеленого Мыса у берегов Северо-Западной Африки. Внутренняя зона Атлантики до Срединно-Атлантического хребта имеет меловой палеогеновый возраст, сам хребет — еще более молодое образование.

В позднем триасе образовалась и северная часть Атлантического океана (борта поздне триасовых рифтов, по которым произошло заложение океана, широко разошлись и теперь известны в Северных Аппалачах и на западе Северного Ледовитого океана, а также в Северном и Карском морях), разделившая Лавразию на Северо-Американскую и Евразийскую материковые глыбы и отделившая от них более мелкие блоки — Гренландию, Великобританию и т. д. Триасовые рифты, протянувшиеся из районов Западной Сибири в западную часть современного Северного Ледовитого океана, позволяют говорить о том, что западная часть этого океана образовалась в позднем триасе (окончательно она оформилась в кайнозое).

В меловом периоде Гондвана распалась, все южные платформы отделились друг от друга (с этого момента они развиваются автономно). Австралия отделилась от Антарктиды в самом конце мела — начале палеогена; Африка от Южной Америки — в середине мела. Морские отложения в мелу широко развиты на всех побережьях, ограничивающих молодые океаны: Бразилии и Западной Африки, Восточной Африки и Мадагаскара, Индии, Австралии. На платформах в мелу накапливались континен-

талые осадки в Южной Америке (впадины Амазонская, Паранаибы и Параны), Африке, Австралии (впадина Большого Артезианского Бассейна; здесь есть и морские осадки нижнего мела), Индии (Деканская впадина; здесь в конце мела — начале палеогена проявился трапповый базальтовый магматизм; мощность базальтов достигает 2 км, площадь их распространения — 500 тыс. км²).

В среднеюрско-раннемеловое время образовалась и сложная структура восточной и центральной частей Северного Ледовитого океана, представляющая область разрушения бывшего континента. Здесь распространены реликты древних континентальных структур, в частности хребет Ломоносова, а также новообразованные впадины («новые океаны») Бофорта, Толля и Макарова с субокеаническим или океаническим типом коры.

Киммерийская эпоха складчатости и горообразования. Ее результаты

В течение мезозоя проявились эпохи складчатости киммерийского тектонического цикла (название происходит от гипотетических гор Киммерид, расположенных в мезозое в пределах Восточного Крыма и Предкавказья). Для них были характерны мощные складчато- и горообразовательные процессы в пределах геосинклинальных поясов Западно-Тихоокеанского (Верхояно-Чукотская область), Восточно-Тихоокеанского (Кордильеры) и Средиземноморского (Крым, Мангышлак, Гималаи, Юго-Восточный Памир, Каракорум, Южный Тибет, полуостров Малакка, Северный Вьетнам). Индокитайская ветвь складчатых сооружений формировалась уже в древнекиммерийскую фазу. Все остальные перечисленные горно-складчатые области, включая и районы Средиземноморского пояса, образовались в невадийскую фазу. Формирование этих горно-складчатых областей сопровождалось мощным гранитоидным магматизмом, с которым связаны крупные залежи золота, серебра, вольфрама, молибдена, олова, сурьмы, свинцово-цинковых руд.

В мезозое территории байкальской, каледонской и герцинской складчатостей в послегерцинское время превратились в молодые платформы и стали преимущественно эпипалеозойскими молодыми платформами. Развитие их, как и древних, шло в два этапа: 1) заложение впадин типа грабенов и заполнение их осадочными и магматическими образованиями; 2) образование поднятий, подобных щитам древних платформ, и плит.

В мезозое особенно сильно проявился внегеосинклинальный орогенез, частью структур которого являются и рассмотренные нами выше поднятия Средней Азии, Южной Сибири, Западной Европы. Во многих районах (Западная Европа в позднем палеозое, Кордильеры и Верхояно-Чукотская области в мезозое и др.) внегеосинклинальный орогенез следовал сразу после создания

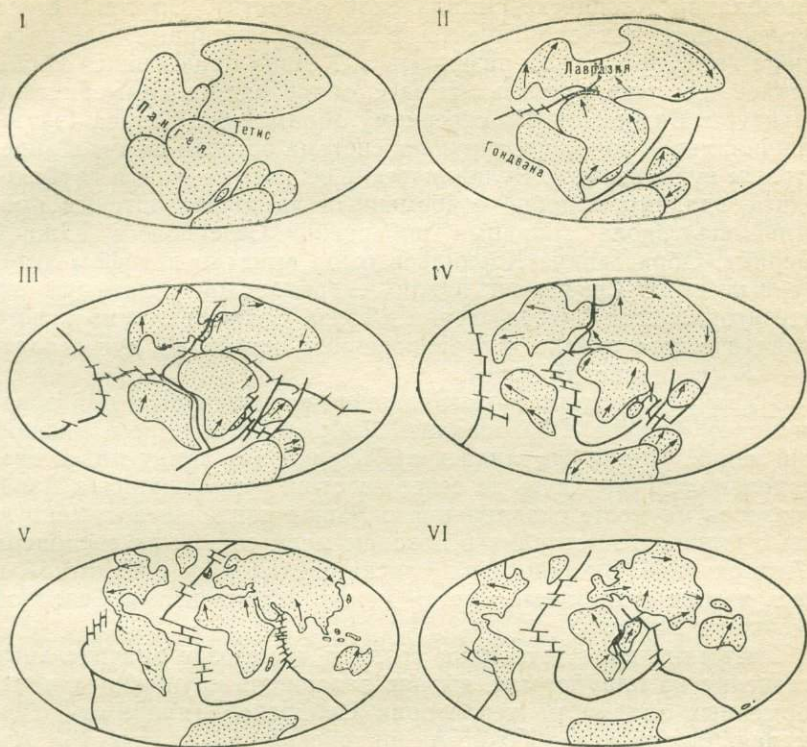


Рис. 44. Перемещение и развитие континентов в мезозое и кайнозое: I — средний триас (220 млн. лет назад); II — поздний триас (200 млн. лет назад); III — поздняя юра (145 млн. лет назад); IV — поздний мел (75 млн. лет назад); V — современное положение; VI — предположительно через 50 млн. лет

эпигеосинклиналичных структур, но до их разрушения и образования на их месте платформенного чехла молодой платформы.

В мезозое очень важное значение приобрели дизъюнктивные дислокации на платформах. Особенно интенсивно они проявились в триасе и мелу. Вероятно, уже в перми, а затем в триасе на Гондване, а в триасо-юрское время в пределах Лавразии формировались рифтовые зоны, которые привели к распаду Гондваны и Лавразии на отдельные материки и созданию молодых океанов Индийского, Атлантического и Арктического, или Северного Ледовитого.

Анализ географии размещения материков в мезозое показывает, что в триасе обстановка была сходной с позднепалеозойской. К этому времени «закрывается» океан Палеотетис (рис. 44), Китайская платформа «припаялась» к Евразии. В конце триаса «раскрывается» океан Тетис (образуется пояс офиолитовых

образований Альпийско-Гималайской области). Внутри Тетиса размещались микроконтиненты в форме срединных массивов. В юре Тетис продолжал развиваться. К Азии прицелился Индокитайский массив, в результате здесь образовались киммерийские структуры Индокитая. По северному обрамлению Тетиса (эвгеосинклиальная зона) протянулась система островных дуг с андезитовым вулканизмом. Вулканические островные дуги и глубоководные впадины подобно современным восточноазиатским протягивались вдоль западных побережий Северной и Южной Америки. Образование Кордильер было вызвано дрейфом литосферных плит Северо- и Южно-Американской платформ на андезитовый пояс Тихого океана в связи с «раскрытием» нового Атлантического океана и столкновением островных дуг с платформой (невадийская фаза).

В мелу продолжалось раздвижение континентов и образование новых океанов. Образовались Лабрадорское море и Бискайский залив. Индия отделилась от Африки и к концу палеогена, проделав огромный путь на северо-восток, прицелилась к Азии, образовав на месте сдавливания окраины континента суженную цепь Гималаев. Австралия в позднем мелу еще была соединена с Антарктидой. В конце мела Аляска соединилась с Чукоткой, и здесь возник сухопутный «мост» между континентами Северной Америки и Евразии.

Дизъюнктивная тектоника создала в мезозое значительные изменения на платформах, вызвав заложение крупнейших платформенных впадин на территории Сибирской (например, Тунгусская, Вилюйская), Южно-Американской, Африканской и Австралийской платформ.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ

Развитие климатических условий

Климат мезозоя был в целом сравнительно теплым, исчезли даже приполярные ледники. Триасовый период — заключительный этап геократической эпохи, которая началась в пермское время. В триасе широкое развитие получили пустыни. Северная аридная зона, фиксируемая красноцветными соленосными и гипсоносными отложениями, протягивалась от Северной Америки до Южной и Центральной Европы, Северной Африки (Марокко), юга Восточно-Европейской платформы и Юго-Восточного Китая. Южная аридная зона размещалась в Южной Америке (бассейн Параны), Африке (юг Сомали, Ангола). В триасовом периоде, когда пустыни были особенно широко развиты на Земле, растительный покров почти исчез с больших пространств суши.

В юре с развитием морской трансгрессии произошло смягчение климатических условий. Аридные зоны сильно сократились.

Есть данные только о распространении северной аридной зоны, зафиксированном в гипсоносных отложениях Северной Африки и Аравии. Северная гумидная (умеренно теплая) зона размещалась на территории Северной Америки и Евразии. Теплые климатические условия были даже в пределах современной Арктики. По соотношению изотопов кислорода в раковинах ископаемых организмов установлено, что температура воды океана в районе современного Северного моря у берегов Великобритании в ранней юре была $+21^{\circ}\text{C}$, а в поздней $+28^{\circ}\text{C}$. Находки ранне- и среднеюрской флоры известны на островах Арктики и в Антарктиде. Для ранней и средней юры В. А. Вахрамеев выделяет в Евразии три крупные флористические области:

1) Сибирская (66 родов и 120 видов растений) с распространением хвойных и гинкговых. В древесине многих растений обнаружены слабо выраженные годичные кольца, есть листопадные формы. Полагают, что климат был не суровым, зимы с температурами немногим ниже 0°C ;

2) Южная, или Индоевропейская, субтропическая и тропическая (206 родов и 477 видов растений), с богатой флорой, с обилием цикадовых, беннеттитовых, теплолюбивых хвойных, папоротниковых, хвощовых, гинкговых. Аналогичная флора известна в США, Австралии и Южной Африке;

3) Переходная (между двумя первыми), включавшая Скандинавию, Прибалтику, юг Восточно-Европейской равнины, Среднюю и Центральную Азию, центральную часть Японии.

В поздней юре установлена некоторая аридизация климата, вызванная, очевидно, мощными тектоническими движениями невадийской фазы (рис. 27).

Для мела характерна неоднократная смена климатических обстановок, но в целом сохранялись теплые условия. В позднем мелу вновь были широко распространены аридные зоны. Северная из них установлена по гипсоносным и соленосным, иногда красноцветным отложениям Северной Америки (Флорида), Южной Европы (Испания), Северной Африки (Сахара), Центральной и Юго-Восточной Азии (Синайский полуостров, Израиль, Сирия, Ирак), СССР (Казахстан, Фергана, Таджикистан), Монголии (Гоби), Китая, Лаоса. Южная аридная зона установлена по аналогичным отложениям центральной части Южной Америки (у подножия Анд от Северной Аргентины до Эквадора включительно, в бассейне Амазонки, в Патагонии — в долине реки Чубут), Южной Африки (ЮАР), внутренней части Австралии. Смягчение климата в юре привело к тому, что пустыни в современном их понимании неизвестны ни в юре, ни в мелу. Аридные зоны этих периодов больше напоминали тропическую саванну с ее разреженными лесами и оазисами в долинах рек.

Средняя годовая температура на широте Аральского моря была $+22^{\circ}\text{C}$ (теперь $+10^{\circ}\text{C}$), на севере Западно-Сибирской равнины около $+14^{\circ}\text{C}$, (теперь $+4^{\circ}\text{C}$), на территории Западной

Европы $+17,7^{\circ}\text{C}$, а на Восточно-Европейской равнине до $+17,1^{\circ}\text{C}$ (Н. М. Страхов, 1962). Значительно теплее было в районе только что заложившегося Северного Ледовитого океана.

В юре и мелу произошли мощные тектонические движения невадийской и ларамийской фаз, однако они не привели к формированию геократического режима. Возможно, этому способствовали распад суперконтинентов и образование крупных океанических бассейнов, а также размещение материковых глыб в мезозое уже не в широтном, а меридиональном направлении. Все это способствовало смягчению климатической обстановки на континентах и «смазыванию» зональных признаков. Поэтому геократизация отчетливо не отразилась в литогенезе, но зато проявилась в составе органического мира.

Развитие органического мира

В конце палеозоя — раннем триасе мощный герцинский тектогенез привел к резкому изменению физико-географической обстановки на Земле и изменениям в составе органического мира. В конце перми и триасе обновился органический мир морей. Вымерло подавляющее большинство палеозойских групп организмов — брахиоподы (продуктиды и спирифериды), головоногие моллюски (наутилоидеи и палеозойские аммониты, в основном гониатиты), кишечнополостные (табуляты и четырехлучевые кораллы), простейшие (фузулиниды), иглокожие (древние морские ежи и древние морские лилии), позвоночные (рыбы). Появились новые, определяющие для мезозоя группы организмов — двустворчатые, брюхоногие и головоногие моллюски (белемноидеи, аммоноидеи), из кишечнополостных — шестилучевые кораллы, из позвоночных — костистые рыбы, плавающие рептилии, ихтиозавры, плезиозавры и др.

В мезозое формировался органический мир континентов, особенно бурно в это время развивались мезозойские рептилии (главным образом динозавры), в связи с чем мезозойскую эру иногда называют веком рептилий. В мезозое уже известны древнейшие млекопитающие (мелкие угнетенные формы), птицы; продолжали развиваться наземные растения, представленные папоротниковидными (бессеменными папоротниками, голосеменными — семенными папоротниками, хвойными, гинкговыми, цикадовыми).

Среди растительности суши важная роль в мезозое принадлежала флоре голосеменных (мезофитная эра развития растений), сменившаяся в позднем мелу, примерно около 100 млн. лет назад, флорой покрытосеменных (наступление кайнофитной, современной эры). В мезозое среди голосеменных, помимо подклассов птероспермид (вымершие растения) и стахиоспермид, развивались растения и последнего подкласса — филлоспермид. Среди стахиоспермид особое значение приобрели гинкговые —

крупные, 30-метровые, деревья, имевшие годичные кольца, разветвленную крону и большие веерообразные листья на длинном черешке,— и хвойные; широко распространенные на суше. Во второй половине мела среди последних появились формы, сходные с современными,— секвойя, сосна, ель. К мезозойским гинкговым относятся *Ginkgo*, *Baiera*, *Phoenicopsis*, *Czekanowskia*; к хвойным — *Araucaria*, *Voltzia*, *Araucarioxylon*.

Филлоспермиды имели неразветвленный ствол и крупные перистые листья на вершине ствола, который покрывали основания отмерших листьев; они напоминают пальмы или древесные папоротники. Известны с середины триаса, но появились, возможно, еще в поздней перми, широко распространились в юре и раннем мелу, в конце мела вымерли, сохранившись лишь в тропических гумидных областях. Среди этих растений важнейшими являются беннеттитовые (*Williamsonia*, *Wielandiella*) и саговые, или цикадовые (*Nilsonia*, *Pterophyllum*, *Zamites*). Беннеттитовые вымерли в конце мела. Полагают, что беннеттиты и покрытосеменные растения могли иметь общего беннеттитоподобного предка, жившего в юрское время. Беннеттиты дали начало особой группе голосеменных растений — современным оболочкосеменным растениям, в состав которых входят эфедровые, вильчиевые, гнетовые.

Цикадовые, или саговые, известны с триаса, они сохранились до настоящего времени.

Раннемеловая флора мало отличается от юрской, хотя начиная с самого конца юры на отдельных участках Земли уже известны покрытосеменные, или цветковые, растения (Дальний Восток в СССР, Северная Америка, Португалия). С начала позднего мела покрытосеменные — самые распространенные на Земле растения. Этот класс объединяет наиболее высокоорганизованные растения, у них уже совершенная проводящая сосудистая система, хорошо развита ткань. Представлен двумя подклассами — двудольными и однодольными, сформировавшимися на Земле практически одновременно.

Среди беспозвоночных в морях мезозоя господство принадлежало головоногим моллюскам — аммонитидам и белемнитам. В триасе еще жили реликтовые формы цератитов (*Ceratites*, *Sibirites* и др.). В юрско-меловое время резко преобладали аммонитиды (*Cadoceras*, *Cardioceras*, *Virgatites* и др.). Эволюционное развитие этих групп головоногих моллюсков изображают в следующем виде: бактриты раннего девона с прямой или слабо согнутой раковиной → агоннатиты с плоскоспиральной раковиной → цератиты ранней перми — триаса → филлоцератиды раннего триаса → литоцератиты ранней юры → аммонитиды (собственно аммониты) ранней юры. Интересно, что юрские аммониты появились почти после полного угасания триасовых. Место первоначального появления их неизвестно (криптогенная фауна).

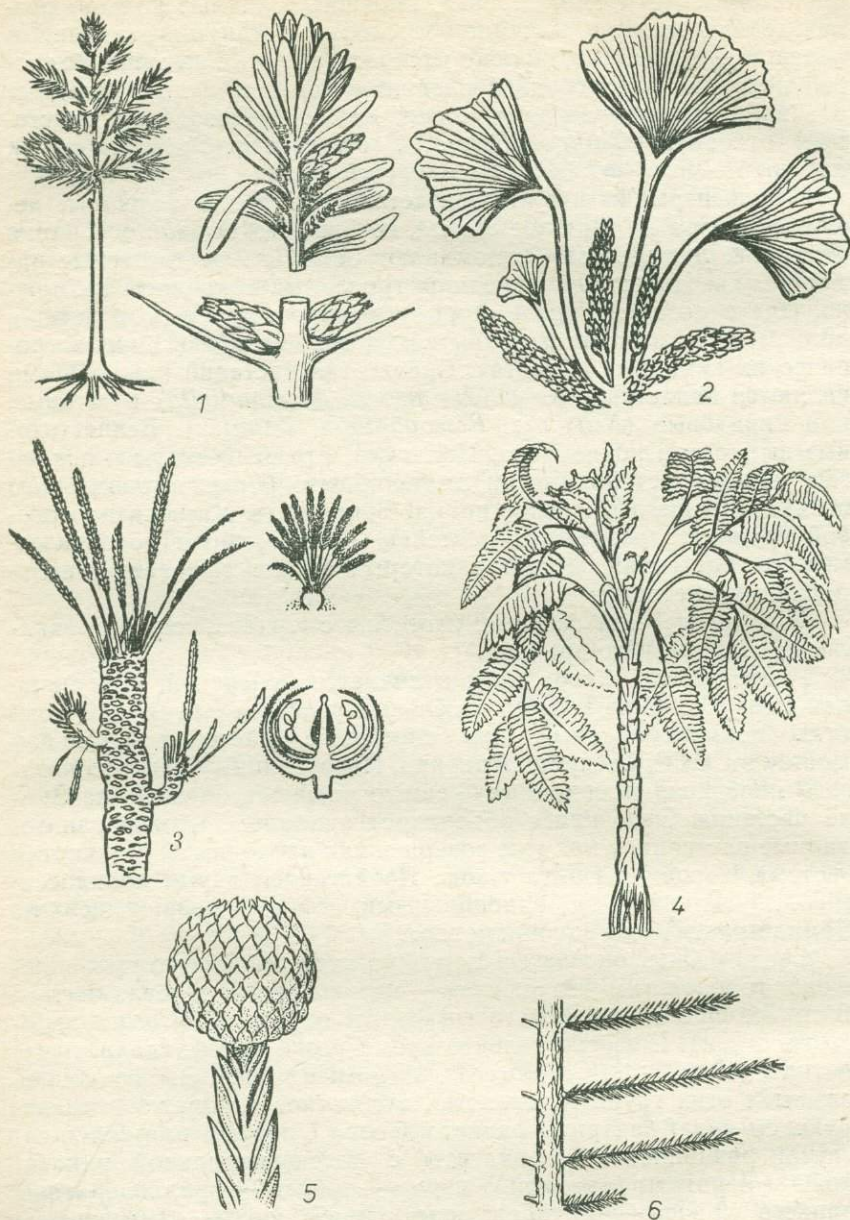


Рис. 45. Ископаемые голосеменные растения:
 1 — Cordaites; 2 — Ginkgo; 3 — Bennettit; 4 — Medullosa (из глоссоптеридовых); 5 —
 Araucaria; 6 — Lebachia (хвойное; ствол с ветками)

В морях мезозоя были широко развиты двустворчатые (*Aucella*, *Inoceramus*, *Hippurites*, *Exogyra*) и брюхоногие моллюски. Важное значение имели шестилучевые кораллы, иглокожие (морские лилии, правильные и неправильные морские ежи), губки, фузулины.

С конца триаса из пресных водоемов в моря переселились лучеперые (костистые) рыбы. Но до конца мезозоя они здесь еще очень малочисленны и только в мелу завоевали господство среди рыб.

На шельфах морей в юрское время существовали отчетливо выраженные зоогеографические провинции: средиземноморская (распространены шестилучевые колониальные кораллы, брюхоногие моллюски с массивной раковиной — нериния, дицерас, а также аммониты — литоцерас, филлецерас), бореальная, или северная (отсутствие колониальных кораллов и большое развитие двустворок — ауцелл и иноцерамов, а также аммонитов родов кадоцерас и виргатитес).

Доживающими формами в мезозое были амфибии — стегоцефалы, среди которых известен самый крупный наземный стегоцефал *Mastodonsaurus* (длиной около 5 м). Крупные амфибии, вытесненные с суши рептилиями, переселились в озера, реки, болота. Но и здесь они не выдержали конкуренции. Например, мастодонзавр приспособился вести пассивнохищнический образ жизни. Он превратился в живую ловушку, подстерегающую рыб и других животных. В конце триаса стегоцефалы вымерли. Вместо них появились первые бесхвостые лягушки.

Господство в животном мире полностью перешло к рептилиям, которые в мезозое достигли наивысшего расцвета.

Для мезозойских рептилий характерны сильная дивергенция, специализация форм, гигантизм. Особенно разнообразен был мир рептилий в юре.

От палеозойских котилозавров произошел подкласс чешуйчатых ящеров (ныне это ящерицы, змеи, хамелеоны и др.), наиболее примитивной группой среди которых были эозухии (поздняя пермь — юра), давшие в конце юры начало ящерицам. От последних в начале мела отделились морские ящерицы, а в конце мела — змеи.

В триасе вымерли котилозавры и зверообразные рептилии. Последние успели дать начало примитивным млекопитающим. Полагают, что иктидозавры (из зверообразных рептилий) ближе всего стояли к млекопитающим: они были уже теплокровными и живородящими.

В начале триаса от эозухий отделились животные, объединяемые в подкласс архозавров. Наиболее древние архозавры — текодонты, триасовые животные, зубы которых расположены в особых ячеях (текодонтный тип), передние конечности укорочены. Текодонты явились предковой формой для большинства мезозойских рептилий. От них развились три ветви рептилий:

наземная (динозавры), воздушная (крылатые ящеры), водные (крокодилы).

Очень разнообразной группой животных были динозавры: одни мелкие (величиной с кошку), другие очень большие, длиной до 30 м. По особенностям строения таза динозавры подразделяются на два отряда — ящеротазовые и птицетазовые. Ящеротазовые (триас — поздний мел) — наиболее крупные, имеющие трехлучевое строение таза. Первые из этих животных были хищниками и в условиях открытых засушливых пространств триаса ходили на двух задних конечностях. В юрское время некоторые из них перешли к растительноядному образу жизни и вновь стали ходить на четырех конечностях. Растительноядные динозавры были огромными; велики были размеры и хищных динозавров. Например, тиранозавр (*Tyranosaurus*, поздний мел) имел длину 12—14 м, высокий череп, кинжаловидные зубы, хорошо развитые задние ноги, на которых передвигался, третьей точкой опоры был сильный хвост. Передние, более короткие конечности были освобождены для нападения и поддержания пищи. Растительноядные (из ящеротазовых) динозавры обычно передвигались на четырех примерно одинаковых конечностях с пятью пальцами. Это были самые крупные животные в истории Земли. Диплодок (*Diplodocus*, поздняя юра) и бронтозавр (*Brontosaurus*, юра) достигали в длину около 30 м и массы до 40 т. Эти животные подобно современным бегемотам обитали на дне неглубоких водоемов. Это были крупнейшие из известных четвероногих в истории Земли (рис. 39).

Птицетазовые динозавры, имевшие четырехлучевой, похожий на птичий, пояс задних конечностей, исключительно растительноядные формы. Среди них выделялись четыре группы: птицеподобные динозавры, стегозавры, панцирные динозавры и рогатые динозавры.

К птицеподобным относились зауролофы (*Saurolophus*, ранний мел), передвигающиеся на двух ногах; игуанодоны (*Iguanodon*, мел), тело которых опиралось на задние конечности и мощный хвост, они имели строение зубов, напоминающее лошадиное, а на задних конечностях — копыта; траходонты, или утконосые динозавры (передние концы челюстей одеты роговым чехлом и напоминают утиный клюв).

Стегозавры (*Stegosaurus*, поздняя юра) имели на спине мощные костяные ножевидные пластины, защищающие их от нападения хищников.

Рогатые динозавры, или цератопсы, — крупные (до 6 м) четырехногие рептилии, напоминающие современных носорогов, — имели костный «воротничок», а также рог на конце морды и два рога над глазами, конечности с копытами. Представителем их является трицератопс (*Triceratops*, поздний мел).

Последний отряд подкласса архозавров — крылатые ящеры, или птерозавры, жившие в юрско-меловое время. Их передние ко-

нечности были преобразованы в крылья (кости предплечья и пястные кости удлинены, удлинненным был и четвертый палец), представлявшие собой тонкую кожную перепонку. Челюсти этих животных вытянуты (поздние меловые формы имели челюсти уже в виде беззубого клюва), кости полые. Между птерозаврами и птицами лишь внешнее, конвергентное сходство в строении скелета. К птерозаврам относятся юрские рамфоринхи и меловые птеродактили. Первые — летающие ящеры длиной до 0,5 м, они имели длинный череп и шею, острые зубы, приспособленные для питания рыбой, короткое туловище. По размерам птеродактили были очень разнообразны: среди них известны животные размером с воробья и такие, размах крыльев которых превышал 8 м. К последним относился род птерондон (*Pteronodon*). Прародители крылатых ящеров — текодонты.

Среди рептилий известны плавающие формы, появившиеся в начале мезозоя: завроптеригии и ихтиоптеригии. Первые имели крупное округлое туловище с голой кожей, две пары сильных лап, хвост. Их представитель — плезиозавр (*Plesiosaurus*, ранняя юра — мел), имеющий моржеподобное тело, длинную гибкую шею, маленькую голову. Завроптеригии произошли от котилозавров в конце перми и уже в мелу вымерли. Ихтиоптеригии по форме очень отличались от завроптеригий: имели вытянутое торпедоподобное тело, ластообразные конечности. Конвергентно они были сходны как с рыбами, так и с водными формами млекопитающих — дельфинами. К этой группе относился ихтиозавр (*Ichtyosaurus*, рыба-ящер, триас — мел). Это были живородящие формы пресмыкающихся.

От рептилий в мезозое произошли птицы и млекопитающие. Класс птиц подразделяют на подклассы древних птиц (или ящерохвостых) и новых птиц (веерохвостых).

Пока установлен один род древних птиц — археоптерикс (*Archaeopteryx*, поздняя юра, рис. 46), найденный в XIX в. в известковых сланцах у Зольнхофена (Бавария, ФРГ). Наряду с признаками птицы (перья) она сохранила еще сходство с предковыми формами — пресмыкающимися. Сам скелет первоптицы, имеющей размеры с небольшую ворону, напоминает скелет маленького динозавра: вместо клюва — зубастая пасть, длинный хвост с 20—21 позвонком, пальцы на передних и задних конечностях и т. д. Установлено, что древние птицы произошли от архозавров (текодонтов).

В меловых отложениях найдены уже новые птицы — ихтиорнис (*Ichtyornis*) и гесперорнис (*Hesperornis*). От древних птиц у них еще сохранились сросшиеся хвостовые позвонки (до 10) и зубастая пасть. Однако хвостовые перья имели уже веерное расположение, скелет сходен со скелетом современных птиц. Беззубые птицы появились только в конце мела. Птицы уже теплокровные животные; у них больший, чем у рептилий, головной мозг и воздухоносные кости. Роговые чешуи пресмыкающихся у



Рис. 46. Ископаемые птицы:

1 — гипотетический предок птицы; 2 — *Archaeopteryx* (юрская первоптица); 3 — *Ichthyornis*; 4 — *Hesperornis*. Две последние новые птицы, имеющие меловой возраст

птиц преобразованы в перья, передние конечности — в крылья. Крыло — единая пястно-запястная кость (вместо плечевой, локтевой и лучевой костей); плечевой пояс имеет ключицу, лопатку, коракоиды, сочленяющиеся с грудиной. В кисти передней конечности исчезли 4-й и 5-й пальцы, а 2-й и 3-й срослись. Тазовый пояс напоминает строение таза птицетазовых динозавров.

