

Историческая ГЕОЛОГИЯ

с основами
палеонтологии

*Издательство
«Недра»*

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА
ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

Эратема	Система	Отдел	Ярус	
МЕЗОЗОЙСКАЯ MZ	Меловая K	Верхний K ₂	Маастрихтский	K ₂ m
			Кампанский	K ₂ km
			Сантонский	K ₂ st
			Коньякский	K ₂ k
			Туровский	K ₂ t
		Сеноманский	K ₂ s	
		Нижний K ₁	Альбский	K ₁ al
			Аптский	K ₁ a
			Барремский	K ₁ br
			Готеривский	K ₁ g
	Валанжинский		K ₁ v	
	Берриасский		K ₁ b	
	Юрская J	Верхний J ₃	Титонский	J ₃ tt
			Волжский	J ₃ v
			Кимериджский	J ₃ km
			Оксфордский	J ₃ o
			Келловейский	J ₃ k
		Средний J ₂	Батский	J ₂ bt
			Байосский	J ₂ b
			Ааленский	J ₂ a
		Нижний J ₁	Тоарский	J ₁ t
			Плинсбахский	J ₁ p
	Синемюрский		J ₁ s	
Триасовая T	Верхний T ₃	Геттангский	J ₁ h	
		Норийский	T ₃ n	
	Средний T ₂	Карнийский	T ₃ k	
		Ладинский	T ₂ l	
	Нижний T ₁	Анизийский	T ₂ a	
		Оленёкский	T ₁ o	
		Индский	T ₁ i	

Эратема	Система	Отдел	Ярус
Пермская P	Верхний P ₂		Татарский P ₂ t
			Казанский P ₂ kz
			Уфимский P ₂ u
	Нижний P ₁		Кунгурский P ₁ k
			Артинский P ₁ ar
			Сакмарский P ₁ s
			Ассельский P ₁ a
Каменноугольная C	Верхний C ₃		Гжельский C ₃ g
			Касимовский C ₃ k
	Средний C ₂		Московский C ₂ m
			Башкирский C ₂ b
	Нижний C ₁		Серпуховский C ₁ s
			Визейский C ₁ v
			Турнейский C ₁ t
Девонская D	Верхний D ₃		Фаменский D ₃ fm
			Франский D ₃ f
	Средний D ₂		Живетский D ₂ zv
			Эйфельский D ₂ ef
	Нижний D ₁		Эмский D ₁ e
		}	Пражский D ₁ p
			Зигенский D ₁ zg
}		Лохковский D ₁ l	
		Жединский D ₁ ž	
Силурийская S	Верхний S ₂		Пржидольский S ₂ p
			Лудловский S ₂ ld
	Нижний S ₁		Венлокский S ₁ w
		Лландоверийский S ₁ l	
Ордовикская O	Верхний O ₃		Ашгиллский O ₃ aš ^v
			Карадокский O ₂ k
	Средний O ₂		Лландейлский O ₂ ld
			Лланвирнский O ₂ l
	Нижний O ₁		Аренгский O ₁ a
			Тремадокский O ₁ t
Кембрийская €	Верхний € ₃		Аксайский € ₃ ak
			Сакский € ₃ s
			Аюсокканский € ₃ as
	Средний € ₂		Майский € ₂ m
			Амгинский € ₂ am
	Нижний € ₁		Тойонский € ₁ tn
			Ботомский € ₁ b
			Атдабанский € ₁ at
		Томмотский € ₁ t	

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ ПАЛЕОНТОЛОГИИ

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника для студентов
геологических специальностей вузов*

4650



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1985



Историческая геология с основами палеонтологии/Е. В. Владимирская, А. Х. Қагарманов, Н. Я. Спасский и др. Л.: Недра, 1985. 423 с.

Изложены основные понятия и методы палеонтологии; приведены классификация, номенклатура и систематика организмов; рассмотрены основы палеозоологии и палеоботаники; показаны связи организма и среды. Даны основные понятия исторической геологии, методы восстановления палеогеографической обстановки и определения возраста горных пород, основы стратиграфии и геохронологии, методы расшифровки движений земной коры. Изложена геологическая история Земли по геологическим периодам. Значительное внимание уделено описанию и анализу сводных геологических разрезов; учтены новейшие данные по геологии закрытых районов и дна океанов.

Для студентов геологических специальностей вузов.
Табл. 17, ил. 142, прил. 1.

Авторы: *Е. В. Владимирская, А. Х. Қагарманов, Н. Я. Спасский, Н. Г. Чочиа, В. В. Аркадьев, А. Г. Кравцов, Е. Д. Михайлова, А. М. Павлов, Б. П. Пнев.*

Рецензенты:

- 1) кафедра палеонтологии и исторической геологии Свердловского горного института им. В. В. Вахрушева;
- 2) чл.-кор. АН СССР *В. Д. Наливкин* (ВНИГРИ).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебник подготовлен преподавателями кафедры исторической геологии и кафедры общей геологии и палеонтологии Ленинградского горного института на основе читаемых ими в последние десятилетия курсов лекций по палеонтологии и исторической геологии для специальностей «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений» и «Гидрогеология и инженерная геология». Малый объем часов, отводимых для преподавания указанных дисциплин, определил краткость изложения материала.

Рассмотрение в первой части книги основ палеонтологии подводит базу под историко-геологический анализ. Во второй части значительное внимание уделяется методам фациального анализа как важнейшего инструмента познания физико-географических обстановок прошлого. При изложении истории Земли подчеркивается, что закономерности ее геологического развития выясняются при изучении и сопоставлении геологических разрезов. Поэтому достаточное место отведено описанию сводных разрезов, каждый из которых кроме возможности делать конкретные выводы для данного района позволяет рассматривать общие вопросы геологической истории. Эти примеры учат студента сознательному подходу к оценке геологических данных.

При работе над книгой использованы идеи и методические установки акад. А. А. Борисяка — автора первого советского учебника исторической геологии, а также его учеников — акад. Д. В. Наливкина и проф. В. И. Бодылевского, в течение 40 лет читавшего и совершенствовавшего курс исторической геологии в Ленинградском горном институте. В книге учтены новейшие геологические данные и решения Межведомственного стратиграфического комитета СССР. В то же время авторы старались избежать дискуссионных положений.

В процессе работы над рукописью авторы пользовались консультациями ведущих специалистов Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) им. А. П. Карпинского и геологического факультета Ленинградского государственного университета им. А. А. Жданова. Значительную помощь оказал канд. геол.-минерал. наук А. И. Коробков, любезно предоставивший материалы по палеогеновой системе.

Рисунки, иллюстрирующие органический мир венда и фанерозоя, а также часть палеонтологических таблиц выполнены В. В. Аркадьевым, остальные палеонтологические таблицы — А. А. Высоцким. При подготовке книги к изданию большую работу выполнили Е. М. Смирнова и Н. Е. Хранова. Всем этим лицам авторы приносят глубокую благодарность. Авторы сердечно благодарят также рецензентов — чл.-кор. АН СССР В. Д. Наливкина и коллектив кафедры палеонтологии и исторической геологии Свердловского горного института им. В. В. Вахрушева (зав. кафедрой — д-р геол.-минерал. наук О. В. Богоявленская) за внимательное ознакомление с рукописью книги, ценные замечания и предложения.

ВВЕДЕНИЕ

Историческая геология изучает историю Земли с древнейших этапов ее развития и до наших дней. Непосредственному наблюдению доступна лишь верхняя оболочка земного шара — земная кора, поэтому историческая геология фактически рассматривает историю земной коры и выясняет закономерности ее геологического развития. Чтобы восстановить историю земной коры, историческая геология должна решить ряд задач.

1. Изучение слоев горных пород и восстановление хронологической последовательности их образования, т. е. определение относительного возраста. Породы, слагающие земную кору, сформировались не сразу, а в какой-то последовательности; причем в один и тот же отрезок времени на разных участках земной поверхности возникали различные по составу и происхождению породы. Эту задачу — изучение состава, места и времени образования пластов горных пород, а также выявление их взаимоотношений и выполнение корреляции между собой — решает раздел исторической геологии *стратиграфия* *. При этом стратиграфия в значительной степени использует данные литологии, палеонтологии и структурной геологии.

2. Воссоздание физико-географических условий земной поверхности (рельефа, климата, распределения древних морей и суши, солености бассейнов и пр.) в прошлые геологические эпохи. Эту задачу решает раздел исторической геологии *палеогеография*, опираясь на учение о фациях.

3. Восстановление истории движений земной коры, возникновения и развития различных тектонических структур.

4. Анализ характера магматической деятельности (места, времени и масштаба проявлений) в ходе геологической истории.

5. Выявление закономерностей размещения в земной коре скоплений полезных ископаемых в связи с палеогеографией, историей тектонических движений и магматической деятельностью.

6. Анализ становления и развития жизни на Земле в ходе геологической истории.

На основе решения этих задач историческая геология выявляет закономерности геологического развития Земли, синтезирует данные многих геологических наук (петрографии, структурной геологии, тектоники и пр.); она должна представлять собой основу геологического мировоззрения.

Историческая геология использует главным образом данные по геологическому строению суши, занимающей только одну треть земной поверхности. Сведения же по геологии дна морей

* От латинского *stratum* — слой и греческого *grapho* — пишу.

и океанов, несмотря на бурное развитие морской геологии за последние десятилетия, относятся лишь к сравнительно недавнему времени существования планеты.

Знание исторической геологии необходимо для изучения региональной геологии (в том числе геологии СССР), рассматривающей геологическое строение отдельных регионов Земли как результат их геологической истории. В то же время обобщение и анализ данных региональной геологии позволяют восстановить геологическую историю Земли и выявить закономерности ее геологического развития.

Историческая геология как наука возникла на рубеже XVIII и XIX вв. Однако человечество давно интересовалось происхождением горных пород и преобразования земной поверхности. В трудах ученых Древнего Египта, Греции, Рима, Индии и Китая есть немало интересных геологических наблюдений и идей, но они были забыты вплоть до эпохи Возрождения. В 1669 г. итальянский ученый, датчанин по происхождению, Н. Стенон начал рассматривать слои осадочных пород как материал для исторических построений и сформулировал положения, которые стали фундаментальными в геологии. Он установил, что крошущий пласт моложе подстилающего; таким образом, последовательность залегания пластов осадочных пород в вертикальном разрезе отражает хронологическую последовательность их образования; слои осадочных пород накапливаются в горизонтальном положении, а их наклонное или изогнутое залегание — это результат последующих нарушений. В середине XVIII в. появились работы Ж. Бюффона и И. Канта, в которых на основании космогонических представлений высказывались идеи об изменчивости и развитии мира, о длительности истории Земли.