Первые млекопитающие известны с триаса. В течение всего мезозоя они находились в угнетенном, «законсервированном» состоянии, не выдерживая конкуренции со стороны рептилий, и только после вымирания последних в середине мела начали бурно развиваться и эволюционировать. Уже в начале кайнозоя они заняли господствующее положение на суше. Их замедленная

экологическая экспансия, продолжавшаяся около 110 млн. лет (поздний триас — середина мела), связана с морфофизиологическим несовершенством первых представителей этой прогрессивной группы животных. Только появление целого комплекса преимуществ у млекопитающих в середине мела привело к мощному взрыву экологической экспансии и выдвигению млекопитающих на самую высокую ступень в органическом мире. Млекопитающие — наиболее высокоорганизованные животные. Их современные представители обладают целым рядом прогрессивных преиму-

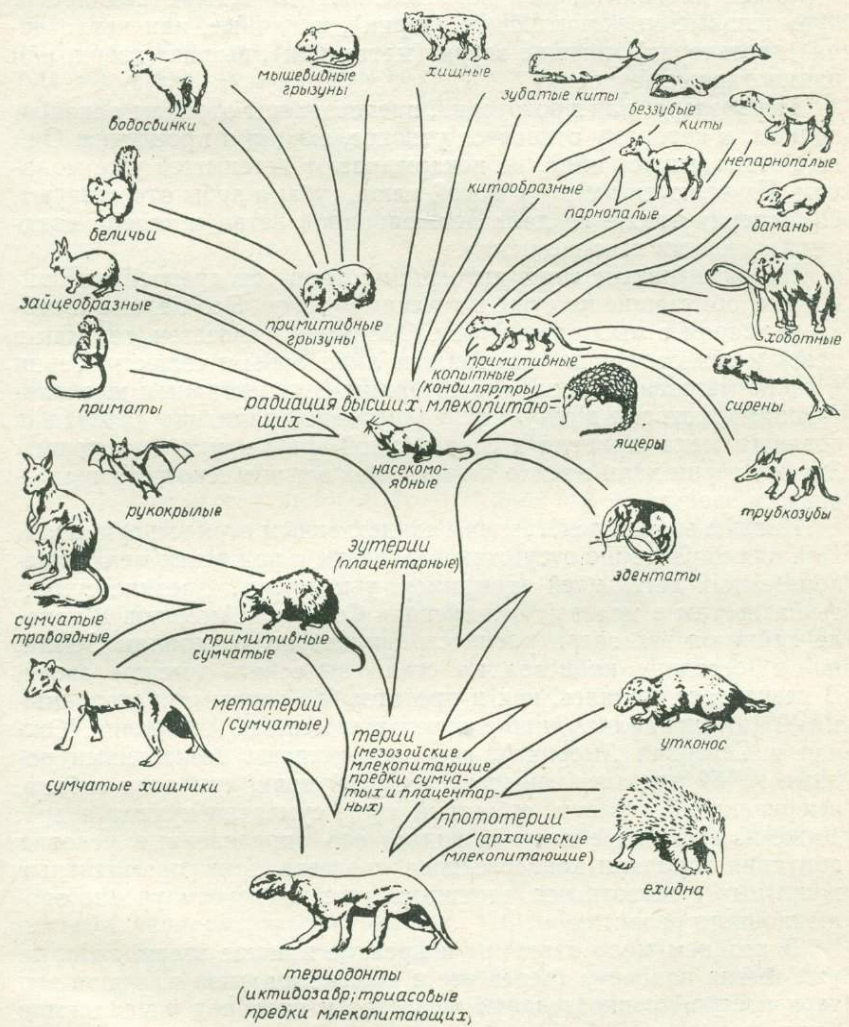


Рис. 47. Схема адаптивной радиации млекопитающих

ществ. Теплокровность, волосяной покров (эти два обстоятельства ставят млекопитающих в менее зависимое положение от природных условий), живорождение, вскармливание детенышей молоком, забота о потомстве, что позволяет предохранить потомство от гибели в первый период жизни, повышенное развитие головного мозга, более высокоорганизованная система кровообращения, легких, зубного аппарата и других органов позволяют им быстро приспосабливаться в процессе адаптивной радиации к различным условиям.

Класс млекопитающих подразделяют на четыре подкласса: примитивные млекопитающие (тери́и), клоачные, или первозвери (прототери́и), низшие звери (метатери́и), высшие звери, или плацентарные (эутери́и).

Первозвери, или прототери́и, представлены отрядом однопроходных, к которому относятся утконос, ехидна и проехидна. Они еще откладывают яйца, но вскармливают детенышей уже молоком. Их челюсти имеют роговой клюв, губы и зубы отсутствуют. Прототери́и также не дали эволюционной ветви и теперь являются «живыми ископаемыми».

К примитивным млекопитающим относятся древнейшие животные, обитавшие на суше в течение мезозоя. Это мелкие зверьки размером с мышь или крысу. Облик их неизвестен, так как в ископаемом состоянии сохранились лишь зубы и челюсти. Тери́и в конце мезозоя дали начало эутериям (плацентарным млекопитающим), которые в результате адаптивной радиации начиная с позднего мела привели к современной фауне млекопитающих. Эти же тери́и дали начало и тупиковой ветви млекопитающих — низшим зверям.

Низшие звери представлены единственным отрядом сумчатых. Для них характерно отсутствие плаценты и рождение мелких недоразвитых детенышей (например, у кенгуру). Древние сумчатые известны в меловых отложениях Северной Америки. В начале кайнозоя эти звери распространились по материкам Земли, но к середине кайнозоя их стали вытеснять высшие звери. В результате, являясь, как и прототери́и, «живыми ископаемыми», они сохранились лишь в отдельных местах (Австралия, Южная и Северная Америка), где представлены несколькими родами и 180 видами (кенгуру, сумчатый волк, сумчатая собака, американский опоссум, сумчатый крот, сумчатая куница и др.). Даже из этого перечисления видно, что определенные условия обитания породили конвергентное сходство этих примитивных животных с животными, стоящими уже на другом уровне эволюционного развития.

В позднем мелу известны и древние высшие звери, которые уже имели плаценту (через нее в кровь зародыша из крови матери поступают питательные вещества и кислород и удаляются продукты распада) и рождали детенышей, похожих на взрослых особей.

В середине мелового периода произошла новая перестройка в органическом мире планеты. Вымерли голосеменные, вытесняемые покрытосеменными, в морях вымерли головоногие моллюски, достигшие гигантских размеров (возможно, диаметром до 10—12 м), рептилии. Причина этого, так называемого «великого вымирания» до конца не вскрыта. Полагают, что процесс вымирания организмов связан прежде всего с событиями киммерийского тектогенеза, приведшего к изменениям климатических условий на суше и последующей смене растительности. Привыкшие к богатой и сочной растительности огромные, массой до 40 т, растительноядные рептилии погибли от недостатка пищи. За ними погибли и крупные хищники. Аммонитов в морях мелового периода, обладающих огромным гидростатическим аппаратом в форме полой камерной раковины, видимо, вытеснили очень подвижные и более активные костистые рыбы.

Эволюция биосферы

В мезозое в биосфере произошли важнейшие события, выразившиеся в следующем:

1. В мезозое господствовала флора голосеменных (мезофитная эра развития растений). В раннем мелу или даже в юре появились, а в позднем заняли господствующее положение высшие покрытосеменные, или цветковые, растения, получившие более полное развитие в кайнозое (кайнофитная эра).

2. В мезозое были широко распространены рептилии (век рептилий). Среди них важную роль играли динозавры. Очагом их возникновения, по представлениям некоторых исследователей, стали районы Центральной Азии и Гоби — территории, наиболее благоприятные для развития наземной фауны. Из этих районов рептилии расселились в Индокитай и Австралию, по сухопутным «мостам» сначала через Европу в Аравию и Африку, а позднее через Восточную Сибирь и Аляску в Америку. В середине мела крупные рептилии погибли («век великого вымирания»).

3. В первой половине мезозоя появились первые теплокровные животные — млекопитающие (поздний триас) и птицы (юра), т. е. в середине мезозоя известны уже все классы позвоночных животных.

4. В морях мезозоя важное значение приобрели головоногие и пластинчатожаберные моллюски.

5. Исключительным событием в развитии морских беспозвоночных явилось распространение в позднем мелу планктонных фораминифер, приведших к накоплению в морях толщ нового типа карбонатных осадков — мела. В связи с этим возросла скорость связывания организмами углекислого газа атмосферы и гидросферы в карбонатные породы. Полагают, что именно это привело к значительному уменьшению углекислоты

в атмосфере, что ухудшило условия обитания растительности и вызвало в конечном итоге распространение покрытосеменных.

6. С развитием органического мира установились более тесные связи между автотрофами и гетеротрофами. Растительность во многом стала определять развитие животных. Например, появление покрытосеменных, или цветковых, привело к формированию насекомых-опылителей, а развитие теплокровных млекопитающих вызвало образование сосущих насекомых.

ВАЖНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МЕЗОZOЙСКОЙ (КИММЕРИЙСКОЙ) ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В течение мезозоя образовались важнейшие месторождения нефти и газа, угля, железных, вольфрамовых, молибденовых, оловянных и сурьмяных руд, полиметаллов, золота и алмазов

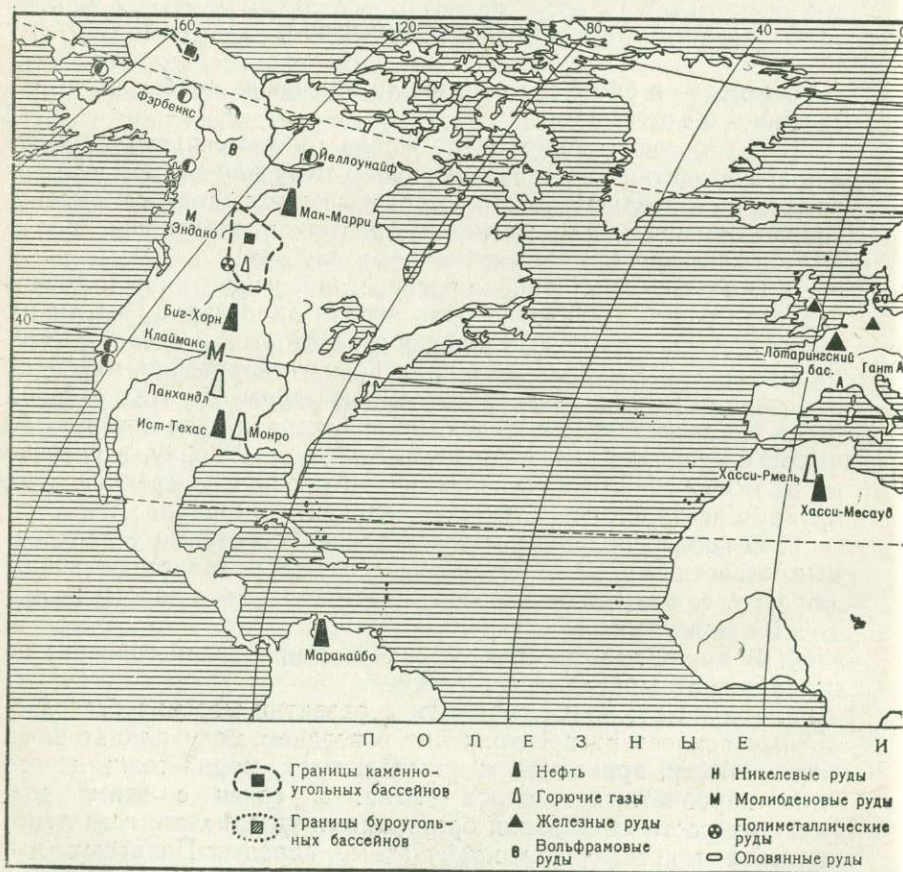


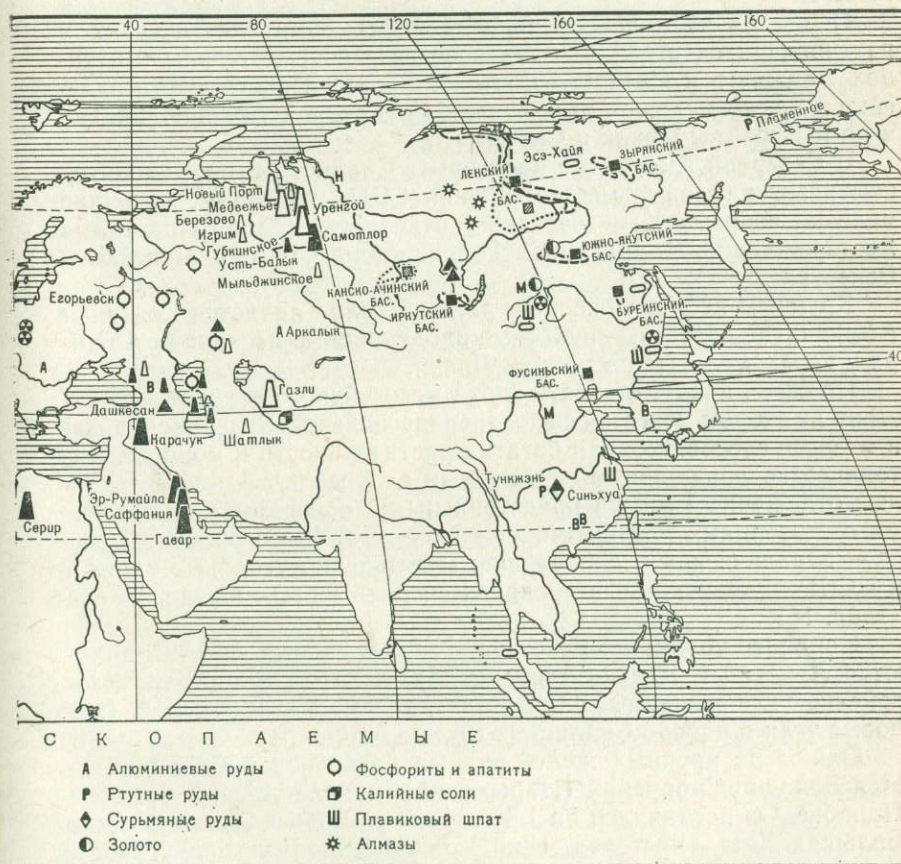
Рис. 48. Полезные ископаемые мезо-

(рис. 48). Главные богатства мезозойских толщ сосредоточены в Азии (особенно в районах, примыкающих или связанных с Западно-Тихоокеанским и Средиземноморским геосинклинальными поясами), в меньшей степени — в Северной Америке, где образование руд связано с развитием Восточно-Тихоокеанского геосинклинального пояса.

С мезозоем связаны нефтегазоносные бассейны. В СССР к ним относятся четыре нефтегазоносные провинции — Западно-Сибирская, Среднеазиатско-Западно-Казахстанская, Северо-Кавказская и Прикаспийская.

Первая нефть Западной Сибири получена в 1964 г. В 1975 г. добыча нефти составила уже 150 млн. т, а газа — 38 млрд. м³. В 1980 г. Западная Сибирь будет давать половину нефти и более трети газа страны.

Месторождения газа размещаются главным образом на севере Западной Сибири и приурочены к глубинам 1000—1500 м,



зойской эпохи рудообразования

месторождения нефти тяготеют к центральной части низменности, где залегают на глубинах 1500—2500 м.

Запасы нефти и газа Среднеазиатско-Западно-Казахстанской провинции приурочены главным образом к мезозойским отложениям. Основная часть месторождений была открыта 20—30 лет назад (например, нефтяные Жетыбайское и Узеньское, газовые — Газли, Шатлыкское и др.). Запасы нефти сосредоточены на юге Мангышлака, а газа — в Восточной Туркмении и Западном Узбекистане.

В Северо-Кавказской нефтегазонасной провинции промышленно нефтегазонасны отложения юры, мела, палеогена, неогена. Наибольшее количество нефти размещено в Терско-Сунженском, Западно-Кубанском и Прикумском районах.

В Прикаспийской нефтегазонасной провинции главные залежи нефти и газа приурочены к мезозойским отложениям. Первая нефть была получена в 1899 г. в Кара-Чунгуле на глубине 43 м.

Около $\frac{2}{3}$ достоверных запасов нефти капиталистических и развивающихся стран и $\frac{1}{3}$ запасов газа сосредоточены в странах Ближнего и Среднего Востока. Большая часть нефти залегают в юрско-меловых отложениях Саудовской Аравии (Гхавар и др.), Кувейта, Ирака и Сирии.

В Северной Америке, в предгорьях Скалистых гор, находятся нефтяные и газовые месторождения США и Канады, имеющие меловой возраст. К мезозойским относятся и многочисленные месторождения Примексиканской впадины США, в Мексике и Венесуэле.

Крупным нефтегазонасным районом мира является Северная Африка, где известны триасовые продуктивные песчаники Алжира и верхнемеловые песчаники Ливии.

По своей продуктивности эпоха мезозойского угленакопления стоит на втором месте после позднепалеозойской. Угленакоплению в мезозое способствовали богатая растительность и мощные тектонические движения, в особенности в пределах Азии. Угленосные отложения мезозоя представлены в основном лимническими отложениями платформенных впадин, в более редких случаях — параличскими. Важнейшие мезозойские угольные залежи в СССР размещаются в пределах средней юры — нижнего мела (табл. 15).

Наиболее крупными мезозойскими бассейнами в СССР являются Ленский и Канско-Ачинский. Из зарубежных стран мезозойские угли известны в Северо-Восточном Китае и США (меловые угли в районе Скалистых гор).

Одним из крупных железорудных бассейнов в СССР является Западно-Сибирский (Нарымский), находящийся в Среднем Приобье. Он протянулся на 1,5 тыс. км от Новосибирска до реки Большая Хета (месторождения Колпашевское и Бакчарское). Геологические запасы оолитовых железных руд всего бассейна

Возраст важнейших угленосных толщ основных мезозойских бассейнов СССР

Основные бассейны	Мезозойская эра					
	T ₃	J ₁	J ₂	J ₃	K ₁	K ₂
Ленский				■	■	
Канско-Ачинский			■	■	■	
Иркутский			■	■	■	
Тургайский		■	■	■	■	
Зырянский		■	■	■	■	
Южно-Якутский			■	■	■	
Улукемский			■	■	■	
Бурейнский				■	■	
Верхнераздольный					■	
Сучанский					■	
Челябинский	■		■			
Урало-Каспийский			■			

со средним содержанием железа до 36—38% составляют 350 млрд. т. В будущем это самые дешевые руды страны. На севере Сибири размещается Нижнетунгусский бассейн осадочных железных руд, в его пределах выделяются Эмельджакское и Сурингдаконское месторождения. Важное экономическое значение имеют Ангаро-Илимский бассейн (месторождения Коршуновское, Рудногорское), Аятское месторождение в Казахстане, Орско-Халиловский рудный район на Южном Урале, Дашкесанское на Кавказе.

За рубежом известны крупные залежи руд в Западной Европе — Лотарингский бассейн во Франции, Фрондгем и Кливленд в Великобритании, Зальцгиттер и Пейне в ФРГ. Руды Западной Европы имеют осадочное происхождение, их возраст юрский или меловой.

На севере Сибирской платформы расположено Норильское (Норильско-Талнахское) коренное месторождение медно-никелево-платиновых руд. Генетически оно связано с ультраосновными интрузиями. Экзогенным (кора выветривания на палеозойских ультраосновных и основных породах) никелекобальтовым месторождением является Кротовское на Урале.

Основные вольфрамомолибденовые месторождения мира образовались в мезозое. В СССР они размещены в Восточной Сибири (Забайкалье) и на Дальнем Востоке (Приморье), на Северном Кавказе. Крупные вольфрамомолибденовые месторождения есть в Китае.

Из стран капиталистического мира крупнейшие залежи вольфрама известны в Южной Корее (более 1/4 всех запасов капиталистического мира), США (примерно около 1/5 запасов), Австралии (1/10). Залежи молибдена сосредоточены в США (1/3 запаса-

сов капиталистического мира), Канаде ($\frac{1}{6}$), Чили (почти $\frac{1}{6}$). В Южной Корее находится крупное вольфрамо-сурьмяно-ртутное месторождение Сандон; в США — уникальные вольфрамо-молибденовое Клаймакс и молибденовое Маунтин-Пас, крупные вольфрамовое Пайн-Крик (Калифорния), молибденовое Куэста. В Канаде крупное вольфрамовое месторождение в горах Маккензи и молибденовое в Скалистых горах. Практически все крупнейшие месторождения вольфрама и молибдена СССР, Китая, Южной Кореи, США и Канады являются жильными и генетически связаны с одними и теми же меловыми гранитоидами, широко проявившимися в областях киммерийского тектогенеза.

Из руд цветных металлов в мезозое образовались алюминиевые, свинцово-цинковые, оловянные, ртутные и сурьмяные. В Евразии месторождения мезозойских бокситов протянулись в виде двух поясов. Первый — от Южной Европы и побережья Средиземного моря через Турцию в Южный Иран и Северную Индию на Малакку, Зондские острова. Второй пояс размещается севернее. Он начинается в ФРГ, Австрии, Венгрии, протягивается через Румынию, СССР. В СССР мезозойские бокситы известны на Урале, на юге Западной Сибири, в Казахстане и других местах. Месторождения мезозойских бокситов есть в Китае. Среди капиталистических и развивающихся стран сколько-нибудь значительные мезозойские месторождения известны лишь во Франции.

Промышленные месторождения мезозойских полиметаллов широко известны только в Евразии. В СССР они находятся в Забайкалье, Якутии, Приморье. Они известны также в Польше (Бытом, Тарновские горы, Олькуш, Заверце).

В СССР мезозойские месторождения олова размещены в Восточной Сибири (Забайкалье), Якутской АССР, на Дальнем Востоке (Хабаровский край, Приморье). Большая часть мировых запасов олова сосредоточена в мезозойских месторождениях Китая. Крупными запасами олова среди капиталистических и развивающихся стран обладают Малайзия (содержит около $\frac{1}{5}$ запасов капиталистического мира), Индонезия ($\frac{1}{6}$), Таиланд.

Месторождения сурьмы и ртути приурочены к мезозойским структурам на северо-востоке СССР и в КНР.

Среди стран капиталистического мира крупными запасами ртути и сурьмы мезозойского возраста располагают ЮАР ($\frac{1}{5}$ запасов сурьмы) и Канада. Основные месторождения сурьмы в ЮАР размещены в Трансваале, в Канаде — на Юконе, а в комплексе с полиметаллами — в провинции Британская Колумбия.

Крупнейшие золотоносные районы также связаны с мезозоем. Золоторудные месторождения, так же как и вольфрамовые, молибденовые, оловянные, ртутные и сурьмяные, являются жильными гидротермальными и генетически связаны с гранитами, проявившимися в пределах киммерийских сооружений Восточно-Азиатского горного пояса и Кордильер Северной Америки. В

СССР золоторудные месторождения киммерийского возраста находятся на северо-востоке СССР (рудные провинции Верхояно-Чукотская, Монголо-Охотская), в Алданской золотоносной провинции, Сихотэ-Алинской и Южно-Забайкальской.

В Канаде известны многочисленные месторождения золота на Юконе и в Британской Колумбии. В США месторождения Канады продолжают на Аляске. На юге США золотоносный район проходит в Калифорнии.

Из неметаллических полезных ископаемых мезозоя известны калийные соли, фосфориты, сера, флюорит, алмазы. Калийные соли юрского возраста есть в Туркмении.

Около 8% из известных в мире фосфоритов образовалось в мезозое. Для месторождений этого возраста характерны небольшая мощность и широкое распространение, обычно они представлены желваковыми разностями. В СССР крупные юрско-меловые месторождения фосфоритов есть в центральной части Русской плиты, в Казахстане (Кумсайское, Хангабаба). Мезозойские фосфориты составляют $\frac{2}{3}$ запасов страны и обеспечивают $\frac{3}{4}$ добычи фосфоритов. Мезозойское месторождение серы известно в Туркмении.

Промышленные мезозойские месторождения плавикового шпата есть в Азии: в СССР (Приморье, Восточное Забайкалье), Монголии и Китае (Ун).

Мезозойские алмазы известны в основном в СССР, где они приурочены к кимберлитовым трубкам Восточной Сибири (Якутская алмазоносная провинция), образовавшимся в триасовом периоде. Трубки взрыва образовались в три этапа — с девона до раннего мела, но среди них преобладают триасовые.

Глава XI. КАЙНОЗОЙ

Кайнозой (продолжительность 67 млн. лет) подразделяется на три периода (системы) (табл. 16).

Таблица 16

Геохронология кайнозоя

Период (система)	Эпоха (отдел)	Начало, в млн. лет
Четвертичный (четвертичная)	Голоценовая (голоценовый)	0,01
	Плейстоценовая (плейстоценовый)	1
	Эоплейстоценовая (эоплейстоценовая)	1,7—2
Неогеновый (неогеновая)	Плиоценовая (плиоценовый)	9
	Миоценовая (миоценовый)	25
Палеогеновый (палеогеновая)	Олигоценная (олигоценный)	37
	Эоценовая (эоценовый)	58
	Палеоценовая (палеоценовый)	67

Важное стратиграфическое значение для расчленения палеоген-неогеновых отложений имеют двустворчатые (*Cardium, Corbula, Venus, Ostrea, Spongyllus* и др.) и брюхоногие (*Viviparus, Trochus, Turritella*) моллюски.

В 1833 г. Ч. Лайель выделил третичную систему. Как основная третичной системы в 1866 г. был выделен палеогеновый отдел. В 1853 г. в Средиземноморской геосинклинальной области выделен неогеновый отдел, венчающий третичную систему. Суть названий палеогена и неогена состоит в том, что в кайнозойской эре — эре новой жизни — в палеогене существовало еще небольшое количество современных форм животных, а в неогене в условиях физико-географической обстановки, близкой к современной, уже много современных, новых форм (от греч. *неос* — новый, *генос* — род). С 1960 г. в СССР упразднено стратиграфическое подразделение «третичная система», а ее отделы подняты до ранга систем палеогеновой и неогеновой.

В качестве системы четвертичные отложения в 1829 г. выделил бельгийский геолог Ж. Денуайе, проводивший исследования в Северной Европе. А. П. Павлов в 1922 г. предложил четвертичный период именовать антропогеновым (от греч. *антропос* — человек; время эволюции человека). В связи с тем что четвертичный период отличается от других кратковременностью (его длительность 1,7—2 млн. лет), сколько-нибудь существенных изменений в составе флоры и фауны не произошло, поэтому применение лишь биостратиграфических методов для расчленения четвертичных отложений не дает достаточного эффекта. В то же время для этих целей широко используют климатостратиграфические критерии, учитывающие изменения климатических особенностей в связи с четвертичными оледенениями крупных территорий материков. Климатостратиграфический принцип основан на выделении напластований, свидетельствующих о похолодании (ледниковья, в это время на Земле появляются ледниковые щиты) или о потеплении (межледниковья). Эти климатические колебания носили, как правило, планетарный характер. Исследователями с начала этого столетия в составе четвертичного периода выделялись отделы ледниковый, или плейстоцен, и послеледниковый, или голоцен. Последовательность оледенений в плейстоцене была изучена впервые на примере Альп А. Пенком и Э. Брюкнером (1901—1909), а позднее уточнена Б. Эберлем (1930). Она включает пять ледниковых эпох (снизу): дунайская (состоит из трех стадий, ранняя — биберская), гюнцская (две стадии) миндельская (две стадии), рисская (две стадии, максимальное оледенение), вюрмская (три стадии). В начале 30-х годов М. Ф. Мирчинком была произведена корреляция отложений ледниковой зоны европейской части СССР с альпийской схемой. Подобные корреляции производились геологами других стран Западной Европы, а затем и других материков. Впоследствии произведена корреляция четвертичных отложений ледниковых зон с отложе-

Подразделения четвертичного периода

Период системы	Век, тысяч лет	Основное подразделение	Длительность, в годах	Шкала оледенений и межледниковий Альп	Подразделения четвертичного периода					
					Европейская часть СССР	Западная Сибирь		Побережья		
						Современный	Современный	Средиземноморское	Средиземноморское	Черного моря
Четвертичный (антропогенный)	Плейстоцен	Поздний плейстоцен	10 500	Современный	Современный	Современный				
			23 000	Вюрм	Валдайское	Осташковское оледенение	Зырянское	Сартанское оледенение	Гримальдийская регрессия	Новозвжисские
			45 000			Мологашексунское межледниковье		Каргинское межледниковье		
			65 000			Калицинское оледенение		Зырянское оледенение	Эпимонастырские	Послекарангатские
		100 000	Рисс-Вюрм	Микулинское межледниковье	Казанцевское межледниковье	Монастырские	Карангатские			
		Средний плейстоцен	Рисс	Среднерусское	Мословское оледенение	Бахтинское	Тазовское оледенение			
					180 000		Обинское межледниковье	Мессобско-шпртинское межледниковье	Тирренские	Узунларские древнезвжисские (верхние)
					230 000		Днепровское оледенение	Самаровское оледенение		
		300 000	Миндель-рисс	Лихвинское межледниковье	Тобольское межледниковье	Римская регрессия	Палеоузунларские древнезвжисские (нижние)			
		Ранний плейстоцен	Миндель	Пеларусское	Окское оледенение, Беловежское и Березинское олед.		Демьянское оледенение	Сицилийские	Чаудинские	
					Гюнц-миндель		Доледниковье			Доледниковье
			700 000							
Неогеновый	Эпохы-плейстоцен			Гюнц Дунай(?)			Калабрийские	Гурийские		
			1800 000							
								Куяльницкие		

ниями внеледниковых территорий. В результате к настоящему времени выработалась определенная схема расчленения четвертичных отложений (рис. 49).