Наиболее правильное объяснение геологических явлений было дано в трудах гениального русского ученого М. В. Ломоносова (1711—1765). Он разделял геологические процессы на внутренние и внешние и отводил ведущую роль внутренним причинам в образовании гор и впадин. М. В. Ломоносов ясно указывал, что изучение современных геологических процессов позволяет понять прошлое Земли. Касаясь условий образования осадочных пород, в своем труде «О слоях земных» [1763 г.] он писал: «...сии одна на другой лежащие разного рода материи (кон флецами называют) показывают, что произошли не в одно время; однакож и вместе претерпели ... перемены общие и особливые. Песчаные слои были прежде дно морское или реки великой».

К концу XVIII в. было накоплено много геологических сведений, но пока не был найден надежный метод определения синхронности, одновозрастности отложений и, следовательно, вызвавших их процессов, была невозможна историческая систематизация этих сведений. Таким ключом явился биостратиграфический метод, основателем которого был английский инженер В. Смит (1769—1839). Правда, его предшественник французский аббат Жиро Сулавй еще в 1779 г. установил последовательную смену комплексов ископаемых организмов в разрезе осадочных толщ Южной Франции и пришел к выводу, что хронологическая очередность эпох господства различных комплексов морских животных соответствует последовательности залегания и относительному возрасту вмещающих эту фауну слоев горных пород. Однако практическое значение ископаемых организмов для расчленения и корреляции осадочных толщ было показано В. Смитом, составившим на основе биостратиграфического метода первую шкалу вертикальной последовательности осадочных пород Англии.

Открытие нового метода способствовало быстрому становлению исторической геологии и знаменовало собой начало «стратиграфического» этапа развития этой науки. В течение 20 лет XIX в. (1822—1841 гг.), названных Б. С. Соколовым «героической эпохой» в развитии геологии, были установлены почти все основные подразделения общей стратиграфической шкалы, что позволило систематизировать обширный геологический материал в хроноло-

гической последовательности. Однако эти достижения прошли под знаком господства идей катастрофизма, божественных актов творения, которыми объяснялась смена комплексов животных и растений в вертикальном разрезе.

Сокрушительный удар катастрофизму был нанесен появлением труда Ч. Дарвина «Происхождение видов путем естественного отбора» [1859 г.]. Его выводы о значении естественного отбора в эволюции органического мира укрепили роль ископаемых органических остатков как документов истории жизни и как основы хронологического расчленения слоев горных пород. Большое значение в развитии исторической геологии имели также идеи Ч. Дарвина о неполноте геологической и палеонтологической летописи.

К середине XIX в. относятся первые попытки реконструкции физико-географических условий отдельных геологических эпох как для крупных участков суши (Г. А. Траутшольд, Дж. Дана, В. О. Ковалевский), так и для всего земного шара (Ж. Марку). Эти работы знаменовали собой «палеогеографический» этап развития исторической геологии. Большое значение для становления палеогеографии имело введение понятия о фациях (А. Грессли, 1838 г.), сущность которого заключается в том, что породы одного и того же возраста могут иметь разный состав, отражающий условия их образования.

В 1859 г. в Северной Америке зарождается представление о геосинклиналях (Дж. Холл), а в конце XIX в. выдающийся русский геолог А. П. Карпинский в своих трудах, вскрывающих закономерности геологического развития Европейской части России, закладывает основы учения о платформах. Представление о платформах и геосинклиналях как главнейших элементах структуры земной коры оформилось в виде стройной теории в труде французского ученого Э. Ога «Геосинклинали и континентальные площади» [1900 г.] и стало важнейшим обобщением геологической истории.

Широким распространением и развитием этих идей отечественная геологическая наука обязана А. А. Борисяку, который вслед за Э. Огом стал рассматривать историческую геологию как историю развития геосинклиналей и платформ. Идеи А. А. Борисяка лежат в основе многих направлений современной исторической геологии. В 20-х годах ученик А. А. Борисяка Д. В. Наливкин закладывает основы учения о фациях; несколько позднее в трудах Р. Ф. Геккера, Б. П. Марковского и других исследователей начинает оформляться «палеоэкологическое» направление в изучении геологического прошлого.

Вскоре после работ Э. Ога немецкий геофизик А. Вегенер формулирует в наиболее полном виде гипотезу дрейфа континентов (гипотезу мобилизма). После некоторого периода забвения, начиная с 60-х годов XX в. эта идея возродилась на новой фактической основе уже как гипотеза неомобилизма (новая глобальная тектоника, или тектоника литосферных плит).

20—40-е годы явились временем широкого развития региональных геологических исследований, на базе которых созданы крупные обобщающие сводки по территории Европы (С. Н. Бубнов), Сибири (В. А. Обручев), СССР (А. Д. Архангельский). Выполнению этих работ способствуют представления о фазах складчатости, выдвинутые выдающимся немецким тектонистом Г. Штилле. На базе обобщения громадного фактического материала по стратиграфии, палеогеографии, магматизму и тектонике формулируются основные закономерности геологического развития Земли в трудах зарубежных (Л. Кобер, Г. Штилле) и отечественных ученых (А. Д. Архангельский, Д. В. Наливкин, Н. М. Страхов, Н. С. Шатский и др.).

Если конец XIX в. — 60-е годы XX в. могут быть выделены в «тектонический» этап развития исторической геологии, то для современного этапа характерны синтез уточненных данных по геологии континентов, анализ постоянно увеличивающегося потока сведений по геологии дна океанов, работы по созданию цельной картины геологической истории Земли, по выявлению закономерностей этой истории и объяснению их причинной зависимости. При этом наука опирается не только на старые методы исследования, постоянно совершенствующиеся, но и на новые методы: абсолютной геохронологии, геохимические, геофизические, палеомагнитные, глубокого и сверхглубокого бу-

Глава 1. ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ПАЛЕОНТОЛОГИИ

Палеонтология — это наука, изучающая органический мир прошлых геологических эпох и закономерности его эволюции. Объект палеонтологии — ископаемые остатки вымерших организмов и следы их жизнедеятельности — отличает эту отрасль знаний от наук биологического цикла. Ископаемые остатки — окаменелости — всегда заключены в горных породах, являющихся предметом изучения геологии. Палеонтологические данные позволяют выяснить генезис вмещающих горных пород, восстановить условия древних бассейнов, их географические особенности, воссоздать историю региона в тот или иной период. Но главное значение палеонтологии для геологии заключается в том, что данные этой науки позволяют установить относительный возраст горных пород и составляют тем самым основу исторической геологии.

Палеонтология изучает видовой состав ископаемых организмов, их морфологию и изменчивость, определяет время существования и ареал вида, выясняет образ жизни древних организмов и их взаимоотношение со средой, решает вопросы систематики и эволюции, восстанавливает основные направления развития крупных групп животных и растений.

Палеонтология подразделяется на палеозоологию и палеоботанику. Органические остатки очень малых размеров (простейшие, конодонты, остракоды, дакриоконариды и др.) являются объектами микропалеонтологии, а споры и пыльца древних растений служат объектами палинологии. Самостоятельными разделами палеонтологии являются тафономия (учение об условиях захоронения), палеоэкология (наука об условиях жизни древних животных и растений), палеобиогеография, палеоихнология (изучение следов жизнедеятельности).

ТИПЫ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ

Ископаемыми остатками (фоссилиями), которые чаще называют окаменелостями, являются скелеты древних организмов и их части, внутренние и внешние ядра, отпечатки, следы

жизни (биоглифы). Сохранность ископаемых остатков определяется многими факторами (физико-географические и климатические условия, характер переноса, тип осадка и т. д.). Наилучшие условия для сохранности присущи водной среде. Вот почему большинство ископаемых органических остатков характеризует морские отложения. Для того чтобы в ископаемом состоянии сохранились остатки животных или растений, необходимо сочетание ряда благоприятных условий:

1) в биосфере должна сложиться ситуация, приводящая к концентрации живых организмов на определенной территории;

2) органические остатки должны быть захоронены в осадке (как правило, в водной среде);

3) захороненные остатки организмов должны пройти процессы фоссилизации (окаменения).

Каждому из этапов перехода живого в ископаемое состояние отвечает свой тип скопления. В биосфере это биоценоз (сообщество живых организмов), в области захоронения — тафоценоз (скопление захороненных остатков), после процессов фоссилизации — ориктоценоз (местонахождение ископаемых остатков). Каждая из последующих стадий не равна предыдущей, и ориктоценоз во много раз беднее биоценоза. Учение об условиях захоронения ископаемых остатков (тафономия) разработано И. А. Ефремовым. Встречающиеся в природе формы сохранности ископаемых остатков можно разделить на следующие разновидности.

Остатки организмов

- полностью сохранившиеся (в многолетней мерзлоте, в янтаре)
- скелеты или их фрагменты
 - неизменные (в асфальтитах)
 - измененные
 - обугленные
 - минерализованные (фосфоритизированные, кремниевые, пиритизированные, доломитизированные и др.)

Отпечатки

- мягких частей
- твердых частей
- Слепки
- внутренние ядра
- внешние ядра
- Следы жизнедеятельности
- ползания, хождения, зарывания, сверления
- зубов на скелетах
- Продукты жизнедеятельности
- постройки известывыделяющих водорослей
- копролиты (экскременты)
- другие выделения

ОРГАНИЗМЫ И СРЕДА

По типу извлечения энергии из окружающей среды все живые организмы могут быть подразделены на автотрофные (фотосинтезирующие и хемосинтезирующие), к которым относятся

главным образом растения, и гетеротрофные — грибы и животные, получающие энергию при поглощении других организмов или продуктов их жизнедеятельности.

Существование организмов определяется факторами среды обитания, как биотическими, так и абиотическими. К биотическим факторам относят пищевые связи организмов и их взаимоотношения. Основными абиотическими факторами водной среды (в которой обитало большинство древних ископаемых организмов) являются соленость, температура, газовый состав воды, глубина бассейна, характер грунта, освещенность и т. д. Для обитателей суши особое значение приобретают климатические факторы. Организмы, обитающие в строго определенных условиях, носят название стенобионтных, в то время как формы, способные жить в различных условиях среды, называются эврибионтными.

Для морской среды основным фактором, определяющим существование организмов, является постоянная соленость Мирового океана. Организмы, обитающие в этих условиях, называются морскими стеногалинными (фораминиферы, археоциаты, кораллы, трилобиты, брахиоподы, головоногие моллюски, иглокожие). Организмы, которые могут переносить колебания солености, называются эвригалинными (водоросли, губки, большинство двустворчатых и брюхоногих моллюсков, мшанки, ракообразные, рыбы).

Все организмы, обитающие в границах определенного участка среды — биотопа, составляют биоценоз. На морском дне выделяются следующие биотопы: литораль — зона прилива и отлива, сублитораль — до нижней границы проникновения света, псевдоабиссаль — до бровки шельфа, континентальный склон и ложе Мирового океана. Толща морской воды подразделяется на неритовую область, располагающуюся над шельфом, батиальную и абиссальную — соответственно над континентальным склоном и ложем океана. Толща воды в открытом океане на глубину до 200 м выделяется в пелагическую область.

На дне обитают донные формы — бентос, который делится на подвижный и неподвижный. В водной толще живут планктонные (пассивно плавающие) и нектонные (активно плавающие) организмы. Каждому виду организмов свойствен определенный ареал — территория распространения. Узко локализованный вид называется эндемичным. Условия обитания каждого вида составляет его экологическую нишу. Вид существует как сочетание отдельных популяций (низшая единица совокупности организмов). Виды в процессе своего развития могут изменять ареал, проходя через несколько пространственно-временных фаз.

Систематика — наука, занимающаяся вопросами естественной классификации организмов, как ныне живущих, так и ископаемых.

Классификация — группировка организмов согласно с их родственными (филогенетическими) отношениями. Она включает таксономические категории, которые легко узнаются по окончаниям латинских названий.

Номенклатура — система наименований животных и растений, предложенная К. Линнеем. По этой номенклатуре названия организмов даются на латинском языке. Правила ее изложены в «Международных правилах номенклатуры» и в «Международном кодексе ботанической номенклатуры» и являются обязательными.

Реально существующей единицей систематики является вид — совокупность особей, обладающих общими морфологическими, биологическими и генетическими признаками и образующих популяции с единым ареалом. Все остальные систематические единицы строятся на базе группировки видов. Схема соподчиненности основных систематических единиц, принятых в палеонтологии, следующая:

Царство Regnum

Тип Phylum

Класс Classis

Отряд Ordo

Семейство Familia

Род Genus

Вид Species

Каждая из систематических единиц до рода включительно обозначается одним латинским или латинизированным словом — одинарная номенклатура. Название вида включает в себя два слова — название рода и собственно вида, т. е. используется бинарная номенклатура. Например, *Calceola sandalina* Linné (туфлеобразный одиночный коралл), здесь *Calceola* — наименование рода. Видовое название всегда употребляется и пишется только в бинарной номенклатуре. После каждой систематической единицы обязательно указывается фамилия палеонтолога, установившего ее (в приведенном примере это К. Линней — создатель современной систематики животных и растений). Если вид установлен достоверно, применяется закрытая номенклатура. В случае приближенных видовых определений используется открытая номенклатура. Основными вариантами открытой номенклатуры являются:

species — неопределимый до вида (например, *Calceola* sp.);

conformis — сходный по форме (например, *Calceola* cf. *sandalina*);

affinis — близкий, родственный (например, *Calceola* aff. *sandalina*);

ex grege — из группы (например, *Calceola* ex gr. *sandalina*).

В палеонтологии кроме естественной классификации часто используют классификации искусственные (например, в систематике конодонтов, члеников стеблей морских лилий, спикул губок, игл морских ежей, зубов акул, в палеоботанике — листовых пластин, древесины, плодов, спор и пыльцы). В идеале каждая искусственная классификация затем должна перейти в естественную.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ

Основные принципы палеонтологии фактически вытекают из эволюционного учения Ч. Дарвина, который сформулировал закон о необратимости эволюции: «Если вид однажды исчез с лица Земли, мы не имеем основания думать, что та же форма когда-нибудь появится вновь» [Дарвин Ч., 1952 г., с. 335]. Это положение получило уточнение в работе Л. Долло: организмы никогда не возвращаются к предковому состоянию, если даже они оказываются в тех же условиях существования, что и их предки. Закон необратимости эволюции Ч. Дарвина и Л. Долло служит прямым проявлением диалектического закона отрицания.

Эволюционное развитие группы (филогенез) осуществляется главным образом путем дивергенции (расхождения признаков). Крайней формой дивергенции является адаптивная радиация. Принцип адаптивной радиации, установленный В. О. Ковалевским, может быть сформулирован следующим образом: родственные организмы под воздействием различных факторов окружающей среды могут приобрести различные черты строения. Противоположным закону адаптивной радиации может считаться принцип конвергенции (схождение признаков): неродственные организмы под воздействием сходных условий обитания приобретают сходные черты строения. В эволюции могут проявляться параллелизм (сходство организмов, имеющих общее происхождение, унаследованное от общих предков) и гомоморфия (морфологическое сходство близкородственных форм, принадлежащих к одной систематической группе, но не связанных филогенетически).

Индивидуальное развитие организма (онтогенез) в сокращенной форме как бы повторяет историю развития предковых групп. Такое повторение (рекапитуляция) является основой биогенетического закона Ф. Мюллера и Э. Геккеля: онтогенез является коротким и быстрым повторением филогенеза, обусловленным физиологическими функциями наследственности (воспроизведения) и приспособляемости (питания). Проблема наследования признаков была решена Г. Менделем, сформулировавшим основные законы генетики. Эволюционное учение Ч. Дарвина в сочетании с генетикой легли в основу современной синтетической теории эволюции.

Большинство ископаемых остатков (трилобиты, брахиоподы, моллюски, иглокожие и т. д.) определяются макроскопически. Для уточнения деталей строения скелета делаются разрезы, шлифовки, отпечатки. Целый ряд ископаемых организмов (фораминиферы, губки, археоциаты, кишечнополостные, мшанки и т. д.) изучаются в ориентированных палеонтологических шлифах. Некоторые микроскопические объекты (остракоды, конодонты, споры и пыльца) исследуются в специальных препаратах, получаемых путем растворения породы в кислотах.

Глава 2. ПАЛЕОЗООЛОГИЯ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ

ОДНОКЛЕТОЧНЫЕ

ТИП PROTOZOA. ПРОСТЕЙШИЕ

К простейшим относятся одноклеточные организмы, как правило, микроскопических размеров, тело которых состоит из протоплазмы, одного или нескольких ядер. Клетка простейших заключена в оболочку и выполняет все жизненные функции, связанные с размножением, обменом веществ, движением. Различные процессы контролируются отдельными участками клетки — органеллами. Координационные функции выполняет протоплазма. По типу питания простейшие относятся как к гетеротрофам, так и к автотрофам. Большинство простейших имеет скелет, внешний или внутренний, который сохраняется в ископаемом состоянии. Скелет продуцируется протоплазмой и состоит из органического и минерального вещества.

Основная масса простейших обитает в морской среде (60%), меньшая часть приспособилась к жизни в пресных и солоноватоводных бассейнах и в почве (18%). Многие простейшие являются паразитами животных и растений (22%). Размеры тела простейших колеблются от 1 мкм до 100 мм. По образу жизни большинство водных простейших относится к планктону и бентосу. Скопление раковин простейших образует такие горные породы, как писчий мел, известняки, опоки, радиоляриты и т. д. Состав минеральных скелетов обычно карбонатный или кремнистый. В ископаемом состоянии известно около 30 000 видов простейших, самые древние из них имеют кембрийский возраст.

Тип простейших подразделяется на пять классов, которые выделены по особенностям строения органелл движения, ядра

и протоплазмы. Подавляющее большинство ископаемых простейших принадлежит к классу саркодовых, имеющих наибольшее геологическое значение*.

КЛАСС SARCODINA. САРКОДОВЫЕ

Особое геологическое значение имеют фораминиферы и радиолярии, играющие породообразующую роль.

Подкласс RADIOLARIA. РАДИОЛЯРИИ

К радиоляриям относятся микроскопические планктонные морские организмы, обладающие кремневым и целестиновым скелетом. Размеры раковин колеблются от 40—50 мкм до 1 мм, изредка радиолярии достигают нескольких сантиметров. В настоящее время известно до 7000 видов, из которых более 1000 видов ископаемые. Центральная капсула радиолярий состоит из органического вещества. Скелет радиолярий сложный, ажурный, имеет сферическую, звездчатую, шлемовидную или колоколообразную форму. Обычно он построен из вложенных друг в друга решетчатых элементов и длинных радиальных игл (спикул), отходящих от центра. Главная функция скелета радиолярий — приспособление к планктонному существованию. Большинство раковин имеет кремневый скелет, хорошо сохраняющийся в ископаемом состоянии. Некоторые представители современных радиолярий обладают целестиновым скелетом, растворяющимся после их смерти.

Большинство радиолярий являются обитателями теплых морей. Поэтому массовые скопления их скелетов (глубоководные радиоляриевые илы) приурочены к тропическим зонам океана. Подкласс радиолярий по особенностям строения центральной капсулы и скелета подразделяется на пять отрядов. В ископаемом состоянии чаще всего сохраняются представители отряда спумеллярий со сферическим скелетом и населлярий со шлемовидной раковиной (рис. 2.1, 8).

Геологическое значение. В ископаемом состоянии радиолярии известны с кембрия, причем до девонского периода включительно обитали спумеллярии, первые населлярии появились в девоне. Скелеты радиолярий составляют основу таких пород, как радиоляриты и опоки, встречаются также в кремнистых глинах, яшмах, вулканических туфах и кремнистых известняках. Наиболее многочисленны остатки радиолярий в районах древнего вулканизма. Радиолярии используются для определения возраста и расчленения кремнистых пород.