Объем четвертичной системы и ее подразделение долгое время вызывали споры. Одни геологи, положив в основу палеоклиматические критерии, оценивают продолжительность четвертичного периода в 600—750 тыс. лет; другие, основываясь на палеонтологических данных (эволюция млекопитающих и появление человека), увеличивают продолжительность периода до 3 млн. лет и более. На IX конгрессе Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА) в 1973 г. на основе палеонтологических и палеомагнитных данных нижняя граница четвертичного периода определена в 1,7—2,0 млн. лет, т. е. это рубеж проявления первых признаков ухудшения климата (олдувайский эпизод палеомагнитной шкалы). Теперь в состав четвертичной системы включается и апшеронский ярус, ранее относимый к плиоцену.

Обычные для других систем методы биостратиграфического расчленения отложений для четвертичной системы имеют подчиненное значение. Более или менее широко они применяются для изучения морских толщ. Наземные организмы из-за краткости четвертичного периода не претерпели существенных эволюционных изменений. И все же к настоящему времени, например, для европейской части СССР выделены фаунистические комплексы крупных позвоночных (по В. И. Громову, Л. И. Алексеевой и Э. А. Вангейгейм):

х а п р о в с к и й (верх плиоцена, акчагыльский ярус) — слон Громова, носорог этрусский, эласмотерий кавказский, лошадь Стенона, гиппарион, мастодонт овернский, верблюд паракамелюс (преобладают слоны и лошади);

о д е с с к и й, или п с е к у п с к и й, — слон южный, лошадь Робуста, бизон Сухова;

т а м а н с к и й — слон южный таманский, бизон Шетензака, лошадь зюссенборнская;

т и р а с п о л ь с к и й — трогонтерий, или слон Вюста, носорог Мерка, лошадь Мосбахха;

с и н г и л ь с к и й — слон древний, эласмотерий сибирский;

х а з а р с к и й — слон хазарский, лошадь хазарская, бизон длинноногий;

м а м о н т о в а я ф а у н а (раннего и позднего типов) — мамонт, носорог шерстистый, олень благородный, олень северный, пантера пещерная, лошадь, овцебык мускусный, медведь пещерный и др.

Одесский и таманский комплексы характерны для эоплейстоцена, тираспольский — для раннего плейстоцена, сингильский, хазарский и ранний тип мамонтовой фауны — для среднего плейстоцена, поздний тип мамонтовой фауны — для позднего плейстоцена, современный — для голоцена.

Кайнозойское оледенение достоверно доказано, но остро дискутируется вопрос о количестве оледенений. По последним данным, в европейской части СССР установлено 6 ледниковий, из них максимальное — днепровское (ему соответствует в Альпах рисское, в Северной Европе — заале, в Сибири — самаровское, в Северной Америке — иллинойское). Весь четвертичный, точнее, позднекайнозойский ледниковый период условно подразделяют на ледниковые эпохи (время от начала надвигания ледника до исчезновения льдов) и межледниковые эпохи (время, когда климат проходит полный цикл развития «холодно — тепло — холодно»). Например, к межледниковым микулинским отложениям относятся черные морские глины микулинского межледниковья у Архангельска. Изученная в них пыльца показала, что в то время по берегам моря росли дуб, клен, бук, известные теперь почти на 1000 км южнее. Значит, в микулинское время в районе Архангельска было значительно теплее, чем сейчас, т. е. это и была межледниковая эпоха.

Внутри ледниковых эпох выделяют ледниковые стадии (время от начала наступления ледника до его максимального продвижения и временного стаивания; край ледника обычно фиксируется грядой конечной морены), межстадиалы (время отступления, стаивания ледника, когда климат зависел от его удаленности, причем не был теплее на этой территории, чем теперь).

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ

Развитие альпийских (и современных) геосинклинальных областей

Альпийский тектогенез охватил прежде всего районы внутренних частей Средиземноморского пояса (Альпийско-Гималайская область), горообразование в пределах которого привело к отмиранию здесь геосинклинального режима за исключением собственно Средиземноморья и Индонезийской области. Альпийский тектогенез проявился и в Западно-Тихоокеанском (Восточно-Азиатская область, Меланезия) и Восточно-Тихоокеанском (Андийская и Калифорнийская области, юг Аляски и Алеутская дуга) геосинклинальных поясах. Но геосинклинальный режим по приокеанической периферии тихоокеанских поясов сохранился и в настоящее время.

В раннем кайнозое Альпийско-Гималайская область представляла собой многочисленные геосинклинальные прогибы, заложившиеся в мезозое (рис. 50). Здесь в палеоцене сформировался терригенный флиш, в эоцене — карбонатный, а в прибрежных участках — нуммулитовые известняки. На Кавказе в палеоцене и эоцене к северу от Главного Кавказского хребта в миогеосинклинальном прогибе образовались мергели, известковистые

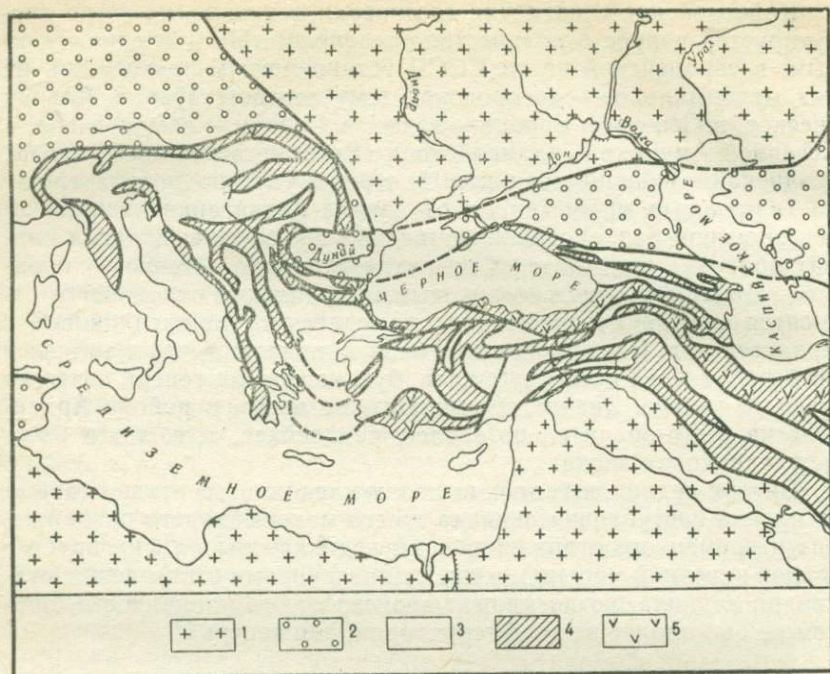


Рис. 50. Система геосинклинальных прогибов, заложившихся в конце мезозоя (по М. В. Муратову).

1—древние платформы; 2 — эпигерцинские платформы; 3 — приподнятые участки Альпийско-Гималайской области (не покрытые осадками мела — зоцена или с маломощным чехлом осадков); 4 — прогибы с флишевыми формациями; 5 — прогибы, в которых значительную роль играют вулканические продукты

Таблица 17

Важнейшие фазы альпийской эпохи складчатости

Фазы складчатости	Созданные структуры
Валахская (предплейстоценовая)	Восточно-Азиатская и Калифорнийская области. Особо интенсивное проявление рифтогенеза на Земле
Аттическая (конец миоцена)	Движения в Северных Андах, в западной части Альпийско-Гималайской области
Штирийская (середина миоцена)	Первые поднятия островов Индонезии, цепи горных островов к югу от Южной Америки
Савская (конец палеогена — начало неогена)	Альпы, Карпаты, Кавказ, Копеттаг, Гималаи, Балканы, Атлас, Памиро-Алай
Пиренейская (конец эоцена — начало олигоцена)	Пиреней, Кавказ

глины с прослоями песчаников; в прогибе южного склона — глины и карбонатный флиш. В эвгеосинклинальной зоне Малого Кавказа, а также на территории Турции, Ирана и Афганистана образовалась вулканогенно-осадочная формация. В Гималаях (миогеосинклинальная зона) накапливалась мощная карбонатно-терригенная толща с нумулитовыми известняками. В конце эоцена — начале олигоцена почти всюду происходили мощные поднятия, приведшие к горообразованию и оформлению складчатых структур осевой части хребта (пиренейская фаза). В конце палеогена (савская фаза) начали формироваться высочайшие горные сооружения Альпийско-Гималайской области. В олигоцене в краевых и внутренних прогибах Альп еще образовались морские осадки. В позднем олигоцене и миоцене в Предальпийском краевом прогибе уже формировалась континентальная молассовая толща. В конце миоцена прогиб перестал существовать. В это время в Альпах закончилось образование мощных надвигов-шарьяжей (аттическая фаза).

Подобно Альпам развивались Карпаты (в палеогене образовался флиш, в миоцене произошло поднятие, образовалась горная страна с Предкарпатским краевым прогибом, где формировались соленосные молассы), Пиренеи (складкообразование в позднем эоцене, пиренейская фаза).

На Кавказе в олигоцене произошло образование Главного Кавказского хребта и Малого Кавказа. На севере возник Предкавказский краевой прогиб, существовавший в течение неогена.

В Гималаях поднятия происходили в конце эоцена и продолжались в олигоцене и неогене, когда формировались мощные молассовые накопления. Полагают, что Северные Гималаи образовались на месте геосинклинали, а их южная часть возникла за счет дробления и погружения северной окраины Индостанской платформы. Допускают также, что образование Гималаев произошло в месте стыка Индийской плиты с Азией.

Таким образом, в конце палеогена — начале неогена на месте Альпийско-Гималайской области возникли горные системы Пиренеев, Альп, Карпат, Балкан, Главного Кавказского хребта, Малого Кавказа, Атласа, Копетдага, Памиро-Алая, Гималаев. Их развитие продолжалось в неогене и четвертичном периоде. Образовалось также много межгорных впадин, заполнявшихся молассовыми отложениями (Большая Венгерская; Колхидская и Куринская на Кавказе и др.). Вдоль горных систем от Альп до Памира протянулась система краевых прогибов.

С развитием Альпийско-Гималайской области связано образование глубоких впадин морей Черного, южной части Каспийского, восточной части Средиземного, Эгейского и Мраморного. Механизм возникновения этих морей — проблема до сих пор до конца не разгаданная. Дело в том, что строение дна их котловин близко к океаническому (базальтовый слой 5—12 км, осадочный — 10—15 км, типичный гранитный отсутствует). Существует

несколько точек зрения об их происхождении. Полагали, что это 1) провал на месте суши, 2) реликт океана Тетис, 3) рифтогенная структура, которая возникла за счет растяжения материковой коры, 4) участки ассимиляции гранитного слоя базальтовым. Наиболее интенсивно процесс формирования котловин протекал начиная с плиоцена. Скорость его была настолько высокой, что море не успевало заполняться осадками, поступавшими в него. Поэтому на этом месте и образовались глубокие моря.

В конце эоцена восточная часть океана Тетис прекратила свое существование; на ее месте поднялись Гималайские горы. На западе Тетис горными поднятиями Малого Кавказа, Малой Азии и Балкан был разделен на южный бассейн — область Средиземного моря, имевшую связь с океаном (для него сохраняют название Тетис), и северный бассейн на южной окраине Восточно-Европейской платформы, на территории Скифско-Туранской плиты и по периферии Крымско-Кавказской геосинклинальной системы. Этот бассейн, который именуют Паратетисом, протягивался от Предальпийского и Предкарпатского краевых прогибов до гор Средней Азии, захватывая территории современных Черного и Каспийского морей. На западе Паратетис периодически имел сообщение с Тетисом. В восточной части Паратетиса в олигоцене и начале миоцена накапливались песчано-глинистые нефтеносные толщи майкопской серии. На севере в прибрежной его части, на периферии Украинского щита среди обломочных пород образовались крупные залежи марганцевой руды (у Никополя и Большого Токмака), аналогичные руды формировались и в Предкавказье и Закавказье (у Лабинска и Чиатуры), на Мангышлаке, в Приуралье. Они известны и в Болгарии (Варна).

К середине миоцена морской бассейн сильно расширился: море покрывало уже не только южные равнины, но и Вольтинскую, Подольскую возвышенности, а на востоке простиралось до Туранской плиты. Этот бассейн сообщался с Тетисом и на западе имел нормальную соленость, восточная часть была сильно опреснена. В среднем миоцене одновременно с общим воздыманием Альп и Карпат на юге образовался Средиземноморский бассейн, на севере — крупное замкнутое Сарматское озеро-море с обедненной эвригалинной фауной. Последнее распространялось от Вены до Арала, на севере его границы доходили до Кривого Рога и Днепропетровска. Внутри в форме гористого острова размещался Кавказ. Это был самый большой из когда-либо существовавших солоноватоводных внутриматериковых водоемов. В конце миоцена Сарматское озеро-море сменяется Мэотическим, значительно меньшим по размерам. Кавказ стал огромным полуостровом; между впадинами будущих Черного и Каспийского морей в южном Предкавказье сохранился лишь пролив. К началу плиоцена, около 10 млн. лет назад, на юге располагалось обширное Понтическое море, в которое вдавались гористые полуострова Кавказа и Крыма. На дне моря накапливались толщи известня-

ков. В плиоцене крупные поднятия Карпат и Кавказа разобширили Понтическое море на более мелкие водоемы: будущие моря Черное, Каспийское и Паннонское (Венгерское). Далее они развивались автономно.

Сама впадина плиоценового предшественника Черного моря была меньшей по размерам и размещалась только в центральной котловине (Киммерийское, Куяльницкое озера-моря). Это были более пресные водоемы, чем современное Каспийское море.

На территории современного Каспия в плиоцене образовались последовательно Балаханское, Акчагыльское и Апшеронское солоноватоводные моря. При этом для Акчагыльского моря была характерна обширная трансгрессия, при которой оно соединилось через Манычский пролив с Куяльницким морем и далеко проникало на север по Волге, Каме, Белой. В балаханское время на Апшеронском полуострове, на востоке Курунской впадины и в Западной Туркмении образовалась мощная песчано-глинистая толща нефтесодержащих пород. В самом конце неогена водоем сократился до размеров современного Каспийского моря. В четвертичном периоде он, как и Черноморский водоем, прошел серию преобразований.

Венгерская впадина после своего возникновения в миоцене быстро заносилась осадками, осушилась и превратилась в озеро (ныне реликтовое озеро Балатон).

Развитие Средиземного моря во многом сходно с заложением и развитием Черного. Разница состоит в том, что оно и теперь является остатком древнего Тетиса, сохраняющим связь с океаном. Полагают, что в конце миоцена образовавшиеся горные системы замкнули Средиземное море. В это время не было Гибралтарского пролива, Босфора, Дарданелл, Эгейского моря. Поэтому 9—7 млн. лет назад Средиземное море превратилось в резко осолоненный внутриматериковый Мессинский бассейн с более низким уровнем, чем океанический. Примерно 7 млн. лет назад в результате тектонических движений образовался Гибралтарский пролив и впадина Средиземного моря стала быстро заполняться водами Атлантического океана.

Индонезийская область в течение всего кайнозоя и до настоящего времени находится на зрелой стадии геосинклинального развития. Палеогено-неогеновые породы, сложенные вулканогенно-осадочными образованиями большой мощности с примесью карбонатов (коралловых, водорослевых, фораминиферовых известняков), слагают основную часть островов Малайского архипелага. Между ними располагаются новообразованные моря средиземноморского типа.

Вдоль Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса в раннем кайнозое размещались две геосинклинальные области: Восточно-Азиатская (Корякское нагорье, Камчатка, Курильские, Японские и Филиппинские острова) и Меланезийская, или Новогвинейско-Новозеландская (дуга островных сооружений, опоя-

сывающая с востока Австралию и включающая Новую Гвинею, Новую Зеландию, Соломоновы острова, Новые Гебриды, Новую Каледонию и др.). Развитие этих областей приблизительно одинаково, поэтому рассмотрим историю формирования первой из них.

В Восточно-Азиатской области еще не завершено геосинклинальное развитие. Это, очевидно, современная модель геосинклинальных областей прошлого, их эвгеосинклинальных зон. В связи с этим подчеркнем особенности, характерные для геосинклиналей: 1) наличие островных гряд и глубоководных впадин, создающих исключительную контрастность рельефа; 2) проявление мощного вулканизма и сейсмических явлений, охвативших большие площади, включающие все островные дуги (вулканические породы имеют огромные мощности); 3) накопление обломочных песчано-глинистых пород в прибрежных участках моря (на Сахалине, Камчатке, в Японии мощность морских терригенных пород палеогена и неогена превышает 10 км); 4) сильная дизъюнктивная и пликативная дислоцированность вулканогенных и осадочных пород в районах островных дуг. Процессы складкообразования в этом районе особенно сильно проявились в плиоцене. Наличие мощных угленосных отложений палеогенового возраста (широко распространены на Сахалине) свидетельствует о поднятии островных дуг уже в палеогене. Примерно аналогичным образом протекало развитие и в южных районах этой геосинклинальной области.

В пределах Восточно-Тихоокеанского пояса в кайнозой развивались также две геосинклинальные области: Андийская (Анды от Карибского моря и Панамского перешейка на севере, включая Большие Антильские острова, до Антарктических Анд на юге) и Калифорнийская (прибрежная часть Северной Америки от Аляски до юга Калифорнии).

В Андийской области орогенный этап начался еще на границе мела и палеогена (ларамийская фаза). Однако полностью орогенный этап еще не завершился. Одновременно с воздыманием поднятий и в настоящее время развиваются предгорные и межгорные впадины (Маракаибо в Венесуэле, Магдалена в Колумбии), характерные для орогенного этапа, накапливаются молассы, проявляется наземный вулканизм. В то же время со стороны Тихого океана развиваются глубочайшие геосинклинальные прогибы с кайнозойскими толщами мощностью до 20 км, свидетельствующие о протекающем в приокеанической части геосинклинальном погружении. Одновременно с этим в восточной части Анд образовались грабеновые впадины, разделенные глыбовыми поднятиями, в особенности в пределах Северо-Восточных Анд, Боливийских и Северо-Аргентинских Кордильер. Таким образом, Анды — весьма сложное сооружение; эпигеосинклинальный орогенез в их пределах начался в ларамийскую фазу киммерийского тектогенеза; в то время как на западе еще идет

процессы геосинклинального погружения, на востоке проявляется уже внегеосинклинальный орогенез на месте структур, образованных еще в герцинском цикле.

Калифорнийская область в кайнозое развивается в два этапа: 1) в палеогене и неогене образуются мощные толщи терригенных пород, поступающих за счет разрушения мезозойских сооружений Кордильер; 2) в самом конце неогена образуются Каскадные горы, Береговые хребты, полуостров Калифорния. Последние две структуры отделены с востока от остального материка глубинным сдвигом Сан-Андреас, движения по которому продолжаются и в современную эпоху, проявляясь в виде землетрясений.

Развитие мезозойских складчатых горных сооружений

В кайнозое в пределах обоих тихоокеанских поясов и Средиземноморского продолжают развиваться три мезозойские складчатые области (Верхояно-Чукотская, Кордильерская и Центральная и Юго-Восточной Азии или Тибетско-Индокитайская), для которых характерно: 1) развитие внегеосинклинального орогенеза; 2) континентальный режим; 3) базальтовый вулканизм, наиболее сильный в районах бывших эвгеосинклиналей. В Верхояно-Чукотской области внегеосинклинальные поднятия достигают 3 км и более, особенно мощные движения относятся к концу плиоцена. Аналогичные движения происходили и в Кордильерской складчатой области, где первый импульс внегеосинклинального орогенеза проявился еще на границе мела и палеогена, в ларамийскую фазу. Именно тогда впервые образовалась «Суша Берингия», которая затем в палеогене была затоплена и вновь поднята во второй половине неогена. По этому перешейку в неогене происходил обмен фауной между материками. Вулканические проявления известны в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, а в Кордильерской — в районе Алеутской дуги, Аляски, Колумбийского плато, Каскадных гор и на Мексиканском нагорье.

В Тибетско-Индокитайской области особенно мощный внегеосинклинальный орогенез проявился в неогене. Кайнозойский вулканизм здесь неизвестен.

Развитие молодых платформ

В кайнозое оно отличается следующими особенностями: преобладанием континентального режима (в основном для платформ с байкальским и каледонским складчатым основанием); сходством в развитии с древними платформами. В пределах Урало-Монгольского пояса развитие молодых платформ происходило так, как это намечилось еще в мезозое. На востоке продолжал существовать мощный автономно активизированный Среднеазиатско-Южно-Сибирский горный пояс, поднявшийся еще в триасе. В мезозое и палеогене эти горы были разрушены.

Но в олигоцене вертикальные движения вновь оживились. Заложилась крупные впадины в пределах северного и южного их обрамления. Например, на Таримском массиве перед герцинидами Тянь-Шаня и Куьлуня образовались Предтяньшанский и Предкуьлуньский предгорные прогибы; в пределах Цайдамского срединного массива — Предкуьлуньский и Предциляшанский прогибы; в пределах Джунгарской впадины — Предтяньшанский и Предмонгольско-Алтайский прогибы и т. д. В районе северного обрамления пояса на территории СССР размещены многочисленные предгорные впадины, протянувшиеся от Гиссарского хребта до Байкала. Характерной особенностью этих внутриконтинентальных структур автономной активизации являются увеличенная до 60—80 км земная кора, большие абсолютные высоты, достигающие 3—5 км, частое проявление вулканизма основного состава.

А. Л. Яншин (1973) выделяет два пути формирования областей внегеосинклинального орогенеза: 1. Там, где орогенез проявляется в линейной или сходной с ней форме (например, Кордильеры, Верхояно-Чукотская область, Анды, Урал и др.), он, возможно, связан с тангенциальным сжатием. 2. Проявление внегеосинклинального орогенеза может быть вызвано и самостоятельными вертикальными движениями, связанными с процессами фазового перехода на поверхности Мохоровичича и на других глубинных разделах внутри земной коры и в верхней мантии.

Области внегеосинклинального орогенеза по генезису и различиям их глубинного строения в какой-то степени условно можно подразделить на четыре важнейшие группы: 1) резонансно-тектонические (например, вторичные горы, поднимающиеся по внешнему обрамлению Тихоокеанского пояса: Верхояно-Чукотская область, Скалистые горы и т. д.); 2) автономной «вертикальной» активизации, или эпиплатформенные орогенные пояса (например, Среднеазиатско-Южно-Сибирский горный пояс, Урал и др.); 3) автономной авлакогенной активизации (например, докембрийские авлакогены Юдомский, Пачелмский, раннепалеозойский Туруханско-Игарский, пермо-триасовые Большой Донбасс, Уачита и др.); 4) «горизонтальной» рифтогенной активизации, обычно рифтогенные платформенные окраины материков, реже рифтовые поднятия внутри континентов. Часть их размещена в пределах приокеанических бортов «осколков» древней Гондваны (Западные и Восточные Гаты Индостана, побережья Бразильского и Гвианского нагорий, горы Юго-Западной Африки и др.) и палеозойской Лавразии (побережья Аппалачей, полуострова Лабрадор, Восточной Гренландии, Скандинавских гор, Великобритании и т. д.).

На Западно-Сибирской, Северо-Туранской плитах и Тургайской впадине в палеогене размещалось море. Через Тургайский пролив оно в эоцене, как и в мелу, соединялось с океаном Тетис. На территории Западной Сибири в это время накапливались

кремнистые образования (опоки, диатомиты), характерные для бореальных водоемов, на юге — глинисто-известковистые образования. С олигоцена вся Западная Сибирь — заболоченная низменность, постоянно заполняемая глинистым и торфяным материалом.

Развитие молодых эпипалеозойских (эпикаледонских на севере и эпигерцинских на юге) платформ в пределах Атлантического пояса продолжалось в условиях континентального режима. Здесь же проявились сводово-глыбовые поднятия, в особенности в Аппалачах.

Скифско-Туранская плита в течение палеогена была покрыта морем, здесь в раннем и среднем палеогене накапливались последовательно терригенно-карбонатные осадки океана Тетис, а с олигоцена в морском бассейне Паратетис — песчано-глинистые породы.

Во впадинах Западно-Европейской эпигерцинской платформы развиты палеогеновые терригенные образования, иногда с карбонатами и гипсами. Неогеновые отложения на территории этих плит представлены континентальными образованиями, с которыми связаны иногда буроугольные месторождения Европы. В пределах внегеосинклинальных поднятий — глыб — в олигоцене по разломам залежились грабены (например, Рейнский грабен только в олигоцене опустился на 1200 м), по разломам изливались базальтовые лавы. Полагают, что это был резонансный эффект мощных движений пиренейской или савской фазы в Альпийско-Гималайской области.

В пределах Северо-Африканской плиты (Марокканская платформа) развита известняково-песчаниковая толща с фосфоритами. В Тунисе и Алжире образовывались нуммулитовые и фосфоритные известняки. С олигоцена здесь всюду установился континентальный режим.

В пределах Западно-Тихоокеанского пояса Катазийская и Восточно-Австралийская платформы развиваются в кайнозойе в условиях континентального режима.

Развитие древних платформ

Для древних платформ в кайнозойе также характерен в основном континентальный режим (наибольшие трансгрессии в крайних частях платформ были в эоцене), мощный эпиплатформенный орогенез, особенно сильно проявившийся в олигоцене и неогене.

В пределах Восточно-Европейской платформы, как уже отмечалось при рассмотрении истории южных морей, палеогеновые отложения распространены на юге (в Прикаспийской впадине, мощность до 800 м). Это была эпиконтинентальная окраина Тетиса, в пределах которой формировались карбонатно-терригенные осадки палеоцена, терригенные отложения эоцена вплоть до

Поволжья (максимальная трансгрессия, охватывающая весь юг платформы до 57° с. ш.) и олигоцена (отложения Паратетиса). Эти опускания были резонансными по отношению к событиям в Альпийско-Гималайской области.

Сибирская платформа в кайнозое — приподнятая часть Евразийского материка. Во второй половине палеогена — неогене оформилось Байкальское сводовое поднятие (более 3 км), в периклинальной части которого заложилась система вытянутых рифтовых впадин, протянувшихся почти на 2 тыс. км от озера Хубсугул до северной части Станового нагорья. В предгорье сводового поднятия заложилась Предбайкальская впадина, выполненная континентальными палеоген-неогеновыми отложениями (их мощность 600 м).

Северо-Американская платформа в кайнозое также поднятый континент. В палеоцене в предгорьях Скалистых гор, а также во впадинах между внегеосинклинальными поднятиями ларамийского возраста продолжали накапливаться континентальные угленосные толщи.

В пределах южных платформ в палеоген-неогеновое время также преобладают континентальные условия. Трансгрессии палеогенового моря известны лишь на севере Африки, юге и западе Австралии и побережье Индостана. В восточной Африке и в пределах Аравийского полуострова произошло формирование мощных сводовых поднятий (эпиплатформенный орогенез). К этому Африкано-Аравийскому поясу сводовых поднятий приурочена Восточно-Африканская рифтовая система, состоящая из целой серии ветвей и протянувшаяся более чем на 5 тыс. км. Рифтовая система протягивается от низовьев Замбези, где почти подходит к океану на север. У озера Ньяса она разделяется на три ветви: западная идет через озера Танганьика и Иди-Амин-Да-Да; восточная — в Индийский океан; центральная — на север. В Эфиопии Эфиопский рифт снова разделяется на две ветви: одна — Аденский рифт, другая — рифт Красного моря. Последний прослеживается через Мертвое море до подножия Таврских гор в Малой Азии. В Восточно-Африканскую рифтовую систему входят грабены озер Ньяса, Танганьика, Рудольф и др., Красное и Мертвое моря, Аденский и Суэцкий заливы. По Красноморскому и Аденскому рифтам произошло отделение Аравийского полуострова от Африки. Наиболее интенсивно процессы рифтогенеза протекают с плиоцена, особенно в течение последних 5 млн. лет. С системой рифтов связаны щелочно-базальтовые излияния, современные вулканы. О современной гидротермальной деятельности на дне Красного моря свидетельствуют высокая температура воды в придонной его части (+60°C), наличие на глубине 2—2,5 км высокой концентрации солей (до 270‰ при средней в море 35—40‰) с повышенной концентрацией металлов (железа, золота, серебра, урана и др.).