* Здесь и дальше будет приводиться характеристика наиболее важных в стратиграфическом отношении групп организмов.

Подкласс FORAMINIFERA. ФОРАМИНИФЕРЫ

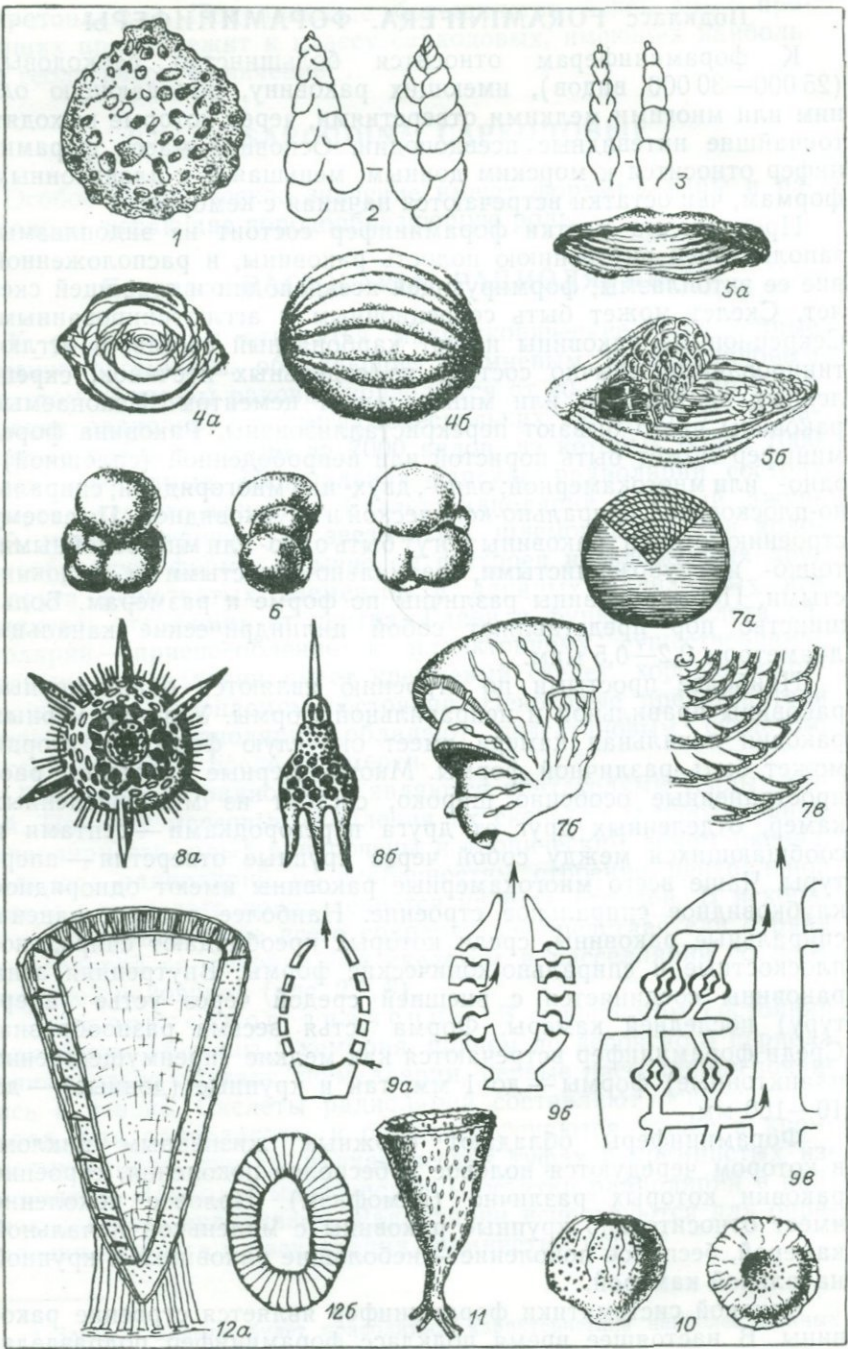
К фораминиферам относится большинство саркодовых (25 000—30 000 видов), имеющих раковину, обладающую одним или многими мелкими отверстиями, через которые выходят тончайшие нитевидные псевдоподии. Основная масса фораминифер относится к морским донным, меньшая — к планктонным формам, чьи остатки встречаются начиная с кембрия.

Протоплазма клетки фораминифер состоит из эндоплазмы, заполняющей внутреннюю полость раковины, и расположенной вне ее эктоплазмы, формирующей псевдоподии и строящей скелет. Скелет может быть секреторным и агглютинированным. Секреторные раковины имеют карбонатный состав, а агглютинированные обычно состоят из отдельных песчинок, скрепленных пектиновым или минеральным цементом. Ископаемые раковины часто бывают перекристаллизованы. Раковина фораминифер может быть пористой или непрободенной (сплошной); одно- или многокамерной; одно-, двух- или многорядной; спирально-плоскостной, спирально-конической и клубковидной. По своему строению стенки раковины могут быть одно- или многослойными, тонко- и грубозернистыми, радиально-лучистыми и волокнистыми. Поры раковины различны по форме и размерам. Большинство пор представляют собой цилиндрические каналцы диаметром 0,2—0,5 мкм.

Наиболее простыми по строению являются однокамерные раковины правильной и неправильной формы. У двухкамерных раковин начальная камера имеет округлую форму, а вторая может быть различной формы. Многокамерные раковины, распространенные особенно широко, состоят из многочисленных камер, отделенных друг от друга перегородками — септами и сообщающихся между собой через крупные отверстия — апертуры. Чаще всего многокамерные раковины имеют однорядное клубковидное спиральное строение. Наиболее распространены спиральные раковины, среди которых преобладают спирально-плоскостные и спирально-конические формы. Внутренняя зона раковины соединяется с внешней средой через устье (апертуру) последней камеры. Форма устья весьма разнообразна. Среди фораминифер встречаются как мелкие (преимущественно планктонные) формы — до 1 мм, так и крупные (донные) — до 10—160 мм.

Фораминиферы обладают сложным жизненным циклом, в котором чередуются половое и бесполое поколения, строение раковин которых различно (димофизм). Половое поколение имеет относительно крупные раковины с маленькой начальной камерой, бесполое поколение — небольшие раковинки с крупной начальной камерой.

Основой систематики фораминифер является строение раковины. В настоящее время подкласс фораминифер подразделяется на 14 отрядов.



Астроризиды объединяют фораминифер с наиболее просто построенным скелетом. Раковины чаще одно- и двухкамерные разнообразной формы. Число устьев различное. Стенка раковины агглютинированная песчаная, сцементированная пектином или минеральным веществом, иногда известковая. Время существования кембрий — ныне. Характерный представитель род *Saccamina* (силур — ныне) (рис. 2.1, 1).

Текстулярииды обладают многокамерной раковиной, как правило, с двухрядным расположением камер и простым или сложным устьем. Стенка раковины агглютинированная, чаще всего известковая. Время существования ордовик — ныне. Типичный представитель род *Textularia* (юра — ныне) (рис. 2.1, 2).

Нодозарииды имеют пористую многокамерную известковую раковину разнообразной формы — от прямой однорядной до спирально-винтовой; устье круглое или лучистое. Время существования силур — ныне. Типичный представитель род *Nodosaria* (пермь — ныне) (рис 2.1, 3).

Фузулиниды обладают многокамерными спирально-плоскостными, шаро-, веретено- или дисковидными раковинами. Стенка раковины известковая, одно- или многослойная, пористая. Камеры отделяются перегородками — септами, обычно имеющими одно или несколько устьевых отверстий. У наиболее развитых поздних фузулинид возникают дополнительные скелетные образования (складки, валики), которые на поверхности раковины не видны. Время существования карбон — пермь. Типичные представители: род *Fusulina* (средний и поздний карбон), род *Schwagerina* (ранняя пермь) (рис. 2.1, 4, 5).

Роталииды в большинстве своем являются планктонными формами, обладают многокамерными известковыми спирально-коническими раковинами. Камеры разделяются простыми или двойными стенками. У некоторых роталиид камеры делятся на вторичные камерки. Устье разнообразной формы располагается на последней камере. Поверхность раковины может осложняться многочисленными ребрами, бугорками, шипиками. Время существования поздний триас — ныне. Характерный представитель род *Globigerina* (юра — ныне) (рис. 2.1, 6).

Нуммулитиды обладают известковой многокамерной раковиной, размер которой колеблется от 3—10 до 120—160 мм.

Рис. 2.1. Простейшие (1—8), губки (9—11), археоциаты (12).

Фораминиферы (увеличено): 1 — *Saccamina* (агглютинированная раковина), 2 — *Textularia*. 3 — *Nodosaria*. 4 — *Schwagerina* (4a — продольный разрез, 4б — общий вид), 5 — *Fusulina* (5a — общий вид, 5б — внутреннее строение), 6 — *Globigerina* (вид с трех сторон), 7 — *Nummulites* (7a — общий вид раковины со вскрытым участком, 7б, 7в — детали внутреннего строения); 8 — радиолярии (раковина: 8a — сферическая, 8б — шлемовидная); губки: 9a, 9б, 9в — схема водотока у разных губок, 10 — *Astylospongia*, 11 — *Ventriculites*; 12 — археоциаты (разрез: 12a — продольный, 12б — поперечный).

Форма раковин спирально-плоскостная, дисковидная или чечевицеобразная. Стенки скелета пористые, но септы и другие элементы внутреннего строения сплошные, пронизанные сложной системой каналов. Поверхность раковины обычно покрыта разнообразными линиями в виде швов или ребер. Нуммулитиды отличаются четким диморфизмом раковины. Время существования мел — ныне. Типичный представитель род *Nummulites* (палеоген) (рис. 2.1, 7).

Образ жизни фораминифер. Как правило, фораминиферы являются обитателями морей нормальной солености. Большинство из них относится к подвижному бентосу. Некоторые отряды (например, роталииды) играют существенную роль в планктоне тропических и субтропических поясов и в пределах теплых океанических течений. Планктонные фораминиферы являются обычными обитателями пелагиали, в то время как донные формы характерны для шельфа.

Геологическое значение. Раковины пелагических фораминифер участвуют в образовании органогенных илов. Донные формы слагают разнообразные известняки. В ископаемом состоянии остатки фораминифер известны начиная с кембрия. В кембрии, ордовике и силуре типичны однокамерные агглютинированные формы, которые в девоне сменяются примитивными многокамерными. Расцвет донных фораминифер приходится на поздний палеозой, когда доминирующую роль начинают играть фузулиниды со сложной известковой раковиной. В первой половине мезозоя преобладают фораминиферы с многокамерными агглютинированными раковинами. Начиная с юры широко распространяются планктонные формы отряда роталигерин, обладающие известковыми раковинами; их расцвет приходится на поздний мел. В кайнозое среди донных форм основную роль играют нуммулитиды.

Фузулиниды имеют большое стратиграфическое, породообразующее и палеогеографическое значение. Породы, сложенные раковинами фораминифер (мел, известняки), являются ценными строительными материалами. Благодаря своим особенностям (небольшие размеры, широкое площадное распространение, быстрая эволюционная изменчивость, значительные скопления) фораминиферы играют важную роль в разработке детальной стратиграфии карбона, перми (фузулиниды), мела и кайнозоя (роталииды), палеогена (нуммулитиды). Особенно велика их роль в нефтяной геологии и при изучении закрытых районов, где ведется бурение.

МНОГОКЛЕТОЧНЫЕ

Основным отличием многоклеточных от простейших является то, что их тело построено из значительного количества клеток и межклеточного вещества, которые вместе образуют

различные ткани и органы. Обычно выделяется пять типов тканей, имеющих разное строение и функции: эпителиальная, соединительная, кровь (плазма— жидкая соединительная ткань), мышечная и нервная. Эпителиальная ткань защищает поверхность тела и участвует в формировании желудочно-кишечного тракта и желез, слагает элементы наружного скелета и такие образования, как ногти, копыта, когти, волосы, шерсть, перья. Из соединительной ткани формируется внутренний скелет — сухожилия, связки, хрящи, кости. В этих элементах особенно велика роль межклеточного вещества. Кровь, фактически являющаяся жидкой соединительной тканью, может быть прозрачной (бесцветной), красной (с гемоглобином), синей или зеленой (с гемодианином). Мышечная ткань обычно состоит из крупных многоядерных клеток. Нервная система в зависимости от сложности может быть представлена нервными клетками, узлами или стволами.

Органы многоклеточных состоят из комплекса тканей, объединены друг с другом в своей деятельности и в целом регулируются нервной и кровеносной системами. Среди них различаются органы движения, пищеварения, дыхания, кровообращения, выделения и размножения. Для многоклеточных характерно, как правило, половое размножение с эмбриональным развитием. У низших многоклеточных может наблюдаться чередование полового и бесполого поколений. Своим происхождением многоклеточные организмы наиболее вероятно связаны с колониальными жгутиковыми.

Многоклеточные разделяются на две большие группы: низшие и высшие.

НИЗШИЕ МНОГОКЛЕТОЧНЫЕ

К низшим многоклеточным относятся организмы, тело которых состоит из клеток, не дифференцированных на ткани и органы. У них отсутствует настоящая нервная система, по эмбриональному развитию они отличаются от остальных многоклеточных, их личинка двухслойная. В колониях особи не индивидуализированы (не отграничены друг от друга). К низшим многоклеточным относятся губки, архециаты и некоторые вымершие группы организмов неясного систематического положения (крибрициаты, сфинктозои, афросальпингоиды, рецептакулиты, соаниты, сквамифериды).

ТИП SPONGIA. ГУБКИ

Губки — преимущественно морские водные организмы, одиночные или колониальные, относящиеся к прикрепленному бентосу. Это примитивные многоклеточные формы, не обладающие

ни настоящими тканями, ни обособленными органами. Остатки губок встречаются в ископаемом состоянии начиная с венда и доныне.

Тело губок состоит из наружного покрова, внутреннего жгутикового эпителия и бесструктурной массы (мезоглеи) между ними; поддерживается скелетом. Для губок характерно наличие оригинального ирригационного аппарата из каналов и камер. Через поры вода поступает во внутреннюю полость и выделяется через отверстия в верхней части тела (рис. 2.1, 9). Непрерывный ток воды создается движением жгутиков. Мягкое тело губок обладает разнообразной внешней формой: мешковидной, бокаловидной, шарообразной, грибообразной, неправильной и т. д. Колониальные губки имеют вид лепешек, натеков, корок, кустов. Размеры тела колеблются от нескольких миллиметров до 2—3 м.

Скелет губок может быть органическим или минеральным. Органический скелет состоит из роговых волокон. Минеральный скелет, слагаемый отдельными спикулами (иголками), может быть известковым или кремнистым. Скелетное вещество отлагается особыми клетками. Спикулы по форме могут быть одно-, трех-, четырехосными. Обычно они не связаны между собой, но иногда соединяются концами, образуя так называемый решетчатый скелет. Спикулы известковых губок состоят из кристаллов кальцита, а кремнистых — из опала. Основу скелета образуют крупные спикулы — макросклеры. Мелкие спикулы — микросклеры — рассеяны в мезоглее. Состав и строение скелета являются важным диагностическим признаком.

Большинство исследователей подразделяют губки на три класса: известковые (*Calcispongia*), обыкновенные (*Demospongia*) и шестилучевые (*Hexactinellida*).

КЛАСС CALCISPONGIA. ИЗВЕСТКОВЫЕ ГУБКИ

Класс объединяет наиболее примитивно построенные губки, обладающие известковыми спикулами, обычно не спаянными между собой. В ископаемом состоянии сохраняются отдельные спикулы и целые формы, имевшие решетчатый скелет. Время существования девон — ныне.

КЛАСС DEMOSPONGIA. ОБЫКНОВЕННЫЕ ГУБКИ

Обыкновенные губки обладают кремневым, роговым или смешанным скелетом. В ископаемом состоянии обычно сохраняются губки, скелет которых построен из спаянных между собой четырехосных спикул. Особую группу составляют сверлящие губки, имеющие скелет из одноосных макросклер. Время существования венд — ныне. Типичный представитель обыкновенных губок род *Astylospongia* (ордовик — силур) (рис. 2.1, 10).

КЛАСС НЕХАСТИНЕЛЛИДА. ШЕСТИЛУЧЕВЫЕ ГУБКИ

Иногда эти губки называют стеклянными. Трехосные кремневые спикулы обычно образуют у них решетчатый скелет разнообразной формы. Время существования венд — ныне. Типичные представители: род *Ventriculites* (юра — ныне, особенно широко распространен в позднем мелу) (рис. 2.1, 11), род *Spirospongia* (поздний мел).

Образ жизни. Губки являются водными, главным образом морскими, прикрепленными донными животными, обитающими на разной глубине, но преимущественно на 100—300 м. Известковые (каменистые) губки и эластичные роговые живут в прибрежной зоне, стеклянные — в основном на больших глубинах. Форма и характер прикрепления к грунту весьма разнообразны. Губки распространены во всех климатических поясах.

Геологическое значение. Спикулы губок найдены в отложениях венда. Начиная с кембрия известны представители всех классов губок. В раннем палеозое распространены кремневые губки. Губки с известковым скелетом появляются начиная с девона. В юре и мелу губки приобретают породообразующее значение. В кайнозойское количество губок сокращается. Палеозойские губки были обитателями мелководных морей, в мезозое появляются и глубоководные формы. Остатки пресноводных губок известны начиная с юры. Некоторые ископаемые губки используются для определения возраста.

ТИП АРХАЕОЦИАТЫ. АРХЕОЦИАТЫ

К археоциатам относятся морские донные прикрепленные одиночные и колониальные организмы с кубковидным пористым карбонатным скелетом. Размеры кубка от 3—5 до 300—500 мм в диаметре (в среднем обычно около 25 мм), высота кубка пропорциональна диаметру и обычно составляет от 6—10 до 80—150 мм. Кубки археоциат могут быть свободнoleжащими, но часто они прирастают к грунту при помощи каблочки прирастания (массивного, трубчатого, пластинчатого). Одиночные археоциаты обладают конической, цилиндрической, воронко- или грибовидной формой, а колониальные археоциаты имеют массивный или ветвистый скелет. Скелет археоциат обычно состоит из двух стенок — внешней и внутренней, пространство между которыми называется интерваллюм; здесь развиты различные перегородки, стерженьки и т. д. Внутренняя часть животного представляет собой центральную полость. Одностенные археоциаты встречаются очень редко, внутренняя стенка у них либо не сохраняется, либо не обызвествляется.

Наружная стенка археоциат пронизана системой каналов, которые открываются наружу порами различных размеров и форм. Внутренняя стенка по строению более сложная, и ее поры более крупные. В центральной полости скелетные элементы отсутствуют (рис. 2.1, 12). Среди скелетных образований первичными являются пористые септы и днища, более поздними — пузырчатая ткань и стерженьки.

По характеру скелета выделяют два класса археоциат: правильные (Regulares) и неправильные (Irregulares).

Образ жизни. Подавляющее большинство археоциат были донными прикрепленными формами, обитавшими на мелководье теплых морей. Колониальные археоциаты часто образовывали небольшие рифы. Среди животных археоциаты являются первыми в истории Земли рифостроителями.

Геологическое значение. С начала раннего кембрия известны представители обоих классов археоциат. Сперва появились простые одностенные формы, давшие начало двустенным. Расцвет археоциат приходится на середину раннего кембрия. До среднего кембрия дожили только отдельные представители. Археоциаты имеют большое стратиграфическое значение для кембрия. Они являются пороодообразующими и рифостроящими организмами.

ВЫСШИЕ МНОГОКЛЕТОЧНЫЕ

Высшие многоклеточные объединяют животных, обладающих дифференцированными тканями и органами, которые развиваются из двух или трех зародышевых листков (экто-, энто-, мезодермы). В зависимости от этого они подразделяются на две группы: радиальные (или двухслойные) и двусторонне-симметричные (или трехслойные).

RADIATA. РАДИАЛЬНЫЕ

Радиальные объединяют многоклеточных, ткани и органы которых развиваются из двух зародышевых листков. Их тело обладает осью симметрии, через которую можно провести несколько плоскостей симметрии. В постэмбриональный период животные кроме эктодермы и энтодермы обладают мезоглеей. Радиальная симметрия животных объясняет в их образе жизни (прикрепленном или парящем в воде).