На 2 тыс. км западнее Африкано-Аравийского рифтового пояса

с севера на юг протягивается еще один рифтовый пояс, названный Е. Е. Милановским (1976) Рейнско-Ливийским, потому что он начинается грабенами в бассейне Рейна и протягивается через всю Северную Африку до озера Чад. В результате разломов земной коры и рифтогенеза в Африке происходили мощные излияния базальтов.

Альпийская эпоха складчатости и горообразования. Ее результаты

В течение кайнозоя проявилась эпоха складчатости альпийского незавершенного тектонического цикла. В это время горообразованием завершилось формирование альпийских структур Альпийско-Гималайской, Восточно-Азиатской, Меланезийской Андийской и Калифорнийской геосинклинальных областей. Продолжается развитие древних и молодых эпипалеозойских платформ. Области мезозойской складчатости большей частью не успели оформиться как платформы и в позднем кайнозое испытали повторный орогенез. Наиболее мощный эпигеосинклинальный орогенез охватил районы Альпийско-Гималайской области.

В конце неогена окончательно оформились Альпы, Атлас, Апеннины, Динариды, Карпаты, Кавказ, Понтийские и Таврские горы, Памир, Гиндукуш, Гималаи; на побережье Тихого океана — Корьякское нагорье, Камчатка, Алеутские, Курильские острова, Сахалин, Японские острова, Филиппины, Новая Гвинея, Новая Зеландия, а также Анды, Береговые хребты Калифорнии в Северной Америке. Осушились Западная Сибирь и Туранская низменность, в результате образовался единый материк Евразия, окончательно распалась Гондвана, перестал существовать океан Тетис.

В это же время заложилась впадины Средиземного, Эгейского, Мраморного, Черного и южной части Каспийского моря. В областях, опоясывающих Тихий океан, геосинклинальный процесс продолжается и в настоящее время.

В кайнозое произошли некоторые изменения и в размещении материков на Земле. Австралия в позднем мезозое еще представляла единое целое с Антарктидой, в начале эоцена она уже откололась и продвинулась далеко на север. Одновременно с этим закрытие океана Тетис привело к соединению Африки с Евразией. Произошло и полное раскрытие Северного Ледовитого океана. Увеличились в размерах Атлантический и Индийский океаны. Таким образом, в кайнозое северные платформы объединяются, южные напротив, расходятся.

В пределах мезозойских складчатых сооружений, древних и молодых платформ развивались мощные зоны внегеосинклинального орогенеза, среди которых выделялись крупные сводовые поднятия — эпиплатформенные орогенные пояса с рифтовыми структурами в сводах (Байкальская, Африкано-Аравийская и

Рейнско-Ливийская). Ранее полагали, что рифтогенез характерен только для альпийского тектогенеза и даже только для его неотектонического этапа. Теперь выяснилось, что процессы внегеосинклинального (в том числе эпиплатформенного) орогенеза, в частности сводообразование с заложением рифтовых зон, известны с докембрия, а в палеозое и мезозое уже широко распространены. Иными словам, внегеосинклинальный орогенез шел параллельно с эпигеосинклинальными. Особенно широко он начал развиваться с конца палеозоя и в мезозое, когда привел к формированию трех океанов Земли.

В составе альпийского цикла нередко выделяют его последний самостоятельный неотектонический этап (неоген-четвертичный период), во время которого был создан в основных чертах современный рельеф Земли. Фактически неотектонический этап — заключительная часть альпийского цикла, развитие которого к настоящему времени еще не завершено.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ В КАЙНОЗОЕ

Развитие климатических условий

В палеогеновом и неогеновом периодах положение климатических зон на Земле, хотя и мало, все же отличалось от современного. Границы зон в палеогене, климат которого формировался в условиях широких трансгрессий и был в целом мягким и теплым («парниковый эффект»), были не резкими. В палеогене северная аридная зона прослеживается в отложениях эвапоритов Испании и Франции, а в Северной Америке — в породах полуострова Флорида и Большого Бассейна. Южная аридная зона фиксируется в аналогичных отложениях западного побережья Южной Америки, Южной Африки, Австралии. Между этими зонами размещалась тропическая гумидная с проявлениями бокситов и углей в Южной Америке, Африке, Индии, Индонезии, Восточной Австралии. Субтропики в то время были смещены к полюсам (примерно на 10—15°) по сравнению с современным их положением. В этой зоне образовались буроугольные месторождения Украины и Кавказа, во влажных субтропиках — бокситы Венгрии и Югославии, марганцевые месторождения Украины, Кавказа, Мангышлака. Тогда еще не было ледовой зоны, листопадные деревья росли в Гренландии, на Шпицбергене, Новой Земле и на островах Канадского Арктического архипелага. Северная граница вечнозеленых лесов поднималась до 56° с. ш.

Климатическая зональность неогена проявилась уже более отчетливо. Климат по своим особенностям был более близок к современному. В течение неогена зональность усилилась, аридные зоны несколько расширились, у полюсов появилась ледовая зона.

Развитие органического мира

В течение кайнозоя сформировался современный органический мир морей и океанов, современные ландшафтные зоны и биоценозы.

В кайнозое произошло увеличение родового и видового состава покрытосеменных, или цветковых, растений.

Цветковые насчитывают около 200 тыс. видов (из них $\frac{3}{4}$ — двудольные), объединяемых в 10 тыс. родов и 300 семейств, распространенных не только на суше, но и в водоемах континентов и мелководных зонах морей. Цветковые имеют размеры от нескольких сантиметров (мелкие травянистые растения) до растений-гигантов высотой до 150 м.

К однодольным относятся главным образом травянистые растения. Особенно интенсивно развивались они в палеогене, когда была широко распространена травянистая растительность (злаки, осоковые, лилии, морские травы и др.). С распространением трав связывают эволюцию копытных млекопитающих. К однодольным относят и редкие древесные формы (пальмы, бананы и др.). К покрытосеменным примешиваются голосеменные, среди которых особенный интерес представляют хвойные (известно до 600 видов). Многие хвойные теперь обитают в умеренном и холодном климате. Возможно, и в прошлом они приспособлялись к неблагоприятным для других растений условиям. Хвойные содержат значительное количество смолы, хорошо сохраняющейся в ископаемом состоянии в виде янтаря.

С позднего мела на Земле начала развиваться травянистая растительность. Если в силуре — девоне — карбоне древесная растительность прошла путь от травянистых водорослей к кустарничковым формам псилофитов и к древесным формам крупных споровых и голосеменных растений каменноугольного периода, то в мелу этот процесс имел обратное направление: деревья, приспособлялись к новым условиям, постепенно сменялись кустарниками, затем полукустарниками. Среди них появлялись многолетние, а потом и однолетние травы. Бурная эволюция самих трав пришла уже на середину палеогена. Н. Н. Верзилин отмечает, что травы прекрасно приспособились к изменившимся физико-географическим условиям: к резким сезонным климатическим колебаниям. Быстрое созревание, малые затраты на развитие вегетативной системы, огромное количество семян будущего потомства, эволюционная подвижность — вот их преимущества. Предполагают, что прогрессу покрытосеменных, в особенности травянистых однолетних растений, способствовали не только ухудшившиеся физико-географические условия, но и уменьшение углекислого газа в атмосфере, необходимого растениям для питания.

В конце мела в развитии растительности закладывается зональность, которая особенно отчетливо проявляется в формировании фитогеографических провинций. В северном полушарии в

палеогене прослеживались две широтные фитогеографические провинции — зоны (по А. Н. Криштофовичу): 1) тропическая, охватывающая Мексику, юг США, юг Западной Европы, юг Восточно-Европейской равнины до широты Харькова, Южную и Центральную Азию южнее Тибетского нагорья, представлена так называемой полтавской флорой, в состав которой входили мирты, олеандры, лавры, пальмы, гладколистный дуб, хлебное дерево, бамбуки, папоротники, из хвойных — тисс, араукария и др.; 2) умеренно теплая зона, куда входили современные территории севера Северной Америки, Гренландии, Северной Европы, центральной и северной частей Восточно-Европейской равнины, Северного Казахстана, Западной и Восточной Сибири, Приморья. В ее пределах развивалась флора, сходная с флорой современных умеренных широт: листопадные формы — каштан, дуб, бук, клен, береза, липа, магнолия; хвойные формы — тисс, ель.

В неогене фитогеографическая зональность в общих чертах сохранилась. Однако северная граница тропической зоны сместилась от широты Харькова до побережья Черного и Средиземного морей, где еще сохранились теплые и влажные климатические условия. Здесь широко развивались в основном широколиственные с примесью субтропических и хвойных растений. В этой флоре постепенно стали преобладать сережкоцветные, листопадные растения. В миоценовых отложениях Причерноморья описаны секвойя, тисс, сосна, лавр, дуб, бук, каштан, тополь, лещина, береза, таксодиум, лианы и др. В этой флоре, помимо лавра, все растения относятся к листопадным или хвойным.

В умеренно теплой зоне раннего неогена вечнозеленые растения практически отсутствовали, преобладали широколиственные листопадные и хвойные леса.

На фоне постепенного похолодания смещалась к югу граница субтропической и умеренной зон. Это проявлялось в миграции теплолюбивых растений. В умеренной зоне растительность имела уже почти современный облик: в ее южной части произрастали леса из граба, дуба, лещины, клена, березы, ольхи, ели, сосны, лиственницы, грецкого ореха и т. д.; севернее располагалась хвойная тайга, в более высоких широтах — лесотундра. На юге Восточно-Европейской равнины развивались степи.

Полагают, что в палеогене и начале неогена не было пустынь. Аридные зоны того времени (Туркмения в СССР, Монголия, Египет, Испания) напоминали больше саванну, чем пустыню. Умеренный климат того же времени иногда именуют умеренно теплым климатом, так как он был значительно теплее современного умеренного климата. В Гренландии и на Аляске росли дубовые, буковые, каштановые леса.

В плиоцене — начале четвертичного периода наступило резкое похолодание, связанное с развитием оледенения. В четвертичное время сформировались современные растительные зоны. Образовалась зона тундры, где развивались сфагновые мхи. В кайнозое

получили развитие диатомовые водоросли — жители водоемов умеренных широт. Диатомовые служили материалом для формирования толщ опок и трепелов, особенно характерных для палеогена.

В фауне морских беспозвоночных преобладают двустворчатые и брюхоногие моллюски; в палеогене развивались простейшие, являясь породообразующими формами (нуммулиты), известны иглокожие, губки, шестилучевые кораллы. Параллельно с фитогеографическими провинциями суши в морях по фауне беспозвоночных выделяют три зоогеографические провинции: 1) средиземноморскую (океан Тетис) с тропическим климатом, в ее пределах развивалась теплолюбивая фауна нуммулитов, шестилучевых кораллов, двустворок и гастропод с крупными массивными раковинами; 2) северную умеренную; 3) южную умеренную. В пределах двух последних провинций состав моллюсков был более бедным, нуммулиты и кораллы отсутствовали. Интересно, что, как и на суше, вода океанов была в палеогене и раннем неогене значительно теплее: у полюсов отсутствовали ледники, а температура нынешнего Северного Ледовитого океана тогда поднималась до $+14^{\circ}\text{C}$, более теплым был и Тетис (теперь температура донных слоев в районе экватора $+2^{\circ}\text{C}$, а в конце палеогена она была $+10^{\circ}\text{C}$).

После гибели рептилий в середине мела им на смену пришли млекопитающие, обладающие целым рядом важных преимуществ ставящих их в менее зависимое положение от изменившихся природных условий. Млекопитающие, как и в свое время рептилии, широко расселились на суше.

В палеоцене известны две ветви млекопитающих: подклассы сумчатых и плацентарных.

Первые сумчатые появились на материках северного полушария (крысоподобные зверьки, похожие на современных североамериканских опоссумов). Затем они были оттеснены бурно эволюционирующими плацентарными в южное полушарие, где получили дальнейшее развитие в основном в Австралии и на прилегающих островах. В Австралии благодаря ее отделению от остальных материков, идет бурный процесс адаптивной радиации сумчатых (сумчатые мыши, крысы, тушканчики, кошки, медведи, волки, муравьеды, кроты, опоссумы, коалы, вомбаты, валлаби, кенгуру). Некоторые кенгуру и вомбаты в плейстоцене достигали гигантских размеров (до нескольких метров).

Из плацентарных сюда успели проникнуть лишь мелкие грызуны и позднее летучие мыши. Еще с мела среди плацентарных существовали насекомоядные, грызуны, китообразные, хищнокопытные.

В палеоцене отделились ветви древних копытных, или кондиляртров, — пятипалых пальцеходячих животных с признаками парно- и непарнокопытных (парнопалые и непарнопалые),

древних хищников, или креодонтов, а затем и настоящих хищников, приматов — предков современных лемурув, зайцеобразных.

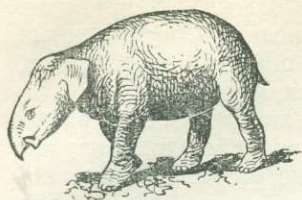
В эоцене осуществились более глубокая специализация и распространение млекопитающих на Земле. Продолжилось развитие палеоценовых форм. Кроме того, формировались рукокрылые, а из китообразных — зубастые киты. Произошло разделение на парно- и непарнокопытных. Непарнокопытные дали первых мелких (с кошку) лошадиных (*Eohippus*, *Heracotherium*), носорогообразных (*Amynodon*), тапирообразных (*Desmatotherium*). Парнокопытные представлены свинообразными (*Archaeonodon*), мозолоногими (мелкие формы *Protyleopus*, предки современных верблюдов). Среди настоящих хищников известны собачьи (*Canidae*), кошачьи (*Felidae*); из последних — огромный саблезубый тигр (*Machairodus*). Появились первые хоботные — животные с современной свинью (*Moeritherium*), а затем и первые представители слоновых (*Palaeomastodon*).

В олигоцене появилось много новых хищников; из непарнокопытных получили развитие безрогие носороги (*Aceratherium*, огромный *Jndricotherium*), лошадиные (в начале олигоцена — *Mesohippus*, в конце — *Miohippus*, имеющие уже трехпалые конечности с наиболее крупным средним пальцем). Среди парнокопытных появились первые настоящие свиньи (*Antracotherium*), олени. Развиваются грызуны — хомяки, дикобразы, бобры; морские млекопитающие — беззубые киты, сирены. В Южной Америке найдены остатки первой широконосой обезьяны, а в Северной Африке — первые человекообразные обезьяны (*Parapithecus*, *Propliopithecus*).

Млекопитающие, особенно интенсивно развивавшиеся в Евразии и Африке, в неогене «обновились». В миоцене вымерли палеогеновые формы и получили развитие современные. Среди хищников появились первые медведи, гиены, собаки. Из непарнокопытных дальнейшее развитие получили лошадиные, приспособившиеся к широким степным пространствам неогена. Парнокопытные широко представлены полорогими — антилопы, козы, овцы, газели, бизоны, быки, предки верблюдов. В составе хоботных широкое распространение получили *Dinotherium* и *Mastodon* — крупные животные, превышающие по своим размерам современного слона.

В плиоцене среди лошадиных известен *Pliohippus* (с одной палой конечностью), а в конце этой эпохи — *Equus*, современные лошади, ослы, зебры. Лошади сформировались в Северной Америке, в четвертичном периоде распространились в Южную Америку и Евразию. К концу четвертичного периода в Америке лошади вымерли.

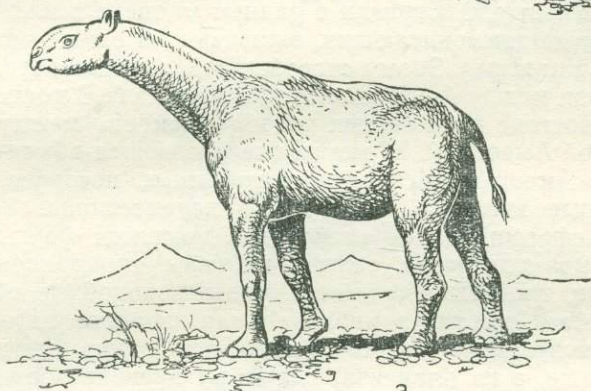
Среди парнокопытных в плиоцене в остепненных и пустынных районах расселились настоящие верблюды, а в саваннах — жирафы; на открытых пространствах приледниковых «холодных степей» (тундро-степей) и тундры поселились первые олени, среди



1



2



3



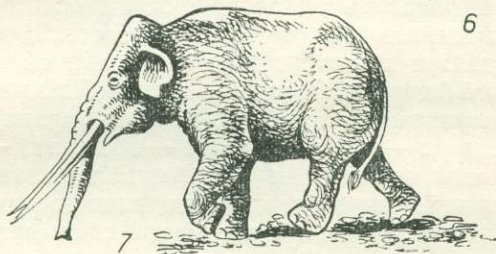
5



6



4



7

Рис. 51. Млекопитающие палеогена (1—3) и неогена (4—7):

1 — Moeritherium; 2 — Eohippus; 3 — Indricotherium; 4 — Dinotherium; 5 — Machairodus; 6 — Hipparion; 7 — Mastodon

которых известен гигантский олень (*Megaloceras*). В плиоцене уже известны слоны, сходные с современными. Среди водных форм в начале плиоцена сформировались первые дельфиновые, новые представители будущих китов, тюлени, моржи.

В миоцене в северном полушарии выделяют две зоогеографические провинции: североамериканскую и евразийскую. В первой из них была богатая эндемичная фауна, быстро развивались копытные, но не было хоботных, обезьян, полорогих, бедной была фауна хищных. В Евразии в раннем миоцене исключительно богата фауна млекопитающих, включающая самые разнообразные формы животных. Этому способствовало существование сухопутной связи между Азией, Европой и Африкой. В конце миоцена на северо-востоке Азии возник подобный «мост» между Евразией и Северной Америкой. В результате произошел обмен фаун. В Северную Америку мигрировали хоботные, носороги, полорогие, различные хищники. В Евразию переместились копытные. В центре сформировался смешанный комплекс фауны: хоботные, копытные (полорогие, свиньи, жирафы, гиппарионы), безрогие носороги, гиеновые, медвежьи, человекоподобные обезьяны.

Южная Америка в миоцене была изолирована от остальных материков, поэтому здесь развивалась фауна архаичных форм (сумчатые, а из плацентарных форм древние копытные, грызуны), находящихся на более низкой стадии развития, чем фауна Северной Америки. И только в плиоцене между двумя американскими материками образовался «мост», по которому североамериканские формы стали проникать на юг, вытесняя архаичную южноамериканскую фауну. Из местной фауны сохранились немногие формы — лемуры, ленивцы, муравьеды, броненосцы и др.

Еще в большей географической изоляции оказалась Австралия, где известны только фауны однопроходных и сумчатых.

Особый интерес представляет развитие приматов, являющихся предком человека и человекообразных обезьян.

Первые приматы — полуобезьяны (сходные с тупайями) — сформировались в палеоцене от древесных насекомоядных, внешне напоминающих современных белок. В эоцене от полуобезьян-долгопятов произошли широконосые обезьяны Центральной и Южной Америки. От широконосых обезьян в олигоцене отделились представители узконосых обезьян парапитеки (*Parapithecus*, от греч. *para* — почти, *pithecus* — обезьяна) — древнейшие высшие обезьяны, населявшие 35—40 млн. лет назад Старый Свет; остатки их найдены в отложениях нижнего олигоцена в Египте. Это небольшие древесные обезьянки, способные не только лазать по деревьям, но и ходить по земле на двух конечностях в полувыпрямленном положении. Они были высокоорганизованными (но не узкоспециализированными) животными и стали исходным звеном дальнейшей эволюции.

Парапитек в олигоцене дал начало проплиопитеку (*Propliopithecus*, от греч. *proplien* — гораздо больше) — более крупной чело-

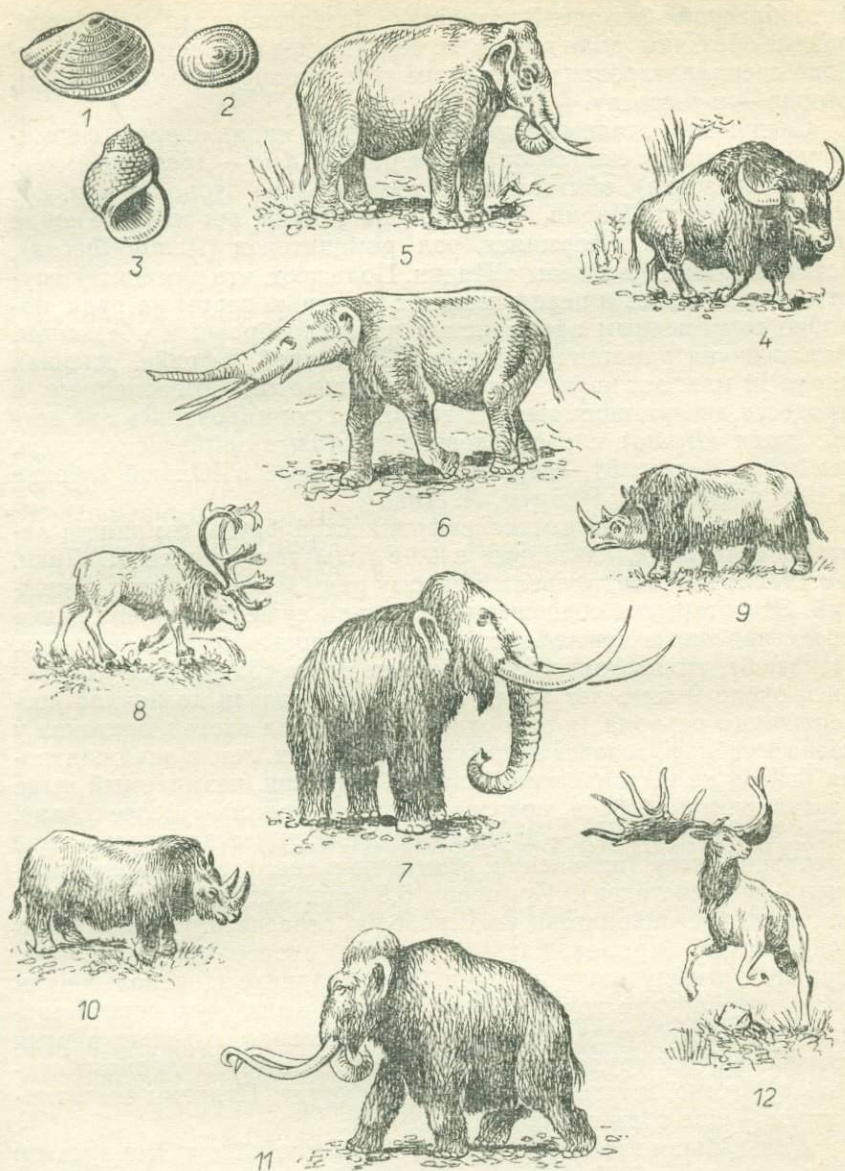


Рис. 52. Представители органического мира четвертичного периода:

1 — *Ioldia*; 2 — *Ancylus*; 3 — *Littorina*; 4 — *Bison prisceus* (короткорогий бизон); 5 — *Archidiscodon meridionalis* (южный слон); 6 — *Palaeoloxodon antiquus* (древний слон); 7 — *Mastodon*; 8 — *Rangifer tarandus* (северный олень); 9 — *Dicerorhinus mercki* (носорог Мерка); 10 — *Coelodonta antiquitatis* (шерстистый носорог); 11 — *Mammuthus primigenius* (мамонт); 12 — *Megaloceras* (гигантский олень)

векообразной обезьяне. В результате дивергенции эти человекообразные обезьяны дали две ветви: первая идет к современным глубоко специализированным лесным человекообразным обезьянам, вторая — к человеку.

Следующим этапом эволюции по второй линии явилось формирование дриопитека (*Driopithecus*, от греч. *drio* — древесный; древесная обезьяна), обитавшего приблизительно около 20 млн. лет назад в Европе, Индии, Китае. Около 12 млн. лет назад, в конце раннего неогена, оформился род рамапитеков (*Ramapithecus*), остатки которых найдены в Индии. Полагают, что рамапитек спустился с деревьев и передвигался с помощью опоры на руки, подобно современным африканским человекообразным обезьянам. Аналогичная рамапитеку форма в Восточной Африке, жившая около 14 млн. лет назад, названа кениапитеком. От последнего в процессе дивергенции высших гоминид сформировались две ветви: люди (*Homo*) и австралопитеки (*Australopithecus*, от греч. *australus* — южный), впервые обнаруженные в Южной Африке в 1924 г. (Р. Дарт, Р. Брум, Л. Лики).

Позднее раскопки восточноафриканской фауны гоминид и австралопитековых, сделанные в 60-е годы экспедицией Л. Лики, а с 1972 г. Р. Лики, привели к целому ряду замечательных открытий. Эти открытия совершенно изменили существовавшие ранее представления о длительности и этапах формирования человека. Полагают, что австралопитеки (объем мозга 435—590 см³) появились около 9 млн. лет назад и просуществовали до начала четвертичного периода (к ним отнесены находки австралопитеков у озера Рудольф, возраст которых около 3 млн. лет, и зинджантропа бойсов из Олдовайского ущелья Танзании, называемый ныне австралопитек бойсов, возраст которого немногим более 1 млн. лет). Австралопитеки — крупные стадные существа, перешедшие от жизни в лесу (плиоцен) к обитанию в саваннах (поздний плиоцен — эоплейстоцен). Примерно 5,5 млн. лет назад в позднем плиоцене австралопитеки уже свободно передвигались на задних конечностях (прямохождение), у них произошло разделение функций между конечностями. Австралопитеки использовали различные орудия труда (палки, кости, камни), что способствовало развитию среди них охоты. Но обезьяна, взявшая в руки готовое орудие труда, еще не человек. Человеком принято считать существо, изготавливающее орудия труда. Поэтому австралопитеки — еще обезьянолюди.

Дальнейшая эволюция этой группы могла идти двумя путями: 1) специализация форм на основе приспособления к окружающей среде почти тропических районов Африки, ведущее к увеличению в размерах (путь мезозойских гигантских рептилий); 2) совершенствование мозга, орудий труда (путь гоминид). Австралопитеки повторили путь мезозойских рептилий: они достигли гигантских размеров и около 1—0,7 млн. лет назад вымерли. В южно-африканских пещерах известно две формы австралопитеко-

вых: 1) хрупкого сложения и небольших размеров (грациальный) — австралопитек африканский, 2) массивный, крупных размеров — австралопитек массивный (вначале был назван парантропом). Определенные абсолютного возраста показали, что австралопитек африканский — более древнее существо, он предшествовал австралопитеку массивному. Но где-то около 4 млн. лет назад от ветви австралопитека африканского в процессе мутации отпочковалась ветвь гоминид, развивающаяся далее параллельно с австралопитековой. Эволюционный путь гоминид разделяют на три фазы:

1. Древнейшие люди, или архантропы, жили в интервале примерно 4,0—0,3 млн. лет назад.

Наиболее древнейшими останками существа рода человеческого являются останки особи женского пола, найденные в середине 70-х годов Международной палеоантропологической экспедицией в Эфиопии (местность Хадар, долина реки Аваш, провинция Валло). Возраст остеологического материала, определен калиево-аргоновым методом, — $3,01 \pm 0,25$ млн. лет. Сейчас останки эти изучаются антропологами.