Радиальные включают в себя два типа: кишечнополостные и гребневники. Последние в ископаемом состоянии не встречаются, и поэтому их характеристика не приводится.

ТИП COELENTERATA. КИШЕЧНОПОЛОСТНЫЕ

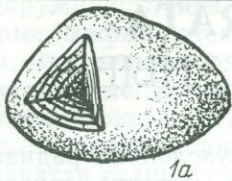
Целентераты — это многоклеточные двухслойные радиально-симметричные водные, преимущественно морские животные. Для них характерны две жизненные формы: полипы, ведущие прикрепленный образ жизни, и свободноплавающие медузы. В ископаемом состоянии кишечнополостные известны начиная с венда (отпечатки). Скелетообразующие формы появляются в кембрии.

Тело кишечнополостных представляет собой мешок с внутренней гастральной полостью, которая часто делится перегородками на камеры (рис. 2.2, 2). Гастральная полость открывается наружу ротовым отверстием, вокруг которого располагаются щупальца, покрытые стрекательными клетками. Стенки тела состоят из эктодермы (внешнего слоя) и энтодермы, выстилающей кишечную полость. Между ними заключена мезоглея. Функцию дыхания выполняет поверхность тела. Кровеносная и выделительная системы отсутствуют. Размножение происходит половым или бесполом путем. У многих кишечнополостных сложный жизненный цикл включает чередование полового (медуза) и бесполого (полип) поколений. Эктодерма полипов формирует известковый или органический наружный скелет. Кишечнополостные на основании строения мягкого тела, скелета и характера размножения делятся на классы гидроидных полипов, коралловых полипов и сцифоидных.

КЛАСС HYDROZOA. ГИДРОИДНЫЕ ПОЛИПЫ

Гидроидные объединяют мелкие примитивные, преимущественно колониальные, главным образом морские, реже пресноводные формы. Колонии часто имеют полиморфное строение, в которых особи выполняют различные функции. Примером одиночных гидроидных может служить гидра, обитающая в пресной воде. Симметрия тела радиальная (часто четырехлучевая). Ротовое отверстие прямо открывается в простую, лишленную перегородок гастральную полость (рис. 2.2, 2а, 2б). Щупальца вокруг ротового отверстия образуют один-три венчика.

Для гидроидных характерно чередование поколений. Некоторые полипы строят известковый или хитиноидный скелет. Гидромедузы ведут свободноплавающий образ жизни. К современным гидроидным, обладающим известковым скелетом, относятся гидрокораллы. Остатки скелетообразующих гидроидных известны с кембрия. Ископаемые гидроидные принадлежат к подклассам строматопорат и хететид.



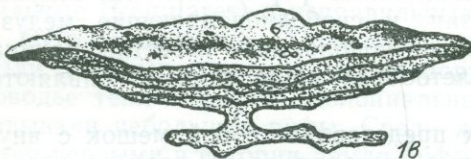
1a



1b



1c



18



1d



2a



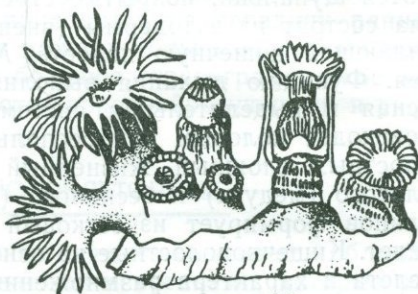
2b



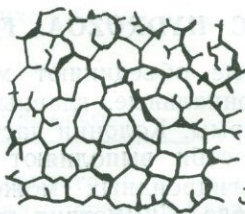
2c



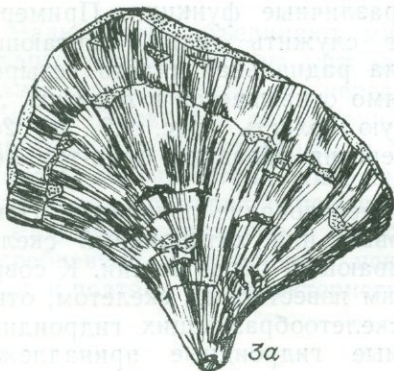
2d



2e



3b



3a



3c

Подкласс СТРОМАТОПОРАТА. СТРОМАТОПОРАТЫ

К строматопоратам относятся гидроидные полипы с карбонатным скелетом (ценостеумом) эктодермального происхождения (рис. 2.2, 1). Скелет колонии формируется единой колониальной особью (ценосарком), выпочковывающей на себе зоиды. Они располагаются в специальных звездчатых полостях — астроризах (рис. 2.2, 12). Ценостеум формируется различными горизонтальными, вертикальными, пузырчатыми элементами. В состав подкласса строматопорат включено шесть отрядов. Строматопораты известны со среднего ордовика по мел включительно, но шире всего были распространены в силуре и девоне, когда они участвовали в рифообразовании. Типичный представитель род *Stromatopora* (девон) (рис. 2.2, 12, 1d).

Подкласс СНАЕТЕТИДА. ХЕТЕТИДЫ

Хететиды — это колониальные организмы, образующие массивный полипник, состоящий из тонких параллельных или веерообразно расходящихся зоидных трубочек, в которых часто развиваются псевдосептальные выступы. Днища в зоидных трубках располагаются сериями. Ячейки скелета имеют изометрическую, полигональную, округлую, меандрическую или амебовидную в сечении форму. Массивные полипники имеют форму пластин, желваков, полусфер. Хететиды известны от ордовика до эоцена, особенно многочисленны в карбоне. Типичный представитель род *Chaetetes* (средний девон — карбон) (рис. 2.2, 3).

КЛАСС SCYRHOZOA. СЦИФОИДНЫЕ (НАСТОЯЩИЕ МЕДУЗЫ)

Сцифоидные объединяют морские свободноплавающие, обладающие четырехлучевой симметрией организмы. Для них характерно чередование поколений, причем главную роль играют медузы, в то время как полипоидная стадия, на которой организмы иногда обладают хитино-фосфатным скелетом, обычно кратковременна. Медузы имеют вид колокола, внутри которого расположена гастральная полость, разделенная четырьмя перегородками на камеры. Колокол сложен в основном мезоглеей.

Рис. 2.2. Строматопораты (1), гидроидные и коралловые полипы (2), хететиды (3).

1 — строматопораты: 1a—1в — внешний вид колонии, 1г, 1d — *Stromatopora* (1г — разрез через астроризу, 1d — внешний вид); 2 — гидроидные и коралловые полипы (схема строения полипа: 2a, 2б — гидроидного, 2в, 2г — кораллового; 2д — один из ныне живущих представителей шестилучевых кораллов); 3 — *Chaetetes* (3a — внешний вид колонии; сечение: 3б — поперечное, 3в — продольное; увеличено).

Сцифоидные делятся на три подкласса: сцифомедузы, конуляты и протомедузы. Отпечатки протомедуз известны с венда до раннего ордовика. Сцифомедузы известны с венда по настоящее время. Хитиноидные скелеты конулят встречаются от среднего кембрия до триаса включительно.

КЛАСС ANTHOZOA. КОРАЛЛОВЫЕ ПОЛИПЫ

К коралловым полипам относятся наиболее высокоорганизованные морские одиночные и колониальные кишечнополостные, для которых характерна только полипоидная стадия развития. Гастральная полость полипа имеет сложное строение и делится мягкими складками (мезентериями) на камеры. Щелевидный рот, окруженный венчиком щупалец, открывается в глотку (рис. 2.2, 2в). Радиальная симметрия тела полипа осложнена двусторонней симметрией рта и глотки. По типу питания кораллы являются хищниками, захватывающими свою добычу при помощи щупалец. Большинство коралловых полипов строят наружный известковый скелет. Исключение составляют некоторые альционарии, строящие внутренний известковый или роговой скелет.

У колониальных кораллов полипник (скелет колонии) состоит из отдельных кораллитов (скелетов полипов), иногда присутствуют элементы скелета, принадлежащие колонии в целом (ценосарк). Кораллит, имеющий в общем плане трубковидную форму, состоит из вертикальных элементов скелета (перегородки — септы; стенка — эпитека; столбик различной сложности) и горизонтальных днищ и пузырчатой ткани (диссепиментов). Живой полип располагается в верхней части трубки — в чашке, отделенной от нижележащих элементов скелета днищем. По мере роста полип перемещается вверх и надстраивает скелет. У некоторых коралловых полипов, например у актиний, скелет отсутствует. Внутренний скелет большинства альционарий имеет спикульный (игольчатый) характер и помещается в мезоглее.

Для коралловых полипов характерно половое и бесполое размножение. Колонии образуются путем почкования или деления полипов. Распространение коралловых полипов осуществляется в личиночную стадию. Личинка, перемещающаяся морскими течениями, опускаясь на дно и прикрепляясь к грунту, дает начало новому одиночному полипу или колонии. Коралловые полипы шире всего распространены в зоне шельфа теплых морей, где являются одними из главных рифообразователей. Остатки скелетов кораллов известны начиная с раннего палеозоя до настоящего времени.

Коралловые полипы в зависимости от строения мягкого тела, строения скелета и степени его сложности подразделяются на пять подклассов: табуляты, гелиолитоиден, тетракораллы (ругозы), гексакораллы, октокораллы (альционарии).

Подкласс TABULATA. ТАБУЛЯТЫ

Табуляты являются вымершей группой коралловых полипов, обладающих наиболее просто устроенным скелетом. Это исключительно колониальные формы, образующие полипняки различного типа. Кораллиты имеют небольшие поперечные размеры (0,5—5 мм), многоугольную, округлую, овальную форму. Септальный аппарат кораллитов развит слабо и представлен септальными шипиками, короткими пластинками. Хорошо развиты днища (рис. 2.3, 1б). У части табулят имеются соединительные образования — поры и трубки. Табуляты являются порообразующими организмами, жили только в палеозое (поздний кембрий — пермь); особенно характерны для силура и девона, когда участвовали и в рифообразовании.

Характерные представители (рис. 2.3, 1—3): род *Favosites* — массивные колонии, напоминающие соты (силур — карбон); род *Halysites* — цепочечный коралл (силур); род *Syringopora* — кустистая колония с соединительными трубками (силур — пермь).