Достоверно определенными видами рода человеческого являются:

1) древнейший человек — «череп 1470» (название условно, под этим номером он числится в Национальном музее Кении в Найроби). Останки этого ископаемого существа (бедренные и берцовые кости, череп объемом 810 см^3) обнаружены в 1972 г. экспедицией Р. Лики в районе озера Рудольф (местность Кооби-Фора). Его возраст, определенный калиево-аргоновым методом, составляет 2,9—2,8 млн. лет. Неподалеку от места захоронения черепа найдено большое скопление каменных орудий труда в слоях, возраст которых 2,6 млн. лет. Судя по остеологическому материалу, останки принадлежат существу, близкому к человеку: крупный размер черепа, кости приспособлены к прямохождению и др. Находки уже обработанных каменных орудий труда — зачатков галечной культуры (крупные гальки, заостренные 5—8 сколами), — примерно из тех же отложений, имеющие при-

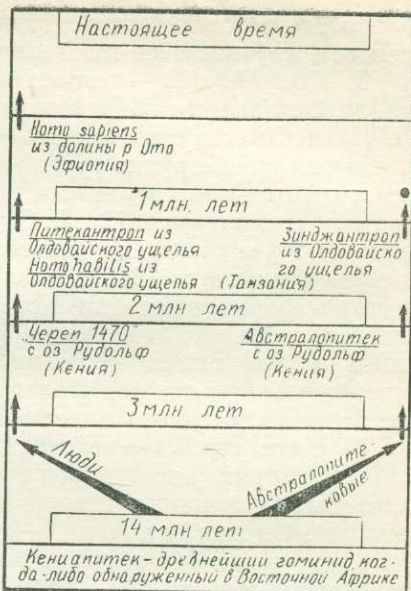


Рис. 53. Эволюция австралопитековых и гоминид (по представлениям Р. Лики)

близительно тот же возраст, свидетельствуют о том, что это уже человек, научившийся изготавливать орудия труда;

2) *Homo habilis* — человек умелый, живший более 2 млн. лет назад. Останки его обнаружены в Олдовайском ущелье в 1959 г. Л. Лики. Вместе с костями и черепом (объем до 650—680 см³) найдены грубые орудия труда галечной культуры; здесь же встречены остатки австралопитека бойсова. Учитывая высокое развитие человека «череп 1470», Р. Лики полагает, что этот древнейший человек через «человека умелого» является прямым предком «человека разумного». Все остальные гоминиды, по его мнению, тупиковые формы эволюции. Концепция стадиального развития человека, в отличие от взглядов Р. Лики, не считает остальные гоминиды тупиковыми формами, а рассматривает их в качестве промежуточных стадий. Полагают, что единичные находки пока не дают достаточного материала для окончательных выводов;

3) *Homo erectus* — человек выпрямленный, именуемый ранее *Pithecanthropus* (питекантроп в переводе означает «обезьяночеловек», что в принципе неверно, поэтому и предложено иное название). Он жил примерно 1—0,6 млн. лет назад. Останки его были обнаружены Э. Дюбуа на острове Ява в 1891 г. и в 60-х годах нынешнего столетия Л. Лики в Олдовайском ущелье. Человек выпрямленный имел объем мозга 900—1100 см³, рост около 170 см, умел пользоваться огнем, создал первые настоящие ручные рубила (аббевильская культура). Эти люди еще жили первобытным стадом;

4) в миндельских отложениях вблизи Гейдельберга (ФРГ) найдены остатки гейдельбергского человека с массивной нижней челюстью. Установлено, что он был несколько моложе питекантропа, но древнее пекинского человека, хотя некоторые антропологи считают, что челюсть гейдельбергского человека напоминает челюсти неандертальца;

5) *Homo pekinensis* — человек пекинский, чаще именуемый *Sinanthropus* (древнейший китайский человек). Его останки найдены в пещере вблизи Пекина, он описан в 1927 г. Его черепная коробка вмещала до 850—1220 см³ мозга, причем левая сторона мозга, где расположены двигательные центры правой стороны тела, была больше. Внешне человек пекинский очень напоминал своих предшественников. Полагают, что он мог уже сам добывать огонь, одевался в шкуры. Жил человек пекинский около 0,5—0,3 млн. лет назад (миндель).

II. Древние люди, или палеоантропы. Их останки встречаются в отложениях, возраст которых в интервале 300—30 тыс. лет назад, т. е. жили в условиях максимального и валдайского оледенения. К ним относятся *Homo primigenius* (человек первобытный), или *Homo sapiens fossilis* (человек разумный ископаемый), имеющий разные подвиды, в том числе *Homo sapiens neandertalensis* (найден в 1856 г. в долине Неандерталь, ФРГ, позднее в Крыму и Узбекистане). Объем мозга их достигал уже 1400 см³,

рост 155—158 см. Жили они группами, охотились. Очевидно, об- ладали зачаточной членораздельной речью.

Неандертальцы — неоднородная группа. Часто наиболее древ- ние формы имели более прогрессивные признаки, чем формы, жив- шие позднее. Представители поздних неандертальцев жили не- большими, очевидно семейными группами. Полагают, что ран- ние неандертальцы, стоявшие по своему строению и облику ближе к человеку, вступили на путь, ведущий прямо от звероподобной орды к образованию общества. В их группах (или стадах) были уже развиты внутrigрупповые связи по охоте, защите от нападе- ния врагов и борьбе со стихийными бедствиями. Групповые ста- да ранних неандертальцев в борьбе за существование и в терри- торальных притязаниях победили небольшие семейные груп- пы поздних неандертальцев.

К этому времени закрепились основные приобретенные при- знаки человека разумного: прямохождение, навыки по изготов- лению орудий труда, использование огня; трудовая деятельность и стадный образ жизни породили речь. Палеоантропы, объединен- ные в орды, стада, племена, смогли противопоставить себя ос- тальному органическому миру; они занимали высшие звенья пи- щевых цепей в местах обитания. Но в процессе трудовой деятель- ности понадобились передача накопленного опыта, объединение усилий в процессе труда, охоты и защиты. Поэтому преимущества перед другими получают те племена, стада, которые стали прояв- лять заботу об умудренных опытом стариках, физически, может быть, и не сильных, но полезных людях, например мастерах по из- готовлению орудий, следопытах и т. д. В результате возникло стадо, племя, орда со сложной структурой. Исследователи полагают, что в основе возникновения вида человека разумного (при- мерно 50—40 тыс. лет назад), возможно, лежали альтруистиче- ские наклонности, давшие большие преимущества их обладате- лям в условиях коллективной жизни.

III. Первые современные люди (неоантропы) представлены формами человека разумного (*Homo sapiens*), для которых харак- терно уже не просто производство орудий труда, но орудий для производства орудий труда. Это кроманьонцы (найлены в пеще- ре Кро-Маньон во Франции), уже жившие приблизительно 50 — 40 тыс. лет назад. Остатки кроманьонцев найдены также в раз- личных местах СССР, Африки, Азии, Австралии. Характерным для них являются объем черепной коробки до 1600 см³, рост 180 см; развитый подбородочный выступ свидетельствовал о чле- нораздельной речи. Кроманьонцы жили в жилищах, пещерах, оде- вались в одежды из шкур, сшиваемые костяными и кремневыми иглами, знали гончарное дело, приручали животных, начали зани- маться земледелием (окультуриванием растений). Они жили ро- довым обществом. Кроманьонцы перешли от эволюции биологи- ческой к социальной. *Homo sapiens* современный имеет условный нижний рубеж, определяемый в 10,5 тыс. лет.

В связи с эволюцией человека возникает вопрос о возникновении человеческих рас. И проблема эта, как известно, имеет не только отвлеченное теоретическое значение. В настоящее время на Земле выделяют три большие расы: евразийскую (европеоидную — белую), экваториальную (негроидно-австралоидную — черную), азиатско-американскую (монголоидную — желтую). Основой расистских представлений является предположение, что формирование человека происходило одновременно в нескольких центрах (полицентризм), в результате чего образовались разные расы, являющиеся потомками разных видов гоминид, причем эти виды находятся на разной ступени биологического развития. Такова была основа расизма в фашистской Германии, такова суть современного расизма в современном капиталистическом мире.

Современные исследования антропологов и палеонтологов еще раз убедительно показали, что человек разумный (вид *Homo sapiens*) вначале сформировался в одном крупном районе, охватывающем Восточное Присредиземноморье, Переднюю Азию, Восточную Африку. Затем, как показывают находки, приблизительно 40—30 тыс. лет назад он начал расселяться, создавая в разных местах популяции, обитающие в различных природных зонах. У этих популяций начали формироваться расовые различия в форме адаптивных расовых признаков, заключающихся в чисто внешнем выражении: в цвете кожи, волос, глаз и т. д. Эти внешние морфологические различия у человеческих популяций формировались как адаптивные приспособления различного плана. Например, темная кожа меньше повреждается солнечными лучами, так как слой меланина препятствует проникновению ультрафиолетовых лучей вглубь и защищает организм от перегрева; курчавые волосы негроидов с воздушной прослойкой также защищают голову от перегрева; белая кожа у европеоидов способствует поглощению ультрафиолетовых лучей; особое строение верхнего века с защитной складкой (эпикантусом) монголоидов предохраняет глаза от ветра, пыли и т. д. Различия в умственных способностях между представителями разных рас не обнаружены; есть различия лишь в уровнях развития самой культуры. А это уже зависит от социально-экономической формации, в условиях которой живут люди той или иной расы. С биологической точки зрения есть один биологический вид — *Homo sapiens*, а расы — популяции этого вида, приспособившиеся на последней стадии эволюции к обитанию в различных природных условиях.

К классу млекопитающих отнесено 27 отрядов и надотрядов, из которых 10 вымерли. Важнейшими отрядами являются насекомоядные (исходная группа плацентарных, поздний мел), китообразные, грызуны, хищные (древние хищники, или креодонты, настоящие хищники), примитивные копытные, непарнокопытные (лошадиные, носорогообразные), парнокопытные (свинообразные,

мозолоногие, жвачные), хоботные, приматы (лемуры, долгопяты, обезьяны, человек).

Помимо млекопитающих, в кайнозой очень интенсивно развиваются птицы (ныне это самый многочисленный класс позвоночных, насчитывающий 15 тыс. видов), лучеперые, или костистые, рыбы.

Земноводные и рептилии представлены реликтовыми формами. Современные земноводные — лягушки, жабы, саламандры, тритоны, червяги — самый малочисленный класс позвоночных (менее 2000 видов).

Из 16 отрядов рептилий, известных в ископаемом состоянии, до нашего времени дожили четыре: отряд чешуйчатых объединяет 5700 видов (из них 3000 видов ящериц и 2700 видов змей), отряд черепах — 200, отряд крокодилов — 23 вида и гаттерия — 1 вид, обитающий только в Новой Зеландии. Два последних отряда малочисленны, хотя в ископаемом состоянии известно 108 видов ископаемых крокодилов, а отряд клювоголовых, к которым относится гаттерия, в прошлом был представлен 23 видами.

Заканчивая палеонтологическую характеристику кайнозоя, отметим, что сегодня на Земле человеку известно 2 млн. видов, причем из них лишь $\frac{1}{4}$ — растения, а $\frac{3}{4}$ — животных.

Подсчеты исследователей показывают, что за всю историю Земли существовало примерно 1500 млн. видов. Огромный фактический материал, поставляемый палеонтологией, позволяет восстановить ход эволюции органического мира, понять прошлое Земли и осмыслить настоящее.

Эволюция биосферы

В развитии биосферы в кайнозой можно выделить следующие характерные черты:

1. На фоне усложняющейся климатической обстановки покрытосеменные растения благодаря своей высокой приспособляемости заняли господствующее положение на Земле.

В палеогене наблюдалось абсолютное преобладание древесных форм. Наряду с покрытосеменными в составе палеогеновых лесов принимали участие и хвойные (голосеменные).

2. Даже в аридных зонах палеогена были развиты саванновые группировки. В условиях умеренно влажной зоны развивалась тургайская флора с наличием признаков, указывающих на существование сезонов года. На юге северной гумидной зоны (юг Европы, Япония и т. д.) были распространены субтропические леса с элементами тропических.

3. В олигоцене в связи с мощными тектоническими движениями и началом преобладания геократического режима произошли важные изменения в составе флоры Земли и ее зональной дифференциации. В связи с изменением климата, а возможно, и углеродного питания в олигоцене — миоцене сформировалась травя-

нистая растительность, более приспособленная к сложившимся климатическим условиям. Процесс этот, очевидно, шел по линии деревья → кустарники → полукустарники → многолетние травы → однолетние травы. Травы быстро расселились на Земле. В неогене из травянистого покрова отчленились два важнейших растительных сообщества: в условиях умеренно аридного климата произошло «великое остепнение равнин» северного полушария, когда сформировался степной тип ландшафтов (в неогене это были еще лесостепи, а в четвертичном периоде образовались настоящие степи); в самом конце плиоцена на островах Арктики из тургайской флоры сформировалась арктическая и тундровая растительность.

В северной гумидной зоне в умеренном климате сформировалась тайга. Полагают, что образование хвойных таежных лесов вызвано похолоданием и уменьшением влажности.

Параллельно с возникновением широтной зональности в горах в кайнозой формировалась и вертикальная поясность, а также специфические растительные формации гор: альпийские луга, формации нагорных ксерофитов, степей, высокогорных пустынь, формации гольцов и др. Меньше всего изменений испытали в течение палеоген-неогенового времени влажные тропические леса.

4. В животном мире на континентах господство принадлежит млекопитающим. В начале палеогена среди них были развиты архаичные формы, связанные с лесными или болотно-лесными ландшафтами. В это время Австралия отделилась от остальных материков. На ней сохранился или эволюционировал свойственный ей органический мир архаичных млекопитающих.

В Евразии в эоцене — олигоцене формировалась бронтоотериевая¹ фауна лесов и болот, а с олигоцена — индрикотериевая², более приспособленная к ксеротермным условиям. К неогену архаичные млекопитающие вымерли. Сформировалась фауна современного облика.

Ввиду остепнения огромных равнин материков получила широкое распространение фауна копытных. Анхитериевая³ фауна в позднем миоцене — плиоцене сменилась гиппарионовой фауной, куда входят, помимо лошадиных и антилоп, верблюды (пустыни) и олени (тундра).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Особенности отложений и генетические типы. Небольшой возраст четвертичных отложений определяет их специфические черты:

¹ Бронтоотерии — гигантская форма вымерших непарнокопытных — титанотериев.

² Индрикотерий — гигантский безрогий носорог.

³ Анхитерий — малая лесная трехпалая лошадь,

1) они распространены повсеместно, чехлом покрывая поверхность Земли, слагая аккумулятивные формы современного рельефа;

2) находятся в рыхлом состоянии (глины, пески, галечники и т. д.), практически не подвержены диагенезу, наблюдается лишь цементация в отдельных местах и уплотнение пород со слабым метаморфизмом в вулканических областях;

3) из-за слабой цементации легко разрушаются и переносятся;

4) мощность обычно незначительна (первые метры), лишь в предгорьях и впадинах их толщи велики (несколько сот, изредка более 1000 м);

5) состав отложений чаще зависит от подстилающих пород;

6) на материках среди четвертичных образований резко преобладают континентальные породы, морские известны лишь на дне современных морей и океанов, а также на материках вдоль побережий морей или в местах ингрессий морей по долинам рек (например, побережья морей Северного Ледовитого океана, Каспийского, Черного и Азовского морей);

7) характерна быстрая фаціальная изменчивость пород по вертикали и простиранию, вызванная континентальными условиями накопления и частой сменой ландшафтных обстановок.

Континентальные четвертичные породы имеют различное происхождение и представлены многочисленными генетическими типами. На водоразделах — элювий, образовавшийся в результате выветривания; на склонах и у их подножий — делювий, к которому примешивается коллювий, образующийся за счет оползания, осыпания обломков пород со склонов. С мерзлотными явлениями связаны солифлюкционные образования — оплывины, натечные и нагорные террасы, полигональные почвы, курумы; с речной деятельностью — аллювиальные отложения, грубообломочные в горах и мелкообломочные на равнинах; с временными водотоками (в предгорьях, в засушливых областях) — пролювиальные отложения преимущественно в виде устьевых конусов выноса. С геологической работой материковых льдов связаны моренные (преобладает основная морена) или флювиогляциальные отложения (зандровые поля, долинные зандры, радиальные озы, флювиогляциальные дельты), размещающиеся у края ледника, и озерно-ледниковые отложения (ленточные отложения приледниковых озер, породы, слагающие камы). На равнинах широко развиты озерные породы; в пустынях и полупустынях большие пространства заняты эоловыми песками (дюны, барханы), покровными лёссовыми породами. В областях действующих вулканов формируются молодые вулканогенные породы, а за счет эоловых процессов на окружающей территории оседают пепловые накопления. На материках известны и хемогенные породы — отложения самоосадочных озер, солончаков, минеральных источников и карстовых полостей. В гумидных зонах накоп-

ливаются биогенные породы — торф. С деятельностью человека связаны техногенные антропогенные образования — отвалы, насыпи, ирригационные наносы, «культурные» слои населенных пунктов. Четвертичные отложения часто имеют смешанное или сложное происхождение.

Динамика земной коры. В четвертичном периоде в общем сохраняются те же закономерности в размещении тектонических структур и очертания материков и морей, что и в позднем неогене.

Для четвертичного периода, помимо общего поднятия материков, различными геодезическими методами установлена и дифференцированность вертикальных движений отдельных районов суши. Это хорошо видно на карте современных тектонических движений территории СССР.

На развитие рельефа в четвертичном периоде существенное влияние оказали оледенения. В ледниковые эпохи тектонические колебательные процессы осложнялись другими явлениями. Обычно при палеотектонических построениях, когда выясняют историю колебательных движений, за основу берут представление о практической неизменности уровня Мирового океана. Но фактически в ледниковые эпохи этот уровень испытывал значительные колебания. В результате увеличения или уменьшения объема воды в океане в связи с накоплением или таянием льдов в ледниковых районах происходили эвстатические колебания уровня океанов и морей, а в результате движения земной коры под влиянием ледниковой нагрузки или освобождения от нее — гляциоизостатические опускания и поднятия, которые накладывались на тектонические движения. Так, объем льда в морях и на суше в эпоху максимального оледенения составлял от 100 до 240 млн. км³ (Г. И. Назаров, 1971). Следовательно, уровень Мирового океана должен был понизиться соответственно от 270 до 650 м по сравнению с уровнем доледникового времени и на 200 и 580 м ниже современного. Но фактически в таких масштабах эвстатические колебания, вероятно, не проявились, поскольку они были осложнены изостатическими (или гляциоизостатическими) движениями. К. К. Марков для эпохи максимального оледенения приводит величину эвстатического понижения уровня Мирового океана, равную 101 м, в следующую за ним эпоху межледниковья ± 10 м по отношению к современному уровню. Эти колебания подтверждаются колебаниями уровня Средиземного и Черного морей. Но, возможно, расчеты К. К. Маркова несколько занижают величину понижения уровня океана. Известны факты, свидетельствующие об опускании его по крайней мере вдвое. Так, анализ карты древней речной сети Северо-Западной Европы показывает, что в четвертичном периоде большие части морей Средиземного, Норвежского, Гренландского и север Атлантического океана почти лишились воды. Об этом свидетельствуют и подводные каньоны (в прошлом речные или ледниковые долины), прослеживаемые в океанах.

Ввиду того, что удельный вес льда приблизительно втрое меньше среднего удельного веса пород литосферы, при мощности ледников до 2,25—3,5 км (как это было в ледниковые эпохи) изостатические погружения литосферы составляли приблизительно 0,7—1,2 км. Например, Скандинавия погружалась на 0,8—0,9 км, а современная Антарктида — на 0,9—1,0 км (современный шельф размещен на глубине 0,5—0,6 км, морская фауна обнаружена на суше на высоте 0,4 км). При разгрузке территории ото льдов происходил обратный процесс. Изостатические движения проявились и в пределах дна океана, так как уменьшение количества воды привело к падению ее давления. Но и этот процесс усложнился «выдавливанием» масс подкорового субстрата из-под ледниковых районов в сторону «облегченных» океанических впадин. При этом поднятия дна океана достигают 90—120 м, а в перигляциальных районах — до 400—1400 м.

Общеклиматические условия. В четвертичном периоде наступило сильное похолодание, что было связано с увеличением площадей материков в результате поднятия и осушения морских шельфов. Это вызывало понижение не только средней температуры зимы в условиях умеренных и высоких широт, но и средней годовой температуры всей поверхности Земли. Общее увеличение высоты материков в четвертичном периоде (средняя высота материков в начале кайнозоя 350—400 м, теперь — 875 м), мощное поднятие материковых гор (до 2—5 км), крупных равнинных областей и превращение их в плоскогорья (Восточно-Африканское нагорье, Среднесибирское плоскогорье и т. д.), воздымание плосковершинных складчато-глыбовых гор, активизированных процессами внегеосинклинального орогенеза (горы Скандинавии, Новой Земли, Полярного Урала, Гренландии, Аппалачей и т. д.), также способствовали похолоданию.

Похолодание охватило и воды Мирового океана. С помощью изотопных методов установлено, что придонные экваториальные воды Тихого океана в течение 30 млн. лет (с конца олигоцена до конца плиоцена) охладилась на 8°C, а в течение последних 2 млн. лет еще на 8°C, что свидетельствует об интенсивности этого процесса в четвертичном периоде.

Начавшаяся во второй половине кайнозоя изоляция Арктического бассейна сопровождалась сокращением притока теплых вод из Тихого и Атлантического океанов и уменьшением выноса льдов из Арктики. Ледяная поверхность океана, отражая большую часть солнечного тепла, сама стала фактором дальнейшего охлаждения.

Общее охлаждение земной поверхности особенно заметно охватило высокие горы. Именно здесь в определенных условиях рождаются ледники. Важнейшую роль в развитии материкового оледенения сыграли и вторичные внегеосинклинальные поднятия, плосковершинные горные сооружения, расположенные в север-

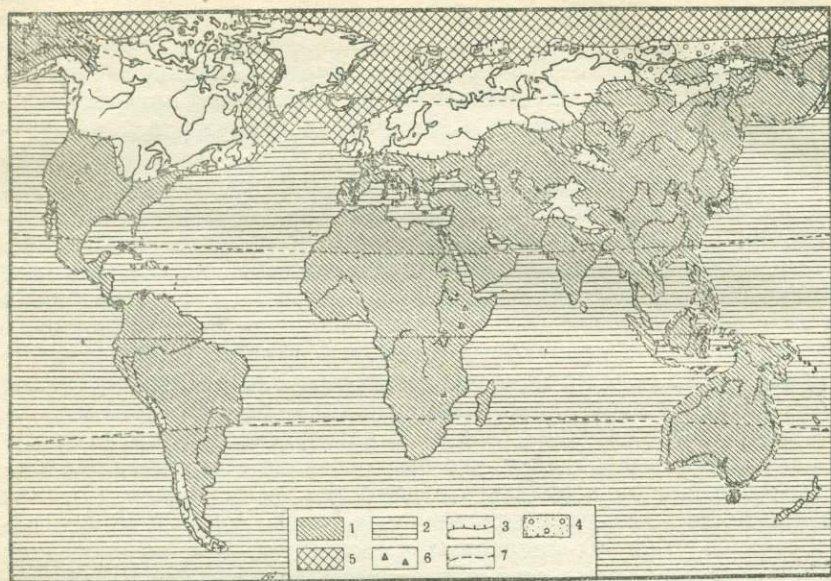


Рис. 54. Карта эпохи максимального оледенения (по В. И. Громову):

1 — части материков, не покрытые льдом; 2 — море; 3 — граница оледенения; 4 — фирновый лед; 5 — пак (движущийся лед); 6 — горные оледенения; 7 — предполагаемые границы материков во время оледенения

ном секторе Земли, где низко опускается снеговая граница. На севере Евразии и Северной Америки в ледниковый период четвертичного времени на плоских вершинах гор Скандинавии, Новой Земли, Полярного Урала, Бырранги, Великобритании, Аппалачей и других при общем похолодании и опускании снеговой границы ниже плоских вершин, изобилии атмосферных осадков накапливались очень мощные ледники. Накопление льдов шло десятки, тысячи лет. Сползая с гор, ледники спустились по равнинам иногда на 2000—2500 км. Циклы наступления ледников сменялись периодами межледниковий. Тогда ледники, спустившиеся на равнины, через некоторое время превращались в мертвые (неподвижные) льды, затем стаивали вовсе. Так происходило несколько раз на протяжении четвертичного периода. Средняя продолжительность ледниковых эпох составляла 50—70 тыс. лет. На суше ледники образуются только в условиях влажного климата. В зоне с резко континентальным климатом льды обычно не накапливаются, так как здесь холодные, но малоснежные зимы. При отрицательной среднегодовой температуре промерзают грунты, подземные воды и образуется многолетняя мерзлота (площадь многолетней мерзлоты на Земле теперь составляет 14,5% суши). Поэтому если в европейской части СССР покров-

ный ледник максимального (днепровского) оледенения спустился по долине Днепра до 48° с. ш., то восточнее Таймыра южная граница покровных ледников остановилась на 75° с. ш. Объем наземных льдов более чем в 100 раз превышал объем подземных многолетних льдов.

Ледниковые районы Земли в четвертичном периоде занимали огромные площади. В эпоху максимального оледенения покровные ледники суши имели втрое большую площадь (45 млн. км²), чем нынешние ледники, $\frac{2}{3}$ суши оставалось внеледниковой, т. е. непокрытой ледниками.

Таким образом, оледенение Земли (морское, наземное, подземное) — результат общеземного похолодания. Поэтому и этапы усиления или уменьшения ледников на суше и на море, очевидно, являются синхронными.

Развитие оледенений влекло за собой неоднократное смещение климатических поясов и зон, сопровождалось изменениями состава органического мира. В странах с морским климатом (или с чертами морского климата) в умеренном поясе на суше эти смещения достигали 2500 км, в океанах — 1000—1500 км. В странах с континентальным климатом, где изменения климатической обстановки проявлялись прежде всего в колебаниях атмосферного увлажнения, амплитуда сдвига достигала первых сотен километров.

Региональный обзор. По климатическому принципу К. К. Марков (1968) выделяет на Земле три пространства: северное внетропическое, южное внетропическое, а между ними тропико-экваториальное.

На равнинах северного внетропического пространства, куда входили Северная Евразия (Восточно-Европейская равнина, Западно-Сибирская равнина, Среднесибирское плоскогорье) и Северная Америка, по различиям в интенсивности ледниковых процессов выделяют ледниковые, приледниковые (перигляциальные), внеледниковые и увлажненные (плювиальные) зоны.

В ледниковую зону включают районы наземного оледенения (Европейский ледниковый щит, урало-сибирский, североамериканский ледниковые покровы) и районы подземного оледенения — области распространения многолетней мерзлоты (Восточная Сибирь, северо-восток Северной Америки).

Центрами Европейского наземного оледенения были Скандинавия и примыкавшие к ней ледники гор Ирландии, Шотландии, Великобритании, Новая Земля, Полярный Урал. Следовательно, центры наиболее крупных ледниковых покровов и щитов размещались в умеренном субарктическом поясе, а не в Арктике, где для этого, очевидно, было недостаточное количество атмосферных осадков. Прямым свидетелем древних покровных оледенений является морена (ледниковая формация), а в приледниковой зоне — лёсс (лёссовая формация). В пределах рав-

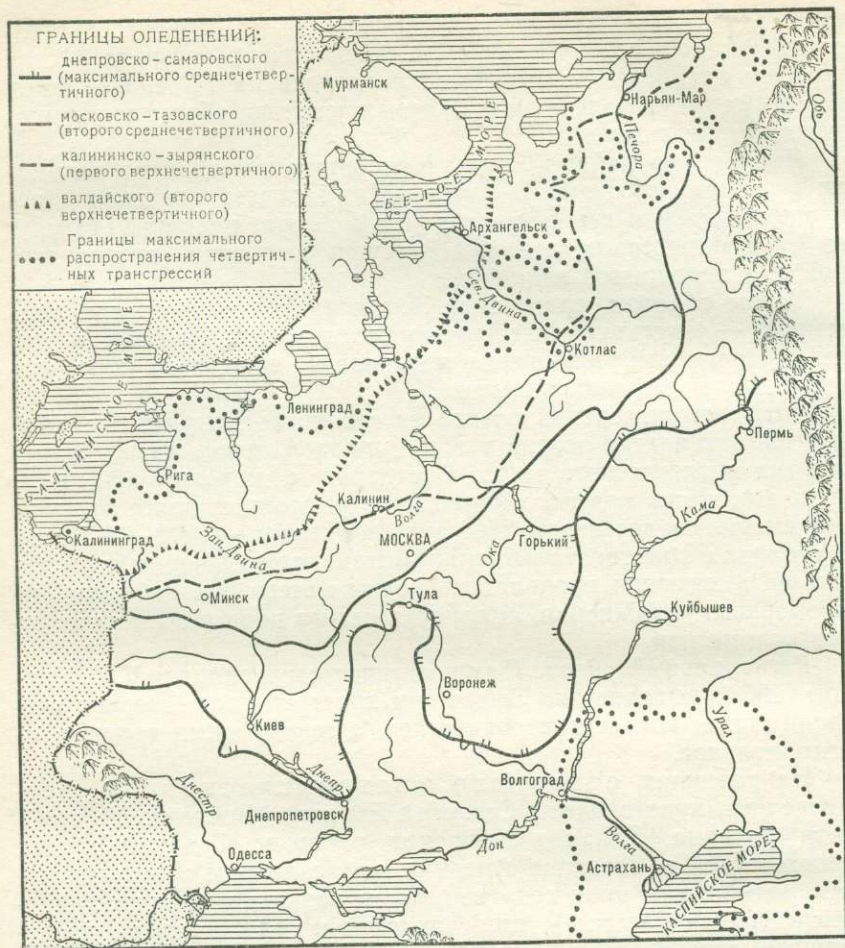


Рис. 55. Четвертичные оледенения на Восточно-Европейской равнине

нинных территорий СССР выделяют достоверные следы шести оледенений в европейской части и пять — на территории Западной Сибири: березинское, окское (в Западной Сибири — демьянское), днепровское (самаровское), московское (тазовское), калининское, или ранневалдайское (зырянское), ошашковское, или поздневалдайское (сартанское). Максимальным было днепровское (самаровское), оно дало два крупных языка — по Днепру и Дону; минимальным — ошашковское (сартанское). Протяженность ледникового покрова в днепровскую эпоху от центра зарождения в южном направлении составляла 2200 км, в восточном — 1500 км, в северном — 600 км (В. А. Зубаков). Очевидно,

в пределах южного фронта ледникового щита были лучшие условия питания.

На северо-востоке Евразии также наблюдались неоднократные оледенения, как и на Восточно-Европейской равнине. Например, Чукотка испытала четырехкратное оледенение.

В Северной Америке выделяют следы шести оледенений — небрасское, канзасское, айовское, иллинойское, ранневисконсинское и поздневисконсинское. Центрами их рождения были Кордильерский ледниковый комплекс, Лаврентьевский ледяной щит (Лабрадор и Киватин), Гренландский ледяной щит. Оледенение в Северной Америке закончилось позже, чем в Европе: в районе Великих озер ледник был еще 8000 лет назад, на Лабрадоре — 5700, в заливе Джеймс — 3000 лет назад.

В эпохи ледниковий на Скандинавском, Лаврентьевском и других ледяных щитах развивался климат высокогорных ледяных пустынь (К. К. Марков), подобный климату современной Центральной Антарктиды (среднегодовая температура — 50 — 60 °С). Здесь формировались антициклоны. С гор спускались ветры — фены, в связи с чем в приледниковых районах возникали перигляциальные зоны с холодным и сухим климатом, с мерзлотными явлениями в грунтах, с распространением покровных лёссов и лёссовидных пород эолового происхождения, с большим числом почвенных прослоев. Почвенные горизонты в них обычно связывают с более теплыми межледниковьями.

В приледниковых зонах формировались речные долины. Крупнейшие долины северных равнин заложились еще в неогене. Большие массы воды, поступавшие в реки во время стаивания ледников, расширяли их русла и вырабатывали широкие глубокие ложбины. Часто образовывались и обширные озерные расширения. В межледниковья сток вод падал, долины рек заполнялись аллювием. В начале следующей ледниковой эпохи происходило новое оживление речной сети. Реки прорезали свой аллювий и даже цоколь, в результате формировались террасовые уступы, затем на переполненных талыми водами участках вновь образовывались озеровидные расширения. Так шло развитие долин Днепра, Волги и других рек. В европейской части СССР высоты наиболее древних террас обычно около 30—40 м, а в пределах поднимающегося Среднесибирского плоскогорья они достигают отметки 200 м (Ангара, Енисей и др.). Количество террасовых уровней примерно соответствует количеству ледниковых эпох.

На юге северного внетропического пространства размещалась плювиальная зона. По своим климатическим особенностям она близка к современным северным окраинам субтропических пустынь. Для нее характерно увлажнение в ледниковые эпохи за счет поступления влажных воздушных масс из перигляциальных областей и за счет флювиогляциальных вод. В межледниковье здесь климат становился более засушливым (усыхание). Во вре-

мя плювиальных эпох во внеледниковых районах повышался уровень озер, возникали новые, реки становились многоводными. Плювиальные условия эпохи максимального оледенения установлены в Присредиземноморье, в Средней и Центральной Азии, Северном Китае, на западе США и в Мексике, Северной и Центральной Африке.

На севере Евразии в четвертичном периоде происходили неоднократные морские трансгрессии, приуроченные главным образом к межледниковым эпохам. Наиболее крупные трансгрессии были в одинцовское (северная трансгрессия) и микулинское межледниковья (бореальная трансгрессия). Последняя, наиболее крупная из них, сопровождалась вторжением моря глубоко внутрь суши по долинам рек Северной Двины, Мезени, Онеги, Печоры, Оби и Енисея (до 67° с. ш.) (рис. 55). В то время вдоль северного побережья Евразии проходила мощная ветвь Гольф-стрима, определившая расселение теплолюбивой морской фауны на восток от побережий Скандинавии до устья Енисея. Споры-пыльцевые спектры, взятые у Архангельска, свидетельствуют о том, что на побережьях Северного Ледовитого океана в это время росли относительно теплолюбивые широколиственные леса, сходные с лесами современного Подмосковья.

После отступления последнего ледника в Северной Европе произошло изменение климата, что отразилось на животном и растительном мире современного межледниковья. Современная, голоценовая фауна в основном та же «верхнепалеолитическая», но в значительной мере обедненная — вымерли мамонт, тигр-лев, пещерные медведь, гиена, овцебык и др. Сократились ареалы распространения многих животных: песца, зайца-беляка, северного оленя, белой куропатки и т. д. Состав флоры на Восточно-Европейской равнине в прежние межледниковья свидетельствует о том, что климат в то время был более мягким и теплым, чем современный.

В четвертичный период на конфигурацию, величину, соленость и состав органического мира морей северного восторпического пространства наряду с тектоническими процессами большое влияние оказало чередование ледниковий и межледниковий. Очертания морей менялись неоднократно. Их оформление в современном виде сопровождалось накоплением осадочных толщ, имеющих свои стратиграфические наименования. Так, история Средиземного моря прослеживается по береговым террасам, которые дают нам возможность проследить колебания уровня не только Средиземного моря, но и Мирового океана в целом (рис. 56). Наиболее четко прослеживаются террасы Калабрийская (200 м), Сицилийская (100 м) с осадками и фауной *Cyprina islandica*, указывающей на бореальные условия; Милаццкая терраса (60 м) известна по берегам Сицилии и Апеннинского полуострова, содержит более теплолюбивые формы, чем современные; Тирренская (30—35 м) известна всюду по побережью Средиземного моря, в ее отложениях обнаружена субтропиче-

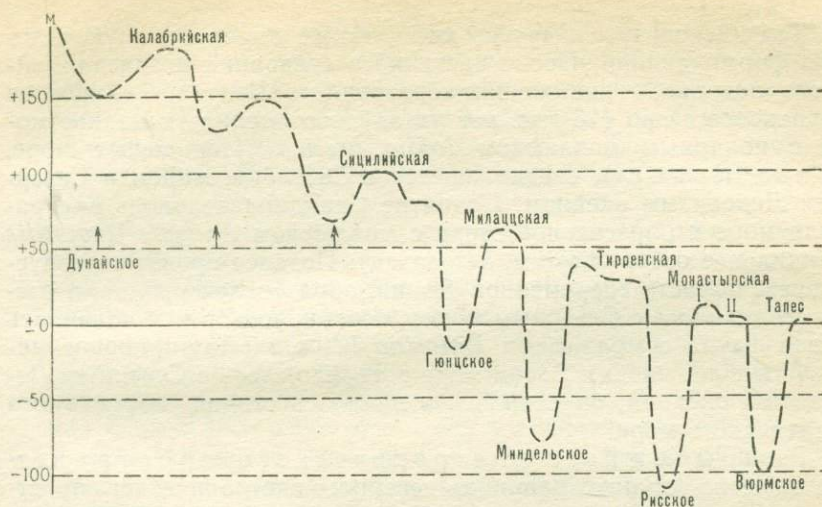


Рис. 56. Планетарные колебания уровня Мирового океана, отраженные в изменениях уровня Средиземного моря (по Ф. Цейнеру). Вверху на схеме названия трансгрессий, внизу — оледенений

ская фауна; Монастырская (18—20 м) встречается на северных и южных берегах Средиземного моря и содержит фауну современного облика.

К началу четвертичного периода уже разделились водоемы Черного и Каспийского морей. Черное море то превращалось в озеро (Чаудинское и Древнеэвксинское раннее) в ледниковые эпохи, то снова становилось морем в результате океанических трансгрессий и соединения со Средиземным морем¹ (Узунларское, Карангатское и другие моря). Примерно 30 тыс. лет назад уровень водоема понизился на 40—60 м и образовалось Новоэвксинское море. Тогда же исчезло Праазовское море. Лишь около 5 тыс. лет назад образовались современные Черное и Азовское моря.

Каспийское море пережило неоднократные трансгрессии, которые совпадали с периодами таяния ледников (апшеронскую, бакинскую, хазарскую, хвалынскую) и среди которых наибольшими были бакинская и хвалынская, покрывавшие целиком Прикаспийскую и Кура-Араксинскую низменность. Во время трансгрессий бассейны современных Каспийского и Черного морей соединялись по Кумо-Маньчской впадине.

¹ При опускании суши на месте Эгейского моря с образованием проливов Босфор и Дарданеллы.

Балтийское, как и другие моря, также имеет сложную историю формирования. После частичного стаивания поздневалдайского ледника в понижении образовалось Балтийское пресное ледниковое озеро (10 тыс. лет назад), его сменило холодное море с полярным моллюском *Ioldia arctica* (Иольдиевое море, 9,5 тыс. лет назад), соединившееся с Северным морем и Северным Ледовитым океаном. Поднятие Скандинавии вновь превратило море в опресненное озеро с моллюском *Ancylus fluviatilis* (Анциловое озеро, 8,5 тыс. лет назад). Позднее произошло опускание в области современной Дании, образовался пролив, и озеро соединилось с Северным морем, осолонилось, в нем появилась новая фауна с моллюском *Littorina littorea* (Литториновое море, 7 тыс. лет назад). Затем море потеряло связь с Северным Ледовитым океаном, опреснилось и началась стадия современного Балтийского моря.

Равнины южного внетропического пространства заметно уступают равнинам северного внетропического пространства по площади и сложности своего развития в четвертичный период. В южном полушарии площадь суши вдвое меньше, чем в северном, $\frac{4}{5}$ ее занимает Антарктида. Древние ледники, покрывавшие ее, занимали 24 млн. км³, что составляет 90% объема современных ледников Земли. Оледенение здесь было непрерывным: за всю историю оледенения радиус современного ледникового щита Антарктиды (2500 км) не уменьшался и не увеличивался более чем на 100 км, а объем льда более чем на $\frac{1}{5}$ по сравнению с современным (К. К. Марков). В настоящее время, несмотря на откол айсбергов и донное таяние шельфовых ледников, ежегодное увеличение ледников Антарктиды составляет 970 км³.

Площадь равнинных территорий Южной Америки (умеренный и субтропический пояс), Южной Африки, Австралии и Новой Зеландии очень невелика. Древние оледенения охватили здесь лишь горные районы. В Южной Америке прослеживаются неоднократные эвстатические колебания и связанные с ними трансгрессии и регрессии. Так, в Южной Америке установлены морские террасы на высоте 140 м (соответствуют Калабрийским в Средиземноморье). В субтропиках и тропиках Аргентины имеется «теплый» лёсс (мощность 30—70 м), насыщенный вулканическим пеплом. В Южной Африке в четвертичном периоде происходили быстрые тектонические поднятия территории, в результате чего долины рек глубоко врезались (сходство с Восточной Сибирью). Установлены неоднократные похолодания и увлажнения климата.

Австралия еще в неогене была весьма увлажненной и обледененной территорией. В четвертичном периоде многократно чередовались влажные и засушливые условия. В пльвиальные эпохи господствовали леса, в межпльвиальные — степи и пустыни. Последняя пльвиальная эпоха была примерно 12 тыс. лет назад с

климатом более влажным, чем современный. В теплые межледниковья уровень океана был выше современного. В ледниковое время, холодное и влажное, происходило эвстатическое понижение уровня океана, в результате, очевидно, образовывались сухопутные «мосты» между Австралией и Юго-Восточной Азией и Тасманией. По ним происходили миграции животных и человека.

Тропико-экваториальное пространство включало экваториальный, два субэкваториальных и два тропических географических пояса. Для него были характерны практически неизменные условия в течение всего плейстоцена. На этом общем фоне происходили определенные колебания границ отдельных областей, например тропических пустынь Африки, Южной Америки, Австралии. В целом в аридных поясах в эпохи похолодания климат увлажнялся, в эпохи потепления становился суше.

Для гумидного экваториального пояса так же характерно чередование эпох похолодания и увлажнения с эпохами более или менее сухого климата. Полагают, что эпохи увлажнения и похолодания (до $+5^{\circ}\text{C}$) соответствуют ледниковым эпохам.

В четвертичный период горы Евразии, Кордильеры и Анды испытали поднятие и одновременное снижение снеговой границы. В течение четвертичного периода горы поднимались с различной скоростью. Поднятие гор на 1 км уже вызывало понижение температуры на 6°C , а на 3 км — на 18°C . Горы охлаждались больше равнин. Это способствовало развитию их оледенения. В Альпах оледенение было сетчато-долинным. С гор спускались мощные ледниковые языки. Оледенение охватило и другие горные области Евразии — Пиренеи, Кавказ, Гималаи, горы Южной Сибири, Средней Азии, Передней Азии.

Современное оледенение охватывает большие площади гор Евразии — 125 тыс. км² (из них 10 тыс. км² в Европе), или 3% площади гор всей Земли. Оно развивается под влиянием двух факторов: с одной стороны, обширные размеры и высокая приподнятость материка (средняя высота Азии 960 м), с другой, сравнительно высоко расположенная снеговая граница (континентальный климат). Если в Приатлантическом (Альпы) и При тихоокеанском (Камчатка) районах Евразии ледники спускались на территории предгорных равнин, то в континентальных условиях горные ледники создавали перигляциальные условия в предгорьях (Южная Сибирь).

С тектоническими движениями генетически связан и четвертичный вулканизм, проявившийся в горных областях (Кавказ, Камчатка, Италия, Аляска, Каскадные горы, Анды).

ХРОНОЛОГИЯ КУЛЬТУР ЧЕЛОВЕКА

Археологами в разных местах Земли (Евразии, Африке, Америке) обнаружены многочисленные следы жизни древних людей: их стоянки, обитаемые в прошлом пещеры, погребения, древние

мастерские, рудники. Изучение вещественных памятников из так называемых культурных слоев, заключающих в себе следы пребывания древнего человека, показало, что от плиоцена до раннего голоцена, т. е. в интервале от 4—3 млн. до 6 тыс. лет, человек в процессе своей жизнедеятельности использовал в основном каменные орудия. Поэтому весь этот период носит название каменной эпохи.

Каменную эпоху по типу орудий труда и техники их изготовления подразделяют на палеолит и неолит. Палеолит — древне-каменный век, в основном время охотников. В нем выделяют три периода (табл. 18): ранний палеолит (архантропы, от 4—3 млн. до 300 тыс. лет), средний (палеоантропы, 300—35 тыс. лет), поздний (неоантропы, 35—10 тыс. лет). Внутри этих периодов выделяют культуры (снизу): галечную, шелль, ашель, мустье, солютре, ориньяк, мадлен (названия даны по местам стоянок с остатками орудий).

Культура галечная наиболее примитивна. Первый человек подбирал крупные гальки и слегка обрабатывал их ударами друг о друга. Шелльская культура характерна для человека выпрямленного, когда он научился изготавливать каменные рубила (грубые клиновидные орудия), применявшиеся для резания, скобления, изготовления поделок из дерева. В ашельское время ручные рубила стали более совершенными, изготавливались путем двусторонней обработки кремневых желваков. Тогда же человек научился добывать огонь, поддерживать его на месте стоянок. Это позволило ему выжить во время похолодания (окское оледенение) и в поисках пищи проникнуть в северные перигляциальные районы того времени. Мустьерская культура, сформировавшаяся в лихвинское межледниковье, характеризуется преобладанием среди орудий труда остроконечников (кремень теперь не оббивали, а скалывали тонкие пластинки, которые затем обрабатывали), ручных рубил, скребел, широких массивных пластин, покрытых ретушью. Большое число мустьерских стоянок говорит о широком расселении неандертальцев, ведущих уже оседлый образ жизни. Самые значительные эпохи оледенений (днепровское, московское, калининское, или ранневалдайское) пришлось на эту пору. В эпоху днепроовского оледенения, когда климат стал холодным, теплолюбивые животные отступали на юг. Неандертальцы научились устраивать теплое жилище, изготавливать одежду, усовершенствовали орудия охоты. Они не только выжили в этих условиях, но и расселились во многих районах Земли. В процессе приспособительной адаптации неандерталец дал начало человеку разумному ископаемому — кроманьонцу.

Следы верхнепалеолитических стоянок найдены во многих местах. Кроманьонцы, жившие в последнюю ледниковую эпоху, уже строили землянки. Сколотая техника обработки камня, выработанная ранее, сохранилась, но появилась и отжимная: кремьень, подготовленный при помощи скола, далее обрабатывался

Этапы развития культур ископаемого человека

Стратиграфическое подразделение	Археологическое подразделение		Вид человека	Орудия труда	Абсолютный возраст нижней границы, в тыс. лет		
Голоцен	Железный век Бронзовый век Энеолит Неолит		Человек разумный современный	Железные Бронзовые Камень и бронза Полированный камень, гончарное дело, скотоводство, земледелие	около 2 около 4—5 около 6 около 10		
Поздний плейстоцен	Палеолит	поздний	неоантропы	мадлен ориньяк солютра	Человек разумный ископаемый, или кроманьонец	Разнообразие каменных орудий, дифференцированных по функциям, костяные орудия. В конце известны микролитические орудия	40—35
		средний		палеоантропы	мустье	Человек первобытный, или неандерталец	Ручные рубила, скребла, широкие массивные пластины, остроконечники
Ранний плейстоцен	Палеолит	ранний	архантропы	ашель	Человек пекинский (сиантроп)	Грубые, двустороннеобитые ручные рубила, отщипы	500
Эоплейстоцен				шелль	Человек выпрямленный (питекантроп)		1000
Плиоцен (акчагыл)				культура галек	Человек умелый Череп «1470»	Грубо обработанные каменные орудия	2000 2800

костяной палкой — отжимником. Появились костяные орудия — гарпуны, остроги, иглы, шила. Главным занятием кроманьонцев была охота, в основном облава на мамонтов; позднее появилось рыболовство. В солютре и ориньяке человек добывал рыбу костяными острогами, гарпунами, а в мадлене уже появился рыболовный крючок. В первой половине позднего палеолита человек вел оседлый образ жизни, но уже в мадлене кочевал вслед за

объектами охоты (мамонты начали исчезать, и человек охотился за очень подвижным северным оленем).

В голоцене выделяют неолит (новокаменный век), для этого времени уже характерны не только охота и собирательство, но и скотоводство, рыболовство, земледелие, а также гончарное дело.

На смену каменной пришла эпоха металла (последние 6 тыс. лет), которая подразделяется на бронзовый (начался с изобретением бронзы — сплава меди и олова) и железный (с началом выплавки железных руд) века.

ВАЖНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КАЙНОЗОЙСКОЙ (АЛЬПИЙСКОЙ) ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

С кайнозойскими породами генетически связан разнообразный комплекс полезных ископаемых. Большой удельный вес в общемировых запасах и добыче занимают кайнозойские месторождения нефти, бурых углей, марганца, молибдена, бокситов, меди, свинца, цинка, ртути, серебра, золота, алмазов и других полезных ископаемых (рис. 57).

Месторождения нефти и газа есть на всех континентах, где они развиты в окраинных частях геосинклинальных поясов. В СССР месторождения неоген-палеогеновой нефти находятся в Западно-Украинской нефтегазоносной области. Неогеновыми являются месторождения Азербайджана, Западной Туркмении. Наряду с мезозойской кайнозойская нефть есть и в Северо-Кавказской, Азербайджанской и Среднеазиатско-Западно-Казахстанской нефтегазоносных провинциях.

Нефтегазоносные месторождения кайнозойского возраста есть в Румынии. К олигоцен-нижнемиоценовым кавернозным и трещиноватым известнякам Месопотамского краевого прогиба приурочены нефтегазовые месторождения Ирана и Северного Ирака. В Северной Америке палеоген-неогеновую нефть добывают в Калифорнии. Крупные залежи нефти и газа кайнозоя (наряду с мезозоем) известны в Примексиканской впадине, где разрабатывается более 1000 месторождений.

В кайнозойских отложениях широко распространены бурые угли, а в редких случаях (например, в Китае, Японии) — каменные угли. Угольные месторождения есть в европейской (Днепровский бассейн, эоцен; Южно-Уральский, олигоцен — миоцен) и азиатской частях СССР (Угловский в Приморье, эоцен — олигоцен). Известны кайнозойские угли и в Ленском бассейне. Среди социалистических стран крупные бурогольные месторождения есть в ГДР.

К концу мела — началу палеогена (ларамийская фаза) относятся проявления урано-ванадиевых руд. В недрах плато Колорадо сосредоточено более половины ресурсов урана США, занимающих первое место в капиталистическом мире по достоверным

запасам. Месторождения здесь находятся во впадинах в осадочных мезозойско-кайнозойских породах. В Канаде залежи урана сосредоточены в Скалистых горах. В Южной Америке месторождения урана есть в Аргентине.

Формирование железорудных месторождений в кайнозойе происходило в результате латеритного выветривания, осадочно-накопления в прибрежных частях морей, а также в условиях скарнового рудообразования. Латеритовые руды известны в пределах кайнозойских влажных тропиков: в Гвинее (кора химического выветривания на дунитах), Индонезии, Филиппинах и др. Осадочные месторождения, накапливавшиеся в виде бурых железняков в морях, есть в СССР: Керченский неогеновый бассейн, Приаральская группа месторождений, Лисаковское в Кустанайском железорудном бассейне; в палеогене закончилось образование мезозойско-кайнозойского Западно-Сибирского, или Нарымского, бассейна.

В мире известно четыре крупных месторождения руд марганца, и все они образовались в кайнозойе. Три из них размещены в СССР (Никопольское и Большетокмакское на Украине, Чиатурское в Грузии), одно — в Габоне (Моанда). Основные залежи марганцевой руды приурочены к олигоценовым отложениям. Важнейшие месторождения СССР входят в состав Южно-Европейской олигоценовой марганцево-рудной провинции, протянувшейся на 2500 км от Болгарии (Варненское месторождение) до Урала и Мангышлака.

Хромитовые месторождения известны в Турции, на Филиппинах (остров Лусон), в Океании.

Важное экономическое значение имеют прибрежно-морские и аллювиальные россыпи титановых и циркониевых минералов (ильменит, рутил, циркон, монацит, колумбит), широко распространенные в Индии, Шри-Ланке, Австралии, ЮАР, США, Мексике, Бразилии, Австралии.

Месторождения никеля и кобальта сосредоточены на Кубе, острове Новая Каледония, Филиппинах и в Индонезии. Они представлены силикатными рудами, развитыми в коре выветривания ультраосновных пород.

Вольфрамовое оруднение кайнозойе приурочено к Андам (Болливия и др.). В США вольфрамовая минерализация характерна для озера Сёрлс в Калифорнии.

Более 60% разведанных запасов молибдена капиталистического мира размещено в США, Чили.

К кайнозойской коре выветривания приурочены месторождения бокситов в СССР (Аркалыкское, Майбалыкское, юг Западной Сибири). Они образовались в условиях умеренно теплой зоны того времени. В этих же условиях сформировались и месторождения бокситов в Югославии.

Примерно $\frac{9}{10}$ запасов бокситов капиталистических и развивающихся стран приурочены к кайнозойской коре выветривания.

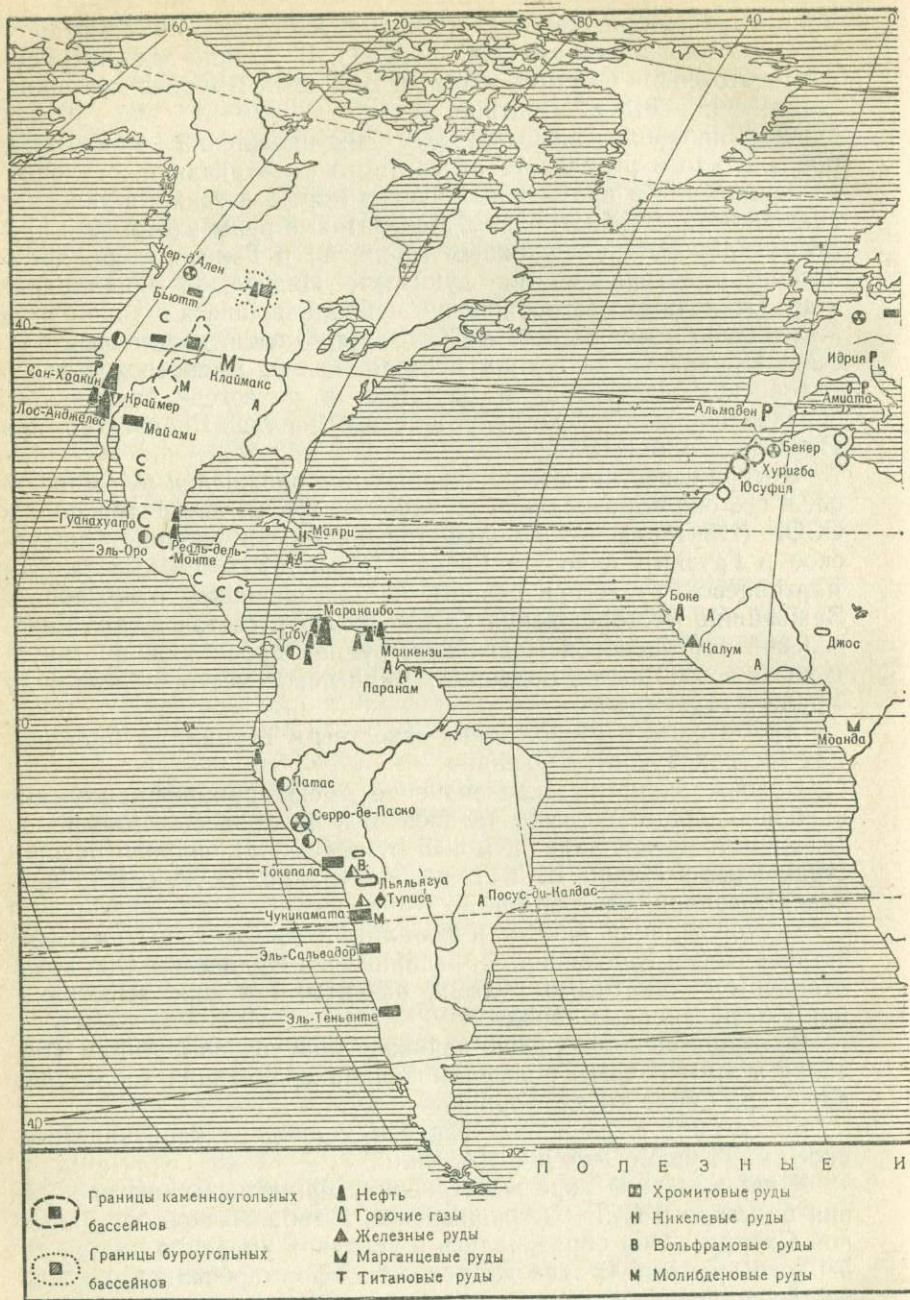
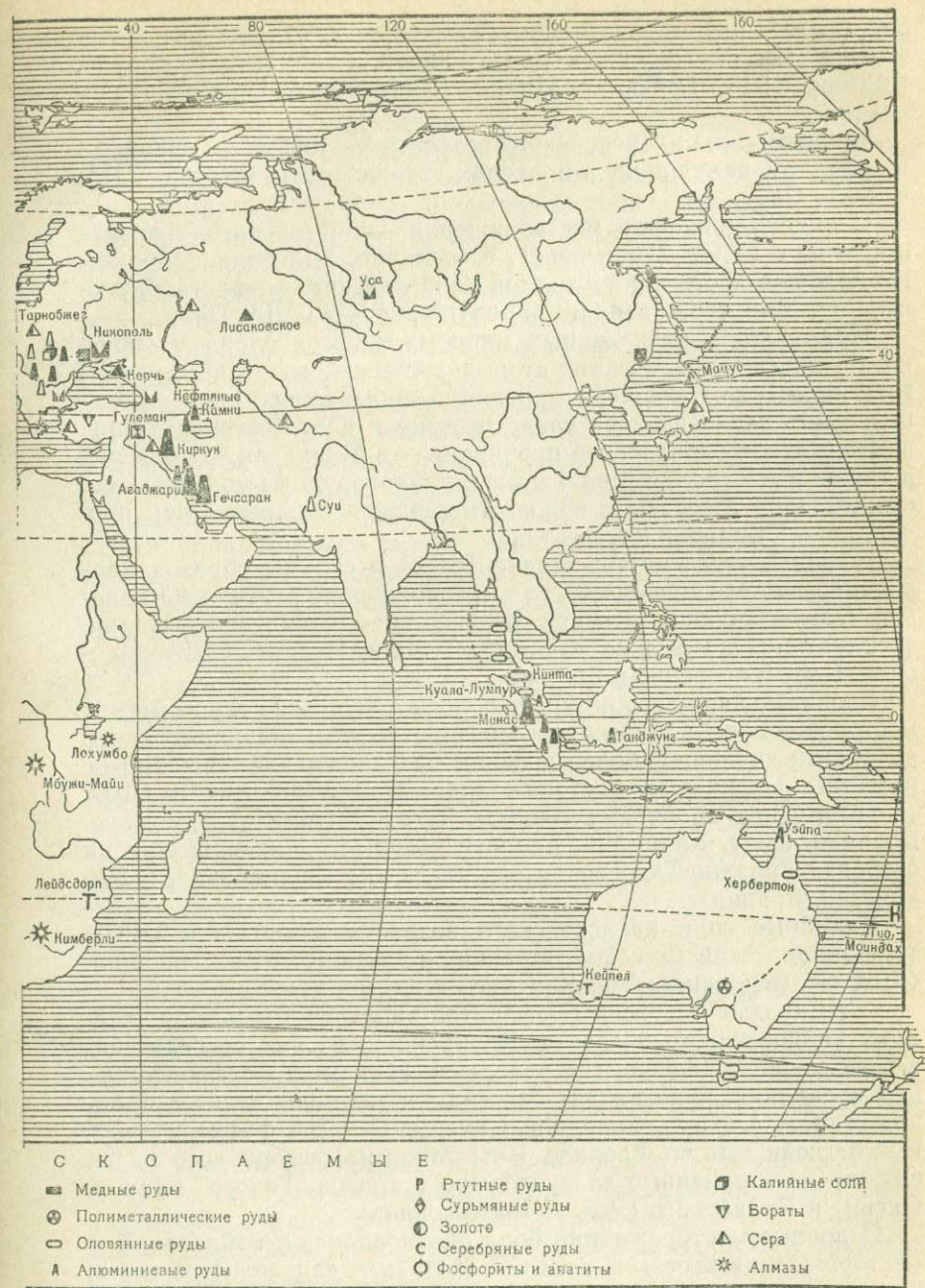


Рис. 57. Полезные ископаемые кайнозойской (альпийской)



эпохи рудообразования

Это месторождения Австралии (95% запасов страны сосредоточены в месторождении Уэйпа), Гвинеи, Суринама, Камеруна, Ямайки, США, Бразилии, Индии, Ганы, Мали, Гайаны, Индонезии.