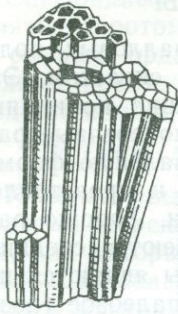
Подкласс HELIOLITOIDEA. ГЕЛИОЛИТОИДЕИ

Это колониальные вымершие кораллы. Для скелета кораллитов характерно развитие 12 септ и горизонтальных элементов — днищ. Кораллиты круглого поперечного сечения располагаются в промежуточной скелетной ткани (цененхиме), состоящей из столбиков, пузырчатой ткани или тонких трубочек, в которых развиты днища. В ископаемом состоянии известны со среднего ордовика до среднего девона. Характерный представитель род *Heliolites* (рис. 2.3, 4) (поздний ордовик — средний девон).

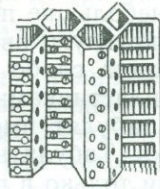
Подкласс TETRACORALLA (RUGOSA). ЧЕТЫРЕХЛУЧЕВЫЕ КОРАЛЛЫ (РУГОЗЫ)

Ругозы — вымершие одиночные или колониальные кораллы, обладающие наружным скелетом. Одиночные кораллы имеют рогообразную или цилиндрическую форму, некоторые свободнолежащие приобретают туфлеобразную крышечную форму. Колонии могут быть массивными, полумассивными и ветвистыми. Внешняя форма колоний изменяется от полукруглой, желваковидной до пластинчатой, стелющейся, кустистой. Для ругоз характерно развитие септального аппарата различного типа и разной сложности. Септы могут быть шиповидными и пластинчатыми, состоящими из отдельных септальных лучей.

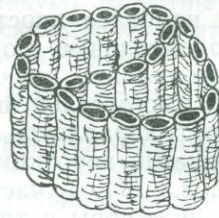
В онтогенезе вначале закладываются шесть первичных септ (главная, противоположная и четыре боковых); все остальные септы закладываются между первичными в четырех промежутках (секстантах). Часто вторичные септы располагаются по



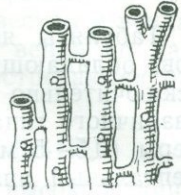
1a



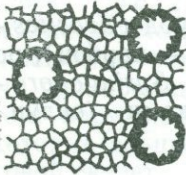
1b



2



3



4a



4b



5



6



7



8



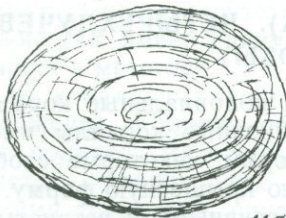
9



10a



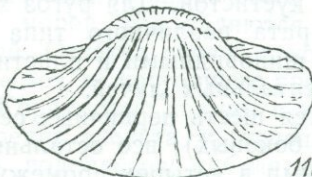
10b



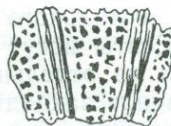
11a



12a



11b



12b



13

отношению к главной и противоположной перисто, что подчеркивает наложенную (двустороннюю) симметрию коралла. Септы на взрослых стадиях имеют различную длину, определяющую порядок септ (септы первого порядка всегда длиннее септ второго порядка). Септы, как правило, примыкают к стенке кораллита, на внешней стороне которого видны ребра, соответствующие межсептальным промежуткам, и горизонтальные морщины (руги).

Горизонтальные элементы скелета представлены либо только днищами, либо только диссепиментами (пузырчатой тканью) (рис. 2.3, 5), либо днищами и диссепиментами (рис. 2.3, 7) в различном сочетании. Кораллы, у которых развит только один тип горизонтальных элементов, обычно называют однозонными, а кораллы с днищами и пузырьчатой тканью — двузонными. У некоторых ругоз развиваются вертикальные столбики различного строения — от простого грифельовидного до сложной колонны (рис. 2.3, 8, 9). Кораллы, обладающие центральной структурой, называются трехзонными.

Колонии ругоз образуются путем бокового внутривафельного почкования и деления, изредка формируется цененхимальная (общекорониальная) ткань.

Ругозы известны со среднего ордовика до раннего триаса. Характерные представители: однозонных одиночных (рис. 2.3, 5, 6) — род *Cystiphyllum* (силур — средний девон), род *Calceola* (средний девон), род *Amplexus* (силур — средний девон); двузонных одиночных — род *Caninia* (рис. 2.3, 7) (карбон — ранняя пермь); трехзонных колониальных — род *Lithostrotion* (рис. 2.3, 8) (ранний карбон) и род *Lonsdaleia* (рис. 2.3, 9) (карбон).

Подкласс НЕХАСОРАЛЛА. ШЕСТИЛУЧЕВЫЕ КОРАЛЛЫ

Скелетообразующими в подклассе шестилучевых кораллов являются представители отряда склерактиний. Среди склерактиний встречаются одиночные и колониальные (в том числе с ценосарком) формы. Вертикальные перегородки многочисленны, число их кратно шести. Периферическая ткань (склеренхима) представлена столбиками, свайками, балочками. Горизонтальные элементы слагаются днищами, иногда — днищами

Рис. 2.3. Табуляты (1—3), гелиолитоиден (4), ругозы (5—9), склерактинии (10—12), альционарии (13).

1 — *Favosites* (1a — фрагмент колонии, 1б — увеличено, видны поры, днища); 2 — *Halysites*; 3 — *Syringopora*; 4 — *Heliolites* (4a — поперечное сечение, 4б — внешний вид колонии); 5 — *Gystiphyllum* (поперечное сечение); 6 — *Calceola*; 7 — *Caninia* (продольное и поперечное сечения); 8 — *Lithostrotion*; 9 — *Lonsdaleia*; 10 — *Montlivaultia* (10a — вид сверху, 10б — вид сбоку); 11 — *Cyclolites* (11a — вид сбоку, 11б — основание); 12 — *Acropora* (сечение: 12a — поперечное, 12б — продольное); 13 — *Tubipora*.

диссепиментами. Септы выходят на боковую стенку кораллитов и образуют настоящие ребра. Стенка может иметь различное строение. Иногда формируются столбики. Полипники колониальных форм могут быть ветвистыми, массивными, массивно-меандрическими и т. д.

Склерактинии известны со среднего триаса до настоящего времени. Колониальные формы участвуют в постройке рифов. Характерные представители: одиночных — род *Montlivaultia* (средний триас — мел), род *Cyclolites* (мел — палеоген); колониальных — род *Acropora* (эоцен — ныне) (рис. 2.3, 10—12).

Подкласс OSTOCORALLA. ВОСЬМИЛУЧЕВЫЕ КОРАЛЛЫ

Октокораллы — современные и ископаемые кишечнополостные, обладающие восемью полыми перистыми щупальцами, окружающими ротовое отверстие. Гастральная полость делится на камеры восемью мягкими перегородками. Скелет спикульный внутренний роговой или известковый. Ценосарк объединяет авто- и сифонозоиды. У двух отрядов скелет наружный массивный, состоящий из трубок кораллитов, обладающих восемью септами и горизонтальными элементами — днищами и пластинками цененхимы.

Находки октокораллов в ископаемом состоянии известны с триаса. Типичные представители: род *Tubipora* (рис. 2.3, 13) с внутренним скелетом (неоген — ныне); род *Heliopora* с наружным массивным скелетом (юра — антропоген).

Геологическое значение кишечнополостных. Отпечатки древнейших бесскелетных кишечнополостных известны начиная с венда. В кембрии появляются скелетообразующие гидроидные и коралловые полипы. Наибольшее разнообразие в палеозое имеют табуляты и ругозы, а в мезо-кайнозое — склерактинии и октокораллы, которые сменяют древние вымершие группы. Кишечнополостные, особенно строматопораты, хететиды, табулятоморфы, ругозы, склерактинии и октокораллы, служат индикаторами морской среды постоянной солености. Они являются пороодообразующими организмами, участвуют в создании рифов и играют важную стратиграфическую роль.

BILATERALIA. ДВУСТОРОННЕ-СИММЕТРИЧНЫЕ

Двусторонне-симметричные включают в себя животных более высоко организованных, чем радиальные. Двусторонняя симметрия у них развивается как результат приспособления к активному движению. Все ткани и органы тела двусторонне-симметричных формируются из трех зародышевых листков: экто-, мезо- и энтодермы.

В зависимости от характера развития личинки двусторонне-симметричные подразделяются на первично- и вторичноротых.

Первичноротые получили название по своему основному признаку: рот взрослой особи развивается на месте рта личинки. Мезодерма у первичноротых выполняет первичную полость; есть наружный эктодермический скелет; нервная система состоит из узлов (ганглиев), соединенных нервными стволами.

К первичноротым относят низших и высших червей, членистоногих, моллюсков, мшанок и брахиопод.

Надтип VERMES. Черви

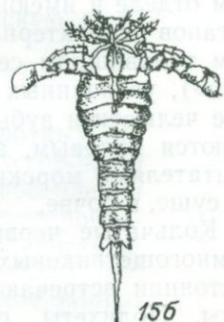
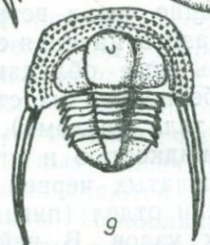
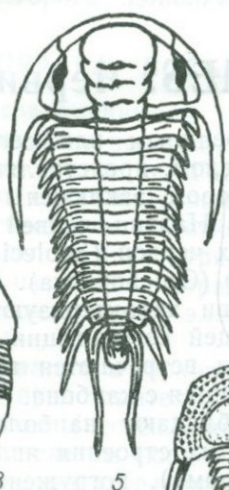
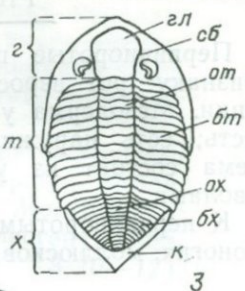
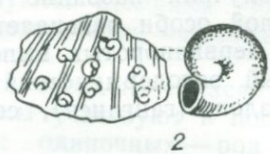
Черви обладают несегментированным или сегментированным двусторонне-симметричным телом, представляющим собой кожно-мускульный мешок, в котором заключены внутренние органы. Конечности отсутствуют. Надтип червей объединяет три самостоятельных типа: низших червей (Scolecida), кольчатых червей (Annelides) и онихофор (Onichophora).