Медные руды кайнозойского возраста размещены в основном в западном полушарии в пределах юго-западных штатов США, в Чили, Перу.

Свинцово-цинковые месторождения кайнозойского возраста известны в СССР (Приморье), Югославии, Болгарии, Марокко. Но большая часть полиметаллов кайнозойского возраста заключена в недрах стран западного полушария — в США, Перу.

Примерно $\frac{4}{5}$ разведанных мировых запасов олова заключено в кайнозойских касситеритовых россыпях, из которых добывают примерно $\frac{3}{4}$ общего количества добываемого олова. Большая часть запасов олова сосредоточена в Юго-Восточной Азии, в Малаккской оловоносной провинции — в Малайзии, Индонезии, а также в Австралии и на Тасмании. Оловорудные коренные месторождения известны в Южно-Американской оловоносной провинции — в Боливии и Аргентине.

Большая часть месторождений ртути и сурьмы образовалась в кайнозое. Это прежде всего месторождения ртути в Югославии (самое крупное в мире ртутное месторождение — Идриа, эксплуатирующееся уже 500 лет), Турции, Италии, США, Мексики, Перу и особенно в Боливии.

Значительная часть ресурсов золота приурочена к россыпным месторождениям кайнозойского возраста, размещающимся всюду вблизи коренных, более древних месторождений. В кайнозое известны и коренные месторождения. Они находятся в США (золоторудная провинция Невады, штат Колорадо), Мексике, Боливии, Перу, Колумбии. Аналогичные месторождения есть на островах Западно-Тихоокеанского пояса (на Филиппинах, в Индонезии, Японии).

Калийные соли кайнозойского возраста известны в СССР (Предкарпатский бассейн), Франции (Эльзас), ФРГ, Испании, США (Калифорния), Эфиопии.

$\frac{3}{4}$ мировых ресурсов фосфоритов заключено в месторождениях кайнозойского возраста. Крупнейшие из них сосредоточены в Северной Африке, где находится обширная фосфоритоносная провинция, куда входят бассейны и месторождения Марокко, Туниса, Алжира, Западной Сахары. В США фосфоритоносный бассейн есть во Флориде. Источниками фосфоритного сырья служат и современные залежи гуано островов Тихого (Науру, Оксан) и Индийского (Рождества) океанов.

Основные месторождения бора образовались в кайнозое. Его месторождения известны в СССР, Китае; $\frac{2}{3}$ запасов бора стран капиталистического мира сосредоточено в Турции (Кырка), $\frac{1}{3}$ — в США.

Месторождения самородной серы образовались в кайнозое

осадочным или вулканогенным путем. Своими запасами выделяется Средиземноморская провинция, в которую входит Предкарпатский сероносный бассейн на Украине и в Польше, где сероносными являются неогеновые известняки. Эта провинция включает Италию, Турцию, Ирак. Интересна Восточно-Азиатская провинция вулканогенной серы, протянувшаяся через Курильские острова, Камчатку, Японские острова. Крупные ресурсы серы сосредоточены в США (штаты Техас, Луизиана), Чили и Перу.

Месторождения флюорита размещены в основном в западном полушарии — в Мексике и США (на западе).

Месторождения кайнозойского графита известны только в Мексике.

Главные месторождения алмазов (без СССР) сосредоточены в Африке (99%), где коренные месторождения связаны с кимберлитовыми трубками взрыва и дайкоподобными телами. Примерно 10% известных трубок взрыва являются продуктивными. Половину алмазов добывают из аллювиальных и морских россыпей, образующихся за счет размыва трубок. В Африке алмазные месторождения находятся в Заире, ЮАР, Намибии, Танзании, Гане, Сьерра-Леоне, Анголе, Гвинее, Центральноафриканской Империи, Береге Слоновой Кости. Всего в мире (без СССР) до 1977 г. добыто более 1210 млн. каратов (или около 243 т). В Африке добыто до 95% от этой суммы. В Заире добывается наибольшая часть алмазов, но 95% из них технические. В ЮАР, где первые алмазы были найдены в аллювии в 1867 г., алмазов добывается меньше, но они в основном ювелирные. В Намибии разрабатываются россыпи реки Оранжевой, морских террас и подводные россыпи от устья Оранжевой до бухты Чамайс. В Ботсване, Анголе, Гане, Сьерра-Леоне, Центральноафриканской Империи и Береге Слоновой Кости, Гвинее и Либерии преобладают россыпные месторождения.

Глава XII. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СССР

При тектоническом районировании в качестве основного критерия обычно принято учитывать возраст главной складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие данной территории. На основании этого на территории СССР выделяют (рис. 58):

1) древние платформы, или дорифейские (в основном эпикарельские складчатые области). Они занимают большую часть территории страны. Это Восточно-Европейская и Сибирская, занимающие большую часть суши СССР, платформы Баренцева и Восточно-Сибирского морей;

2) байкальские, каледонские, герцинские складчатые области, а также молодые платформы с фундаментом этого возраста. Среди них выделяют структуры байкальские (Байкальская

горная область, Енисейский кряж, центральная и северо-восточная части Восточного Саяна, Таймыр, Тимано-Печорская эпибайкальская плита), каледонские (Казахстано-Северо-Тянь-Шанская, центральная часть Алтае-Саянской области), герцинские (Урало-Тянь-Шанская область, включая Северный Памир с Западно-Сибирской эпигерцинской плитой, и Скифско-Туранская эпигерцинская плита). Плиты имеют гетерогенное основание, включающее древние байкальские и добайкальские массивы, а также местами древнекиммерийские складчатые зоны;

3) молодые складчатые области, не успевшие преобразоваться в платформенные структуры. Среди них выделяют области киммерийской складчатости (Центральный и Южный Памир, Верхояно-Чукотская область со срединными массивами, Сихотэ-Алиньская область, Горный Крым) и альпийской складчатости (Карпаты, Кавказ, Копетдаг, Корьякское нагорье, Камчатка и Сахалин).

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа четко ограничена герцинидами Урала, байкалидами Тиманского кряжа и полуострова Канин, каледонидами Скандинавии, альпийскими сооружениями Восточных Карпат, герцинидами западной части Скифско-Туранской плиты. На западе между Скандинавией и Карпатами (за пределами СССР) ее границу теперь условно проводят по основанию полуострова Ютландия, между островами Борнхольм и Рюген в Балтийском море и далее от Польского Поморья к предгорьям Карпат вдоль линии северо-запад — юго-восток.

В пределах Восточно-Европейской платформы выделяют три структуры первого (наиболее крупные) порядка: Балтийский и Украинский щиты, между которыми и Уралом размещается Русская плита. Щиты сложены мощной толщей кристаллических пород архейско-протерозойского возраста. Эти же породы слагают и фундамент плиты. С фундаментом связаны наиболее древние элементы чехла — протоплатформенный чехол, образовавшийся в среднем протерозое. Рельеф фундамента плиты очень расчленен (амплитуды до 10 км, а в Прикаспийской впадине — до 25 км). Серию габенов-авлакогенов в фундаменте выполняют осадочные комплексы рифея (рис. 28). К началу палеозоя, в венде, произошло выравнивание чехольными толщами рельефа фундамента. Основной этап формирования чехла платформы — фанерозой (рис. 59, А).

В пределах Русской плиты отчетливо выделяются Волго-Уральская, Воронежская и Белорусская антеклизы, Мезенская, Московская, Польско-Литовская синеклизы, Прикаспийская впадина, Днепровско-Донецкий авлакоген с наложенной на него Украинской синеклизой, а по ее периферии позднепалеозойский Предуральский и неогеновый Предкарпатский краевые прогибы.

На крайнем юге платформы, южнее Украинского щита, находится Причерноморская впадина.

Чехол платформы деформирован слабо. Наиболее существенными деформациями, секущими фундамент и разделяющими его на блоки, являются системы глубинных разломов. Чехол над ними оказывается наиболее заметно дислоцированным, образуя пологие локальные поднятия и валы — цепочки предгорий.

С древнейшими породами фундамента связаны месторождения руд железных (КМА, Кривой Рог, Белозерское, Оленегорское и др.), медно-никелевых (Кольский полуостров), олова и молибдена (Кольский полуостров, Карелия, Украина), слюд (Балтийский щит), графита (Украинский щит). В породах Балтийского щита залегают и хибинские апатиты, возраст которых палеозойский.

Большая глубина залегания фундамента Русской плиты и длительность ее формирования обусловили накопление здесь мощного чехла осадочных пород различного возраста: внизу — рифейские, преимущественно обломочные породы выполняющие авлакогены, вверху — венд-кайнозойские породы различного состава (венд — нижнедевонский, среднедевонский — верхнетриасовый и нижнеюрский — четвертичный комплексы). Их формирование было связано с байкальским, каледонским, герцинским и киммерийско-альпийским этапами развития коры и характеризуется тем, что каждому комплексу на платформе свойствен свой структурный план. Породы чехла образуют определенные формационные ряды (рис. 26).

С фанерозойскими отложениями платформенного чехла связаны месторождения нефти и газа (Волго-Уральская провинция, Припятско-Днепровско-Донецкая, Урало-Эмбенская области), углей (Донецкий, Печорский, Львовско-Волынский, Подмосковский бассейны), марганца (Никополь, Токмак), бокситов (Тихвинское, Северо-Онежское и др.), калийных солей (Соликамский, Прикарпатский, Белорусский бассейны), фосфоритов.

Сибирская платформа занимает пространства Центральной и Восточной Сибири и граничит с Восточным Саяном (крайняя северо-восточная часть этих гор — выступ фундамента платформы), горами Прибайкалья (Приморский и Байкальский хребты), Байкальским и Патомским нагорьями. Далее граница проходит вдоль южных склонов хребтов Станового и Джугджур. Не достигая Охотского моря, от поселка Аян граница поворачивает к северу по Нельканскому разлому, проходит по западному подножию хребтов Сетте-Дабан и Верхоянского. Далее она идет по побережью моря Лаптевых, у подножия гор Бырранга, к устью Енисея, а затем к югу по западной окраине Среднесибирского плоскогорья, вдоль Енисея, по восточным склонам Енисейского кряжа. На этой платформе выделяют Алданский и Анабарский щиты и Лено-Енисейскую плиту; мощность чехла платформы до 10 км. Щиты представляют собой выступы глубоко метаморфиз-

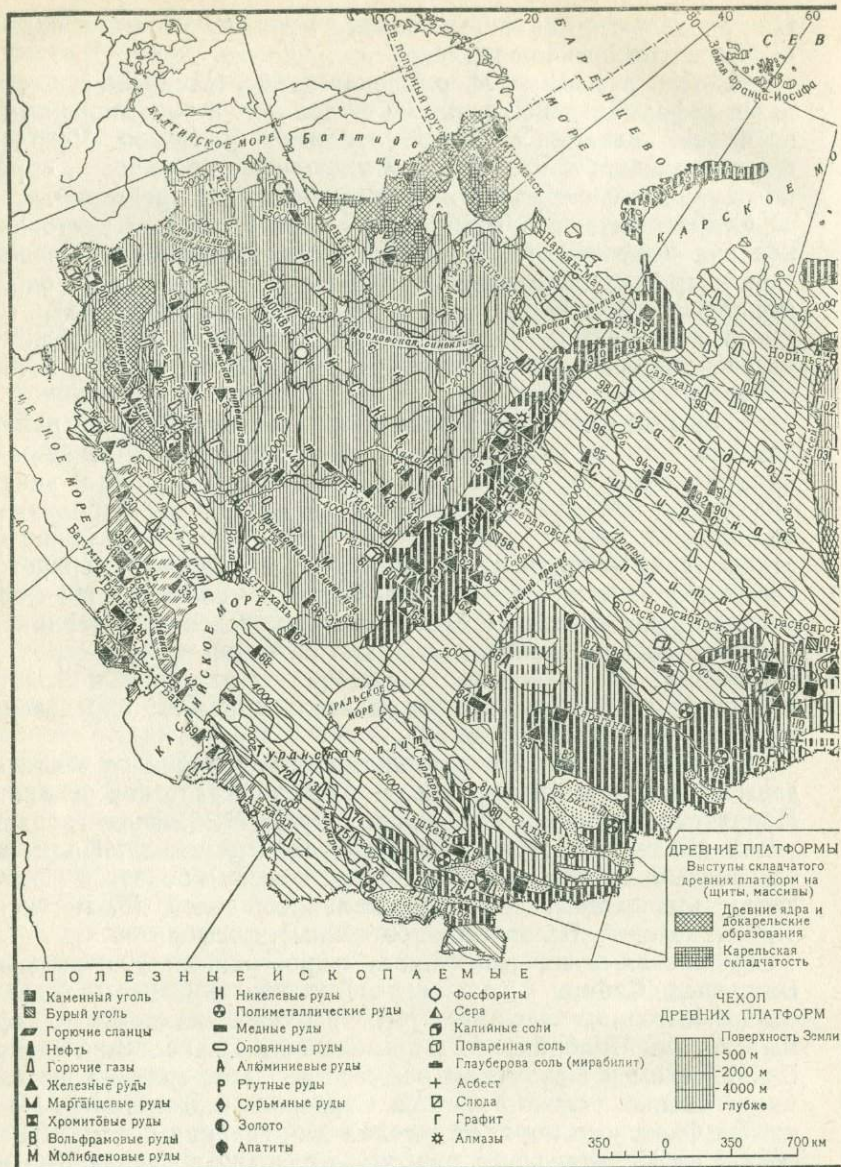
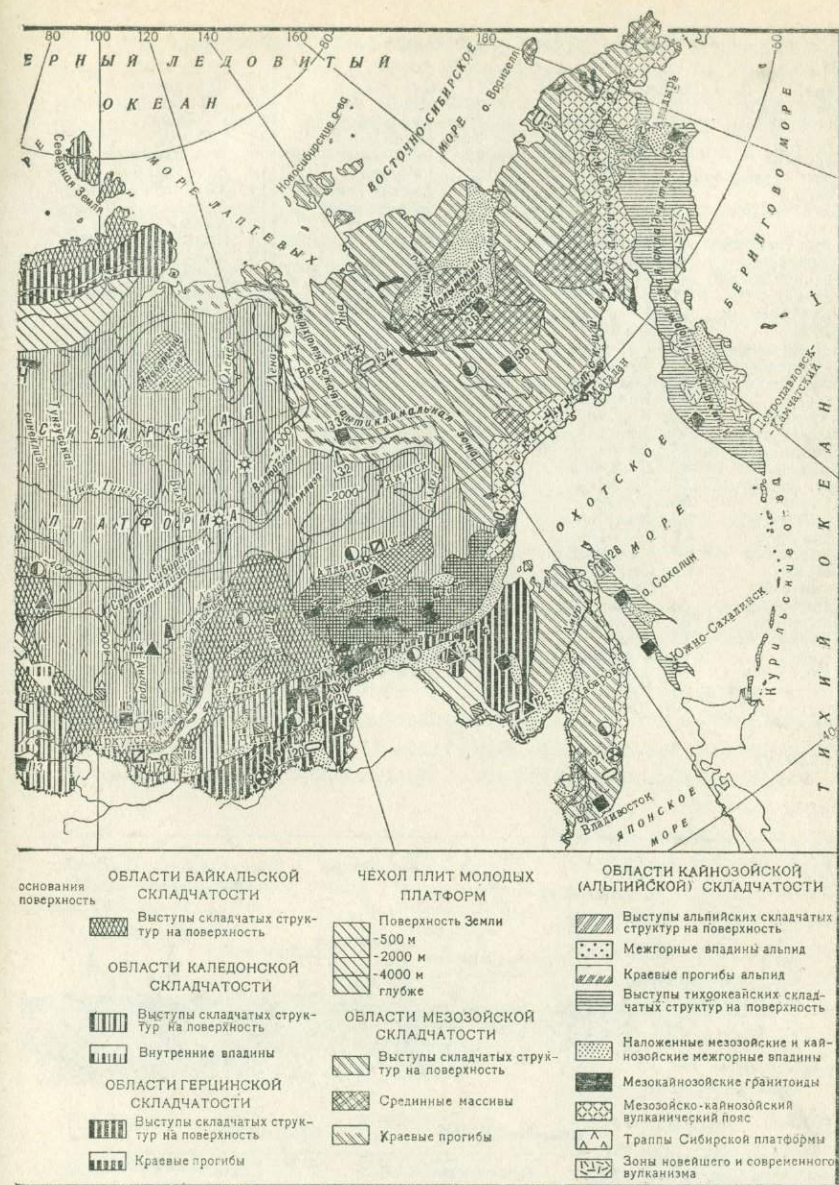


Рис. 58. Тектоническая карта СССР (названия месторождений,



обозначенных на карте цифрами, см. на с. 256)

Названия месторождений, обозначенных на карте цифрами:

- | | | | |
|--|-------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|
| 1. Никель | 36. Ткварчели | 71. Окарем | 105. Ирбинское |
| 2. Мончегорск | 37. Читагура | 72. Дарваза | 106. Горячегорск |
| 3. Оленегорск | 38. Алаверди | 73. Ачакское | 107. Кузбасс |
| 4. Ковдор | 39. Алунитдаг | 74. Газли | 108. Салаир |
| 5. Кировск | 40. Дашкесан | 75. Джаррак | 109. Темиртау |
| 6. Костомукшское | 41. Кафан | 76. Гаурдак | 110. Абаканское |
| 7. Маарду | 42. Нефтяные Кам-
ни | 77. Алтын-Топкан | 111. Ак-Довурак |
| 8. Кохтла-Ярве | 43. Жирновск | 78. Хайдаракен | 112. Акташ |
| 9. Сланцы | 44. Елшанское | 79. Алмалык | 113. Кызыл |
| 10. Бокситогорск | 45. Бугуруслан | 80. Каратау | 114. Коршунское |
| 11. Егорьевск | 46. Ишимбай | 81. Ачисай | 115. Иркутский
бассейн |
| 12. Подмосковский
бассейн | 47. Туймазы | 82. Коунрадский | 116. Усолье-Сибир-
ское |
| 13. Михайловское
(КМА) | 48. Альметьевск | 83. Атасу | 117. Слюдянка |
| 14. а) Лебелинское;
б) Яковлевское
(КМА) | 49. Арлан | 84. Джезказган | 118. Гусиноозерск |
| 15. Речица | 50. Вой-Вож | 85. Джебды | 119. Халчераг |
| 16. Старобин | 51. Вуктыл | 86. Аркалык | 120. Шерловая Гора |
| 17. Львовско-Во-
лынский бассейн | 52. Соликамск | 87. Бозшакуль | 121. Нерчинский
Завод |
| 18. Дашава | 53. Качканар | 88. Экибастуз | 122. Букачача |
| 19. Борислав | 54. Красноуральск | 89. Зыряновск | 123. Давенда |
| 20. Калуш | 55. Нижний Тагил | 90. Нижневартовск | 124. Гаринское |
| 21. Солотвина | 56. Алапаевское | 91. Самогторское | 125. Кимкан |
| 22. Кременчуг | 57. Дегтярск | 92. Мегион | 126. Партизанск |
| 23. Шебелинка | 58. Копейск | 93. Сургут | 127. Дальнегорск |
| 24. Славянск | 59. Бакал | 94. Усть-Балык | 128. Тунгор |
| 25. Никитовка | 60. Халилово | 95. Шаим | 129. Чульман |
| 26. Донбасс | 61. Соль-Илецк | 96. Пунгинское | 130. Таежное |
| 27. Никополь | 62. Магнитогорск | 97. Игрим | 131. Томмот |
| 28. Кривой Рог | 63. Соколовско-
Сарбайское | 98. Березово | 132. Усть-Вилуй-
ское |
| 29. Керчь | 64. Лисаковское | 99. Медвежье | 133. Сангар |
| 30. Хадыженск | 65. Хромтау | 100. Уренгой | 134. Ээс-Хаяя |
| 31. Ставрополь | 66. Макат | 101. Тазовское | 135. Аркагала |
| 32. Затеречный | 67. Прорва | 102. Курейское | 136. Зырянка |
| 33. Грозный | 68. Жетыбай | 103. Ногинское | 137. Вьялкумей |
| 34. Садон | 69. Челекен | 104. Канско-Ачин-
ский бассейн | 138. Беринговский |
| 35. Тырныауз | 70. Небит-Даг | | |

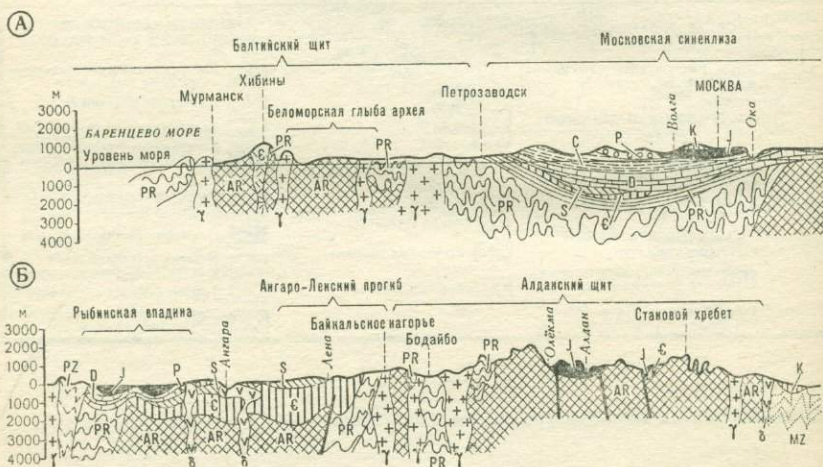


Рис. 59. Геологические разрезы через Восточно-Европейскую (А) и Сибирскую (Б)

зированных. в основном архейских пород, разбитых на отдельные блоки. В пределах Лено-Енисейской плиты выделяются Тунгусская синеклиза глубиной до 10 км, с верхнепалеозойской угленосной толщей и пермо-триасовыми траппами и Вилюйская мезозойская нефтегазоносная синеклиза, возникшая над палеозойским авлакогеном. Их разделяет Непско-Ботуобинская антеклиза; к югу от нее находится Ангаро-Ленская синеклиза с байкальским краевым прогибом в основании. По периферии платформы расположены мезозойский Предверхоанский краевой прогиб, предгорные впадины областей внегеосинклинального орогенеза — Иркутская, Канско-Ачинская (юрские), Прибайкальская (кайнозойская), Енисейско-Хатангская (мезозойско-кайнозойская), Южно-Алданская группа юрских впадин (Токинская, Чульманская и др.).

С породами фундамента генетически связаны месторождения железных (Южно-Якутский, Ангаро-Питский районы), медных (Удокан), алюминиевых (силлиманитовые и дистеновые сланцы Прибайкалья, Восточного Саяна) руд, а также золоторудные месторождения (Алданский щит), месторождения слюд — флогопита и мусковита (также на Алданском щите).

Платформенный чехол Сибирской платформы условно разделяют на следующие структурные этажи: 1) нижний этаж — рифейские терригенные и карбонатные породы, выполняющие плоские прогибы; 2) верхний этаж — венд — кайнозойские породы различного состава (вендсилурийский и девон — нижнекаменноугольный карбонатно-терригенные комплексы, среднекаменноугольный — верхнетриасовый терригенно-вулканогенный комп-

лекс, юра — меловой и кайнозойский терригенные комплексы), формирование которых генетически связано с байкальским, каледонским, герцинским, киммерийским и альпийским этапами развития коры. Каждый из комплексов на платформе характеризуется своим структурным планом и залегает несогласно на предшествующем комплексе. Здесь, как и на Восточно-Европейской платформе, эти комплексы слагают определенные формационные ряды (рис. 26).

К платформенному чехлу относятся прежде всего



платформы (по М. В. Муратову)

полезные ископаемые, генетически связанные со среднекаменноугольно-верхнетриасовым комплексом формаций сибирских траппов, имеющими пермо-триасовый возраст. Это железные (Ангаро-Илимская группа), медно-никелевые (Норильск и Талнах) руды, алмазы (Восточная Якутия), графит (Курейка). С осадочным чехлом связаны месторождения газа (Вилуйская синеклиза, Предверхоанский прогиб), угля (Тунгусский, Ленский, Южно-Якутский, Канско-Ачинский и Иркутский бассейны).

Платформа Баренцева моря находится в северо-восточной части одноименного моря между Новой Землей и Шпицбергом, в ее состав входят острова Земли Франца-Иосифа, северо-восточная часть Шпицбергена. На западе она, вероятно, граничит с каледонидами Шпицбергена, а на юге — с байкалидами — продолжением структур Тимано-Печорской области. Н. С. Шатский (1964) полагал, что эта платформенная структура — осколок Восточно-Европейской, отделенный от последней авлакогеном Тиманского кряжа и его северо-западным продолжением. В строении платформенного чехла принимают участие в основном верхнепалеозойские и мезозойские породы.

Восточно-Сибирская, или Гиперборейская, платформа размещена в пределах Восточно-Сибирского моря. В ее состав входят северо-восточная часть Новосибирских островов, острова Делонга, прилегающая акватория с Чукотским подводным поднятием. Гиперборейская платформа на юге граничит с Новосибирско-Чукотской складчатой системой мезозойского чехла, представленная комплексами палеозойским (карбонатно-терригенные породы) и мезозойским (терригенным).

ПАЛЕЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ И МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

Урало-Монгольский геосинклинальный пояс. Большая часть складчатых систем и молодых платформ территории страны сосредоточена в пределах этого пояса, простирающегося с севера от Тиманского кряжа и Новой Земли на юг и юго-восток, затем на восток до берегов Охотского моря и Шантарских островов. Его длина более 5 тыс. км, самая большая ширина (между Южным Тянь-Шанем и Восточным Саяном) достигает 2 тыс. км. Большая часть пояса находится в пределах СССР, и лишь южные участки — на территории МНР и КНР. Во внутренних частях пояса прослеживаются офиолитовые и вулканические комплексы эвгеосинклиналей. До середины палеозоя в пределах этого пояса еще сохранялись обширные участки с корой океанического типа, и только после герцинской складчатости всюду оформилась материковая кора. Байкалиды наблюдаются в западной части (Тимано-Печорская область и основание герцинских структур западного склона Урала), обрамляют Сибирскую платформу с севера, запада и юга (Таймыр, северо-восточная часть

Восточного Саяна, Байкальская горная область, Енисейский кряж). Каледониды слагают две крупные области: Алтае-Саянскую (Западный Саян и юго-запад Восточного Саяна, Кузнецкий Алатау, Тува, Горный и Монгольский Алтай) и Казахстано-Северо-Тянь-Шанскую (Кокчетавский массив, Чингиз, Северный Тянь-Шань). Полагают, что каледонские структуры участвуют и в строении основания южной части Западно-Сибирской плиты. Герциниды занимают центральные, отчасти западные зоны пояса — складчатые системы: Уральская (Урал, Пай-Хой, Новая Земля), Тянь-Шанская (Южный Тянь-Шань), Обь-Зайсанская (восточная часть Казахского нагорья, Прибалхашье и Джунгария, Рудный Алтай, часть Западно-Сибирской плиты) и Монголо-Охотская (протягивается из Монголии в Забайкалье и далее к северо-востоку от Хингано-Буреинского массива до Охотского моря и Удской губы и Шантарских островов). Полагают, что размещенные среди складчатых областей пояса срединные массивы (Кокчетавский и Сангиленский, а за рубежом Джунгарский, Цайдамский и др.), имеющие дорифейский фундамент и позднепротерозойский чехол, являются обломками древних платформ. Урало-Монгольский пояс, очевидно, прослеживается под дном юго-западной части Баренцева и в Карском море, разделяясь в пределах шельфа на две ветви — Тимано-Печорскую и Новоземельскую, окаймляя с двух сторон платформу Баренцева моря. Продолжение Новоземельской ветви прослеживается на острове Пионер и в западной части острова Октябрьской революции архипелага Северной Земли (каледониды). В настоящее время в пределах Урало-Монгольского пояса размещена серия горных сооружений, вторично поднятых процессами внегеосинклинального орогенеза. Наряду с ними имеются и плиты — Западно-Сибирская, Тимано-Печорская, Северо-Туранская. Складчатый комплекс — байкальский, каледонский и герцинский — вскрывается в горных районах и представлен разнообразными осадочно-вулканогенными породами, с которыми связаны главным образом металлические полезные ископаемые. На Урале известны месторождения железа, хромитов, никеля, кобальта, бокситов, меди, золота, платины, асбеста, магнетита. Из горючих ископаемых на Урале есть угли. Здесь месторождения руд железных, вольфрамовых, молибденовых, и поделочных камней.

На территории Казахского мелкосопочника и Тянь-Шаня есть месторождения руд железных, вольфрамовых, молибденовых, алюминиевых, медных, ртути, сурьмы, золота. С осадочными образованиями здесь связаны фосфориты, известны крупные залежи угля.

На Алтае много месторождений полиметаллов, содержащих свинец, цинк, серебро.

В пределах плит развиты иные комплексы полезных ископаемых, но они генетически связаны уже с мезозойскими отложениями. На Западно-Сибирской плите есть месторождения нефти и

газа, приуроченные к юрско-меловым отложениям чехла, имеющим мощность 3,5—5 км (Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция). В Чулымо-Енисейском районе широко распространены месторождения углей оолитовых железных руд.

Скифско-Туранская плита. В состав молодых платформ входит Скифско-Туранская плита, наложенная на структуры Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов, занимающая Туранскую низменность, плато Устюрт, восточное побережье Каспийского моря, полосу между Восточно-Европейской платформой и горными структурами Балкан, Горного Крыма и Кавказа. Обычно эту плиту считают эпигерцинской, однако в составе ее фундамента есть структуры более древнего (каледонского и байкальского) и более молодого (раннекиммерийского) возраста. Чехол плиты сложен в основном юрско-меловыми и палеоген-неогеновыми терригенными, карбонатными и соленосными породами, мощность которых во впадинах составляет 4—6 км (иногда 6—10 км). С чехольными породами связаны нефтяные и газовые месторождения Туркмении, Центральных Каракумов, Южного Мангышлака, Предкавказья. Известны осадочные железорудные месторождения.

МОЛОДЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Средиземноморский геосинклинальный пояс. В пределах этого пояса, помимо древних структур фундамента Скифско-Туранской плиты, выделяют киммерийские (Горный Крым, Центральный и Южный Памир) и альпийские (Карпаты, Кавказ, Копетдаг) складчатые системы. Складкообразовательные движения в Горном Крыму затронули породы таврической серии (флиш), имеющей триасово-нижнеюрский возраст. К среднеюрскому относится вулканизм в Крыму. Отложения верхней юры, мела и палеогена ложатся с угловым несогласием на более древние породы.

Горообразование на Кавказе и Копетдаге началось в олигоцене, в Карпатах — в неогене. Памир в неогене испытал внегеосинклинальный орогенез и складчато-надвиговые деформации. Структуры Большого и Малого Кавказа разделены Закавказским срединным массивом, представляющим блок древнего фундамента, частично опущенный под дно южной части Каспийского и Черного морей. Таким образом, северная половина впадины Каспийского моря размещается на южной окраине Восточно-Европейской древней платформы, средняя — на погруженных блоках Скифско-Туранской плиты, южная — на альпийских структурах Кавказа. Северная часть Черного моря и Азовское — опущенный блок Скифско-Туранской плиты, Центральночерноморская впадина наложилась на продолжение Кавказа, южную часть киммерид Горного Крыма, срединные массивы Закавказья и Балкан. Особенно активное формирование этих морей началось с плиогена. Для альпийского пояса характерна нефтегазоносность, приуро-

ченная к краевым и межгорным прогибам. На Кавказе известны также месторождения руд железа, марганца, вольфрама, молибдена, меди, полиметаллов, руд алюминия (алунитов). На Керченском полуострове развиты оолитовые железные руды, в Предкарпатье — мощные залежи калийных солей.

Западно-Тихоокеанский геосинклинальный пояс. В пределах СССР он представлен киммерийскими структурами Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской областей, альпийской Восточно-Азиатской (Дальневосточной) областью и разделяющим их Охотско-Чукотским вулканическим поясом. Верхояно-Чукотская область представлена складчатыми системами Верхояно-Колымской и Новосибирско-Ануйско-Чукотской. В Верхояно-Колымской системе внешняя зона — хребет Верхоянский и Сетте-Дабан — сложена палеозойско-мезозойскими карбонато-терригенными породами; в прошлом это многогеосинклиналь, складкообразование в которой произошло в поздней юре. Внутренняя зона — Иньяли-Дебинская — в прошлом была близка к эвгеосинклиналии; она сложена вулканогенно-осадочными толщами палеозоя и мезозоя, испытавшими складчатость к началу поздней юры; здесь широко развиты гранитные интрузии, с которыми связана золотоносность. В Верхояно-Колымской системе находится Охотский древний срединный массив; другой срединный массив — Колымский — отделяет эту систему от Новосибирско-Чукотской.

В Сихотэ-Алинской области, сложенной палеозоем и мезозоем, орогенное происхождение в середине мела, сопровождался внедрением гранитоидов. Вдоль всего восточного края континента Евразии протягивается сложная система разломов, с которыми связаны вулканические проявления узкого, но протяженного Охотско-Чукотского позднемезозойского вулканического пояса, начинающегося от бухты Провидения на севере и протягивающегося до Южного Джугджура на юге. Аналогичный, но несколько более молодой пояс протягивается вдоль побережья Приморья, на юг от устья Амура.

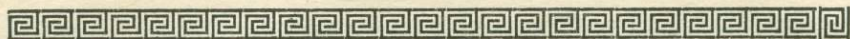
В Восточно-Азиатской (Дальневосточной) области выделяют Камчатско-Корякскую систему (входят Курильские и Командорские острова), представляющую собой молодую складчатую систему. Она находится на стадии развития островных дуг, в пределах которых происходит формирование гранито-метаморфического слоя, иными словами, здесь только начинает образовываться континентальная земная кора. Несколько более зрелым альпийским сооружением является Сахалин.

Краевые моря в пределах Западно-Тихоокеанского пояса — Берингово, Охотское и Японское — имеют различное тектоническое строение и происхождение. Глубоководная котловина Берингова моря образовалась в результате отделения Алеутской островной дугой части Тихого океана с последующим прогибанием дна этого моря. Дно Охотского моря имеет сложное строение: его южная часть — тыловая котловина Курильской островной

дуги и земная кора здесь субокеанического типа. В северной, более мелководной части кора имеет уже субконтинентальное строение. Глубоководная котловина Японского моря является новообразованной, возникшей в результате раздвиговой деструкции континентальной коры окраины материка. Деструктивные процессы в Японском море и отчасти в западной половине Охотского моря могут быть вызваны раздвиговыми явлениями, как, например, при образовании океанов (Атлантического) или внутриматериковых рифтовых впадин (Красного моря, Байкала).

К областям мезозойской складчатости Западно-Тихоокеанского пояса приурочены разнообразные полезные ископаемые. В Предверхоянском прогибе обнаружены газоконденсатные месторождения; в других районах Верхояно-Чукотской области известны залежи каменных углей, олова, вольфрама, свинца, цинка, золота. В Сихотэ-Алинской области есть месторождения молибдена, вольфрама, олова, золота.

К областям кайнозойской складчатости в Восточной Азии приурочены в основном горючие полезные ископаемые — нефть, газ, уголь (Сахалин). Важное значение имеют термальные воды (Камчатка).



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие литосферы Земли. В истории Земли четко прослеживается диалектическая направленность всех геологических событий, неуклонное усложнение структуры земной коры и процессов, необратимость явлений. Выделяют 7 этапов в истории Земли.

1. На догеологическом этапе, т. е. от возникновения планеты до образования ее первичной коры (4,6—4,5 млрд. лет назад) важнейшими процессами являются формирование ядра и мантии. Согласно новейшим космогеническим представлениям вначале образовались металлогенические ядра Земли и других планет, затем вокруг них произошло накопление силикатных частиц мантии, на поверхности которой впоследствии за счет выплавления базальтов сформировалась первичная кора.

2. На раннегеологическом, или лунном, этапе (4,5—4 млрд. лет назад) в связи с общим охлаждением планеты и разделением парогазовой оболочки, плотным слоем окутывавшей Землю, образовались первичные гидросфера и атмосфера. В дальнейшем пополнение гидросферы шло ювенильным путем, атмосферы — за счет дегезации недр.

3. На катархейском, или раннеархейском, этапе (4—3,5 млрд. лет назад) вследствие вторичной гранитизации осадочно-вулканогенных пород образовалась первичная континентальная литосфера, давшая начало будущим континентам.

4. На позднеархейском — раннепротерозойском (раннегеосинклинальном) этапе (3,5—2 млрд. лет назад) происходило наращивание материковой коры в результате накопления мощных осадочно-вулканогенных пород, их метаморфизма и гранитизации. Сформировались протогеосинклинали и протоплатформы.

5. На среднепротерозойском — раннерифейском (раннеплатформенном) этапе (2—1,4 млрд. лет назад) происходила консолидация первичной континентальной коры. Первая половина этапа завершилась позднекарельской складчатостью, характеризующейся накоплением огромных масс красных гранитов (что, ве-

роятно, вызвано вторичным разогреванием коры в основании гранитного слоя), приведших к слиянию континентальных массивов и образованию древних платформ. Во второй половине этапа в позднем рифее произошло поднятие этих платформенных массивов в виде материков.

6. На позднепротерозойском — палеозойском (геосинклинально-платформенном) этапе (1,4—0,2 млрд. лет назад) заложились и развивались геосинклинальные пояса. Примерно до 0,5 млрд. лет назад формировались Гондвана; 0,4—0,3 млрд. лет назад — Северо-Атлантический материк и Ангарида; около 0,2 млрд. лет назад — Лавразия. Последняя и Гондвана в перми, объединившись, образовали Пангею («Всеобщий материк»).

7. На мезозойско-кайнозойском (континентально-океаническом) этапе (0,2 млрд. лет назад — ныне) континенты приобрели современные очертания, образовались молодые океаны (Атлантический, Индийский, Арктический, Южный), интенсивно развивается рифтогенез. Наряду с древними, сформировались молодые платформы. Бурно протекают процессы внегеосинклинального орогенеза, охватившие не только древние горы, но и молодые мезозойские сооружения.

На протяжении последних двух этапов истории Земли каждый из тектонических циклов (байкальский, каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский) развивались в две стадии: длительная эволюционная стадия сменялась бурной стадией складко- и горообразования. Для первой стадии характерны таласократические условия, для второй — геократические.

В фанерозое для осадконакопления закономерно образование в тропических и субтропических морях карбонатов, в северных холодных морях — кремнистых пород, в остальных — терригенных образований. В геосинклинальных морях образовались преимущественно терригенные породы; в эвгеосинклиналях накапливались обломочные, вулканогенные, а иногда кремнистые образования; в миогеосинклиналях — только карбонатно-обломочные породы.

В стратиграфическом размещении основных типов осадочных образований четко прослеживается зависимость их состава от тектонических условий. Морские обломочные отложения формируются главным образом в периоды усиления трансгрессий, в таласократические эпохи; континентальные, напротив, в периоды горообразований, регрессий и наступления геократического режима. К континентальным породам относятся и красные, наиболее крупные накопления которых приурочены к позднему протерозою, кембрию, девону, перми, триасу, мелу, неогену. Среди континентальных отложений широко распространены ледниковые образования (тиллиты и тиллитоподобные породы), накопление которых совпадает с эпохами складчатости и горообразования. Изучение проб грунта, полученного при бурении морского дна, и исследования ледников Антарктиды пока-

зали, что периоды похолодания на Земле в прошлом совпадают с большими выбросами в стратосферу вулканического пепла. Климатологи считают, что резкое похолодание может быть вызвано уменьшением освещенности поверхности Земли всего на 1%.

Наблюдается зависимость процессов накопления угленосных, нефтегазоносных и карбонатных пород от тектогенеза. Установлено, что в периоды наиболее сильного вулканизма, когда увеличивалось поступление в атмосферу двуокиси углерода, интенсивнее развивалась и растительность (Д. Н. Соболев). Это, в свою очередь, вызывало накопление органических осадков, из которых образовались угольные залежи, способствовало бурному развитию жизни в морях и, следовательно, накоплению нефтегазоносных толщ, сидеритовых руд и карбонатных пород. А. В. Ронов вычислил объемы карбонатных пород и вулканогенных образований, сформировавшихся в девоне—юре, и установил, что в эпохи максимального вулканизма (поздний девон — ранний карбон, поздний триас, поздняя юра) наряду с максимальными накоплениями вулканогенных пород происходило и максимальное образование известняков.

Развитие органического мира. В предыдущих главах было показано, что развитие органического мира находится в зависимости от физико-географических условий, смена которых вызывается важнейшими тектоническими событиями. Поэтому переломные моменты (прогресс одних и вымирание других форм) совпадают с тектоническими рубежами, а развитие органического мира вполне укладывается в рамки важнейших геологических этапов.

Становление органического мира Земли произошло в докембрии (криптозоэ), где можно условно выделить 4 важнейших рубежа: 1. 4 млрд. лет назад — первое органическое вещество в океанах (преджизнь). 2. 3,8 млрд. лет назад — первые живые организмы (прокариоты). 3. 3—2,9 млрд. лет назад — примитивный фотосинтез. Развитие кислородной среды. 4. 1,4—1,2 млрд. лет назад — появление эукариотической клетки. Разделение органического мира на растения и животных.

Для раннего палеозоя характерен мощный «взрыв» жизни прежде всего в морях. К концу кембрия уже появились первые позвоночные. Многие беспозвоночные животные имели карбонатные, фосфатные или хитиновые скелетные образования. Подзащитой озонового экрана в кембрии происходило заселение мелкоморья, а в силуре — выход растений (псилофитов) на сушу.

В позднем палеозое органический мир интенсивно заселил сушу, причем особенно бурно развивались растения. Псилофиты в конце девона дали начало высшим формам: папоротниковидным, членистостебельным и плауновидным. Среди первых уже в девоне известны папоротники и древнейшие голосеменные. В

результате спорный способ размножения сменяется семенным. У растений сформировались корень, стебель, лист. Образовались первые почвы, на материках впервые проявилась природная зональность. С силура до карбона растительность прошла путь от трав (водоросли) через кустарники (псилофиты) к крупным древесным формам. В это время происходило мощное углекислотное накопление. Интенсивно развивались высшие позвоночные. В девоне известны двоякодышащие и кистеперые рыбы. В позднем девоне от последних произошло ответвление первых наземных позвоночных — амфибий (стегоцефалы), вымерших к концу перми. В конце карбона они дали начало рептилиям, среди которых в перми появились зверообразные млекопитающеподобные формы. Из беспозвоночных на суше обитали крупные насекомые. В морях важное значение имели брахиоподы, амmonoиды, кораллы, простейшие.

В мезозое продолжалось интенсивное развитие органического мира суши, а также и морей. В юре появилось, а в позднем мелу заняли господствующее положение покрытосеменные (цветковые) растения. Бурно развивались рептилии, среди которых важная роль принадлежала динозаврам. В середине мела они вымерли. В мезозое появились первые теплокровные животные — млекопитающие (поздний триас), птицы (юра). Иными словами, к середине мезозоя уже известны все классы позвоночных. В морях мезозоя среди беспозвоночных важная роль принадлежала головоногим и пластинчатожаберным моллюскам. В позднем мелу большое развитие получили планктонные фораминиферы, в результате чего в морях происходило мощное накопление карбонатов.

В кайнозое шла интенсивная перестройка органического мира суши. Покрытосеменные захватили господствующее положение среди растений. Одновременно сохранились и устойчивые группы древних флор (хвойная тайга и т. д.). Покрытосеменные в процессе адаптации к ухудшившимся природным условиям возвратились и к травянистым формам, проделав такой путь: деревья → кустарники → полукустарники → многолетние травы → однолетние травы (середина палеогена). Расселение трав привело к великому остепнению равнин северного полушария. В конце неогена сформировалась арктическая и тундровая растительность. Полностью оформляется современная широтная зональность и вертикальная поясность.

Млекопитающие в раннем и среднем палеогене, в процессе адаптивной радиации прошли стадию эволюционного взрыва и расселения в разных физико-географических условиях. В среднем палеогене появились первые приматы, а в конце неогена (около 3 млн. лет назад) — древнейший (из известных сегодня) человек. В кайнозое бурно развивались и приняли современный облик птицы и костистые рыбы. В фауне морских беспоз-

воночных важное значение имеют простейшие (нуммулиты и др.), двустворчатые и брюхоногие моллюски.

Заканчивая рассмотрение эволюции органического мира, отметим четко прослеживаемую замедленную экологическую экспансию — время от появления организма с признаком прогрессивной группы до «момента» эволюционного «взрыва» и бурной адаптивной радиации этой группы организмов к различным условиям. Явление это наблюдается практически у всех новых групп организмов: в эволюции амфибий она продолжалась 40 млн. лет (с конца девона до конца раннего карбона), рептилий — около 30—40 млн. лет (поздний карбон — ранняя пермь), костистых рыб — 120—140 млн. лет (с конца триаса до начала кайнозоя), птиц — 100 млн. лет (середина юры — конец мела). Полагают (Л. П. Татаринев), что появление одного, пусть даже очень важного признака прогрессивной группы организмов еще не дает этой группе неоспоримых преимуществ и не способствует убыстрению экологической экспансии. Только накопление множества мелких изменений, в совокупности выводящих организацию животного на более высокий уровень, делает морфо-физиологический процесс реальностью.

Образование полезных ископаемых. Среди эпох рудообразования наиболее продуктивной (по разнообразию полезных ископаемых и их запасам) считается докембрийская, а менее продуктивной — раннепалеозойская.

На древних платформах образование полезных ископаемых соответствует четырем фазам их развития.

1. С накоплением докембрийских вулканогенно-осадочных толщ связаны метаморфогенные очень крупные месторождения железных руд, марганцевое оруднение, золото-урановые накопления в древних конгломератах.

2. С гранитоидами периода консолидации древних вулканогенно-осадочных толщ связаны месторождения пегматитов и редкометалльных пегматитов (бериллия, лития, тантала, ниобия, олова, урана). Известны грейзеновые месторождения с золотом, вольфрамо-молибденовым оруднением, а также с кобальто-никелево-висмута-серебро-урановой концентрацией, накоплением слюд в пегматитовых жилах.

3. С платформенным чехлом связана угленосность, соленость, фосфоритоносность.

4. Процессы фанерозойской активизации вызваны сильная раздробленность платформ и проявления магматизма основного и ультраосновного состава, с которым связана алмазонасность, медно-никелево-кобальто-платиновое оруднение, месторождения апатитов и слюд.

Для подвижных горно-складчатых поясов, образовавшихся на месте фанерозойских геосинклиналей, при полном цикле их развития характерны 4 этапа эволюции и накопления полезных ископаемых.

1. В период существования еще базальтовой океанической коры при прогибании геосинклиналей и накоплении осадочно-вулканогенных образований формировались колчеданные медные и полиметаллические руды, эксгаляционно-осадочные накопления железных и железо-марганцевых руд. С ультраосновными и основными интрузиями связаны титано-магнетитовые, хромитовые, платиновые месторождения.

2. В период интенсивной складчатости происходило внедрение гранитных интрузий и образование связанных с ними контакто-метасоматических месторождений железа, вольфрама, молибдена, меди, полиметаллов, олова, а также образование гидротермальных месторождений меди, молибдено-полиметаллов, золота, сурьмы, ртути, флюорита.

3. При завершении складчатости, сопровождавшейся внедрением кислых гранитов, возникли гранитные пегматиты с оловом-танталом, ниобием и т. д., а также гидротермальные месторождения — оловянные, золотые, сульфидные, сурьмяные, ртутные и урановые. В предгорьях (краевых прогибах) формировались угли, нефть, соли.

4. В послескладчатый этап с трещинами в земной коре связаны малые интрузии с гидротермальными месторождениями меди, золота, серебра, сурьмы, ртути.

В областях внегеосинклинального орогенеза или тектоно-магматической активизации во впадинах накапливались угленосные и нефтегазонаосные толщи, соли. В пределах активизированных поднятий с гранитоидами и щелочными интрузиями связаны гидротермальные месторождения вольфрама, молибдена, сурьмы, ртути, урана, флюорита; с ультраосновными и щелочными породами — алмазонаосные кимберлитовые трубки.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Батюшков И. В. История проблемы происхождения материков и океанов. М., Наука, 1975.
- Белоусов В. В. Геотектоника. Изд-во МГУ, 1976.
- Вейль П. Популярная океанография. Л., Гидрометеониздат, 1977.
- Верзилин Н. Н., Верзилин Н. М. Биосфера, ее настоящее, прошлое и будущее. М., Просвещение, 1976.
- Вернадский В. И. Биосфера. М., Мысль, 1967.
- Войлошников В. Д. Полевая практика по геологии. М., Просвещение, 1977.
- Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., Наука, 1973.
- Геологический словарь. М., Недра, 1978, т. 1, 2.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977.
- Добровольский В. В., Якушова А. Ф. Геология. М., Просвещение, 1979.
- Друшиц В. В. Палеонтология беспозвоночных. Изд-во МГУ, 1974.
- Зоненшайн Л. П. Реконструкция палеозойских океанов.— В кн.: Дрейф континентов. М., Наука, 1976.
- Историческая геология /Г. И. Немков, М. В. Муратов и др. М., Недра, 1974.
- История геологии /Под ред. И. В. Батюшкова. М., Наука, 1973.
- Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии СССР. Изд-во МГУ, 1976.
- Краткий курс палеонтологии. Г. И. Немков, Е. С. Левицкий и др. М., Недра, 1978.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., Высшая школа, 1971.
- Медников Б. Дарвинизм в XX веке. М., Советская Россия, 1975.
- Методы теоретической геологии /Под ред. И. И. Абрамовича. Л., Недра, 1978.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
- Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, 1973.
- Монин А. С. История Земли. Л., Наука, 1977.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975.
- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Сборник статей. М., Мир, 1974.
- Общая геология /Под ред. Г. Д. Ажгирея, Г. П. Горшкова, Е. В. Шанцера. М., Просвещение, 1974.
- Основные проблемы рифтогенеза /Под ред. Н. А. Логачева. Новосибирск, Наука, 1977.
- Плейстоцен /К. К. Марков и др. М., Высшая школа, 1968.

- Полезные ископаемые Мирового океана /Е. Ф. Шнюков, Р. М. Белодед, В. П. Цемко. Киев, Наукова думка, 1974.
- Потемкин Л. А. Охрана недр и окружающей природы. М., Недра, 1977.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972.
- Руттен М. Происхождение жизни. М., Мир, 1973.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1967.
- Слевич С. Б. Шельф: освоение, использование. Л., Гидрометеониздат, 1977.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Судо М. М. Основные концепции строения и развития Земли. М., Знание, 1974.
- Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материи. М., Мир, 1973.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. М-б 1 : 5 000 000 /Под ред. А. Л. Яншина, Ю. М. Пушаровского и др. М., Наука, 1966.
- Тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000 /Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова и Н. С. Шатского. М., Наука, 1964.
- Фисуненко О. П., Пичугин Б. В. Практикум по геологии. М., Просвещение, 1977.
- Флинт Р. Ф. История Земли. М., Прогресс, 1978.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973.
- Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., Недра, 1971.
- Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977.
- Экономика минерального сырья /Под ред. М. И. Агошкова. М., Недра, 1976.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть I. МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОШЛОГО ЗЕМЛИ

Предисловие	3
Глава I. Геохронология и стратиграфия	6
Основные методы определения относительного возраста горных пород	—
Периодизация истории Земли и основы стратиграфической классификации	12
Абсолютная геохронология	16
Глава II. Эволюционная палеонтология и представления о палеоэкологии	20
Палеонтология и проблемы эволюции	26
Сохранность ископаемых организмов	27
Организм и среда	35
Глава III. Палеозоология беспозвоночных	—
Простейшие	36
Губки	37
Археоциаты	—
Кишечнополостные	39
Членистоногие	40
Моллюски, или мягкотелые	45
Мшанки	—
Плеченогие	46
Иглокожие	49
Полухордовые	—
Глава IV. Фации. Фациальный анализ — основа палеогеографических реконструкций	49
Понятие о фациях	—
Схема фациально-генетического анализа	50
Признаки морских фаций. Реконструкция древних морских водоемов	54
Признаки континентальных фаций. Реконструкция континентальных обстановок	57
Признаки переходных фаций	59
Приемы восстановления ландшафтов прошлого	61
Глава V. Формационный анализ — основа воссоздания палеотектонического режима	64
Формации геосинклинальных областей	65
Формации платформ	66
Переходные формации (краевых прогибов, предгорных и межгорных впадин)	67

Часть II. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Глава VI. Общие закономерности развития Земли. Основные сведения о полезных ископаемых	69
Общие закономерности развития Земли	—
Общие сведения о полезных ископаемых	73
Глава VII. Докембрий (догеологическое время, архей и протерозой)	79
Особенности догеологического времени	81
Геохронология и стратиграфия архей и протерозоя	83
Развитие земной коры в архее и протерозое	92
Формирование атмосферы и ее развитие в докембрии	95
Формирование гидросферы и ее развитие в докембрии	96
Происхождение жизни и эволюция биосферы в докембрии	—
Важнейшие месторождения полезных ископаемых докембрийских эпох рудообразования	102

Глава VIII. Ранний палеозой	107
Развитие земной коры и формирование горных пород	108
Развитие геосинклинальных и эпигеосинклинальных складчатых областей	109
Развитие древних платформ	114
О дрейфе континентов	119
Каледонская эпоха складчатости и горообразования. Ее результаты	120
Климатические условия, органический мир и эволюция биосферы	123
Важнейшие месторождения полезных ископаемых раннепалеозойской (каледонской) эпохи рудообразования	130
Глава IX. Поздний палеозой	132
Развитие земной коры и формирование горных пород	133
Развитие геосинклинальных и эпигеосинклинальных складчатых областей	—
Развитие древних платформ	142
Герцинская эпоха складчатости и горообразования. Ее результаты	149
Климатические условия, органический мир и эволюция биосферы	151
Развитие климатических условий	—
Развитие органического мира	154
Эволюция биосферы	166
Важнейшие месторождения полезных ископаемых позднепалеозойской (герцинской) эпохи рудообразования	167
Глава X. Мезозой	170
Развитие земной коры и формирование горных пород	171
Развитие геосинклинальных областей	172
Развитие молодых (эпипалеозойских) платформ	176
Развитие древних платформ	180
Киммерийская эпоха складчатости и горообразования. Ее результаты	184
Климатические условия, органический мир и эволюция биосферы	186
Развитие климатических условий	—
Развитие органического мира	188
Эволюция биосферы	197
Месторождения полезных ископаемых мезозойской (киммерийской) эпохи рудообразования	198
Глава XI. Кайнозой	203
Развитие земной коры и формирование горных пород в палеогене и неогене	207
Развитие альпийских (и современных) геосинклинальных областей	—
Развитие мезозойских складчатых горных сооружений	213
Развитие молодых платформ	—
Развитие древних платформ	215
Альпийская эпоха складчатости и горообразования. Ее результаты	217
Климатические условия, органический мир и эволюция биосферы в кайнозое	218
Развитие климатических условий	—
Развитие органического мира	219
Эволюция биосферы	231
Геологическое развитие и палеогеография четвертичного периода	232
Хронология культур человека	243
Важнейшие месторождения полезных ископаемых кайнозойской (альпийской) эпохи рудообразования	246
Глава XII. Тектоническое строение СССР	251
Древние платформы	252
Палеозойские складчатые системы и молодые платформы	258
Молодые складчатые области	260
З а к л ю ч е н и е	263
<i>Рекомендуемая литература</i>	269

3380