Как правило, все низшие черви характеризуются малыми размерами и отсутствием настоящей сегментации тела. В ископаемом состоянии низшие черви встречаются крайне редко и известны лишь как паразиты начиная с карбона.

Из всех червей кольчатые обладают наиболее сложным строением. Главной особенностью их строения является наличие вторичной полости тела (целома), погруженной в мезодерме. Она заполнена жидкостью и играет роль гидравлического скелета. Тело кольчатых червей разделено на отделы: голову, туловище и задний отдел (пигидий). К голове приурочено скопление нервных узлов. В ней расположены органы обоняния, осязания, зрения и вкуса. Число сегментов туловища может доходить до восьмисот. Пигидий не сегментирован.

Нервная система относится к лестничному или цепочечному типу. Кровеносная система развита, но сердце отсутствует. Дыхание осуществляется жабрами, располагающимися на головном отделе и имеющими вид пышного венчика. Для внутренних органов характерна метамерия (многократность). На каждом туловищном сегменте располагаются два параподия («ножки»), увенчанных щетинками. В глотке животного есть роговые челюсти и зубы (сколекодонты). Кольчатые черви размножаются половым, а иногда и бесполом путем. Они являются обитателями морских и пресноводных бассейнов, многие живут на суше, в почве.

Кольчатые черви объединяют первичных, кольцецов, мало- и многощетинковых червей, пиявок и эхиурид. В ископаемом состоянии встречаются только многощетинковые черви — полихеты. Полихеты, обитающие в морях, ведут ползающий или



12

13b

15a

15b

роющий образ жизни; одни свободно плавают, другие прикрепляются к грунту. Прикрепляющиеся полихеты выделяют спиральную, прямую или неправильно изогнутую известковую трубку.

В ископаемом состоянии кроме наружного скелета трубок-жилов встречаются сколекодонты и следы жизнедеятельности червей (ходы, норки и фукоиды). В ископаемом состоянии аннелиды известны начиная с венда. Представители: род *Serpula* (силур — ныне), род *Spirorbis* (ордовик — ныне) (рис. 2.4, 1, 2). От кольчатых червей произошли членистоногие и моллюски.

Геологическое значение. Черви были широко распространены в морях прошлого, они обитали в основном на шельфе. Многие породы несут следы их жизнедеятельности. Трубочки иногда имеют пороодообразующее значение.

ТИП ARTHROPODA. ЧЛЕНИСТОНОГИЕ

Членистоногие являются наиболее многочисленным типом животных. Они обладают двусторонне-симметричным сегментированным телом, защищенным панцирем, который состоит из хитина и, как правило, пропитан фосфатом кальция. Рост животного происходит в периоды линьки. Опорно-двигательный аппарат состоит из членистых конечностей, каждая пара которых располагается на отдельном сегменте тела. Голова представляет собой несколько слившихся сегментов; она несет нервный узел и различные органы чувств: глаза, антенны, щупальца. Развиты ротовые органы. Дыхание осуществляется либо жабрами, либо легкими, либо трахеями. Кровеносная система незамкнутая, сердце располагается на спинной стороне тела. Нервная система хорошо развита. Членистоногие раздельнополы. Многим из них присущ половой диморфизм, некоторые являются живородящими. Для большинства характерно развитие с метаморфозом.

Рис. 2.4. Черви (1, 2), членистоногие (3—15).

1 — *Serpula*; 2 — *Spirorbis*; 3 — схема строения панциря трилобита (г — головной щит, т — туловище, х — хвостовой щит, гл — глабель, от — осевая часть туловища, бт — боковая часть туловища, сб — спинная борозда, ох — осевая часть хвостового щита, бх — боковая часть хвостового щита; к — краевая кайма хвостового щита); 4 — *Agnostus*; 5 — *Paradoxides*; 6 — *Asaphus*; 7 — *Megistaspis*; 8 — *Illaenus*; 9 — *Trinucleus*; 10 — *Phacops* (10а — в развернутом состоянии, 10б — в свернутом состоянии); 11 — *Phillipsia*; 12 — раковина филлоподы; 13 — *Balanus* (13а — вид сбоку, 13б — вид сверху); 14 — раковина остракоды *Moelleritia*; 15 — *Eurypterus* (15а — вид сверху, 15б — вид снизу).

В ископаемом состоянии членистоногие известны с венда до настоящего времени.

Систематика членистоногих строится по особенностям сегментации тела, строения конечностей и органов дыхания; выделяются пять подтипов: *Trilobitomorpha* (трилобитообразные), *Chelicerata* (хелицеровые), *Branchiata* (жабродышащие), *Tracheata* (трахейнодышащие) и *Proboscifera* (пробосциферы). Геологическое значение имеют первые четыре подтипа.

Подтип **Trilobitomorpha.** Трилобитообразные

Трилобитоморфы объединяют морских вымерших животных с продольно-трехраздельным спинным панцирем. Головной и хвостовой отделы, как правило, состоят из нескольких слившихся сегментов. Туловищный отдел всегда отчетливо сегментирован. Расцвет трилобитоморф приходится на ранний палеозой. К концу палеозоя они вымирают. Трилобитоморфы делятся на три класса, из которых наиболее многочислен и геологически важен класс трилобитов.

КЛАСС TRILOBITA. ТРИЛОБИТЫ

Трилобиты — палеозойские морские членистоногие, чье удлиненное двусторонне-симметричное тело защищено со спинной стороны трехраздельным уплощенным панцирем. Трехлопастный панцирь состоит из головного, туловищного и хвостового отделов. В поперечном направлении панцирь подразделяется на осевой и два боковых отдела. Брюшко покрыто мягкой пленкой — мембраной. У трилобитов хорошо развиты системы: пищеварительная, выделительная, кровеносная, нервная, половая. Предполагается, что дыхание осуществлялось жабрами и поверхностью брюшка. Конечности не специализированные, двуветвистые. Глаза, простые и сложные (фасеточные и агрегатные), располагаются на головном щите.

Головной щит (цефалон) образован семью — пятью слившимися сегментами. Он подразделяется на осевую (глабель) и боковые (щеки) части; краевые участки щек, отделенные от центральных лицевыми швами, являются подвижными. Туловище (торакс) состоит из сегментов, число которых колеблется от двух до сорока четырех; в каждый сегмент входят центральная (рахис) и боковые (плевры) части. Сегменты отделяются друг от друга спинными бороздами. Сегменты несут пару двуветвистых конечностей. Хвостовой отдел (пигидий) образован сросшимися сегментами, число которых колеблется от одного до тридцати (рис. 2.4, 3). Панцирь трилобитов имеет трехслой-

ное строение; заворачиваясь, он продолжается на боковые стороны.

Трилобиты подразделяются на два подкласса: миомеры (малочленистые) и полимеры (многочленистые).

Подкласс МИОМЕРА. МИОМЕРЫ (МАЛОЧЛЕНИСТЫЕ)

К миомерам относят маленьких (до 2 см) трилобитов с двумя или тремя туловищными сегментами. Головной и хвостовой щиты сходны по размерам и форме. Глаза обычно отсутствуют. Время существования кембрий — ордовик. Типичный представитель род *Agnostus* (поздний кембрий) (рис. 2.4, 4).

Подкласс POLYMERA. ПОЛИМЕРЫ (МНОГОЧЛЕНИСТЫЕ)

Это крупные трилобиты (от 1 до 70 см), число туловищных сегментов у них больше пяти. Строение цефалона, туловища и пигидия разное. Их поверхность может быть скульптурирована. Время существования кембрий — пермь. Полимеры делятся на семь отрядов. Представители: род *Paradoxides* (средний кембрий), род *Asaphus* (ранний и средний ордовик), род *Iliaenus* (ордовик), род *Megistaspis* (ордовик), род *Trinucleus* (ордовик), род *Phacops* (силур — девон), род *Phillipsia* (карбон) (рис. 2.4, 5—11).

Образ жизни. Большинство трилобитов относится к морскому подвижному бентосу. Среди них можно встретить как хищные, так и илоядные формы. Личинки трилобитов вели планктонный образ жизни. В ископаемом состоянии обычно сохраняются сброшенные при линьке панцири, реже — остатки погибших трилобитов. В литературе описаны своеобразные следы их ползания.

Геологическое значение. Трилобиты являются важной стратиграфической группой. Особую роль они играют в кембрии. Начиная с ордовика количество трилобитов уменьшается и к концу перми они вымирают.

Подтип *Chelicerata*. Хелицеровые

Хелицеровые (клешнеусовые) — это преимущественно наземные, реже морские членистоногие; их тело обычно подразделено на два отдела: головогрудь и брюшко. Головогрудь (просома) покрыта щитом и имеет шесть пар конечностей, выполняющих плавательные, хватательные и ходильные функции. Брюшко (опистосома) обычно состоит из 12 сегментов и заканчивается шиповидным сегментом — тельсоном. На сегментах брюшка располагаются органы дыхания: легкие, трахеи или жабры. Хелицеровые подразделяются на пять классов: меро-

стомовые (включающие мечехвостов и вымерших эвриптерид), скорпионообразные, паукообразные, сольпугоподобные и клещи. Наибольшее геологическое значение имеют эвриптериды (ордовик — пермь). Эти членистоногие могли достигать значительных размеров (до 2 м в длину). Их просома имеет округлую или почти прямоугольную форму. В передней части просомы располагаются два сложных глаза и два простых глазка. Первая пара конечностей (хелицеры) часто клешневидная. За четырьмя парами ходильных ног часто располагается пара веслообразных гребных конечностей. Опистосома состоит из 12 сегментов, постепенно сужающихся к тельсону, имеющему кинжало- или лопатообразную форму. Типичный представитель род *Eurypterus* (ордовик — пермь) (рис. 2.4, 15).

Геологическое значение. Меростоматы обитали в солоноватых лагунах. Многие из них были активно плавающими хищными формами. В силуре от общего с эвриптеридами предка произошли скорпионообразные, ставшие обитателями суши. В девоне на суше распространились паукообразные и клещи, а начиная с карбона — фаланги (сольпуги).

Подтип Branchiata. Жабродышащие

Все жабродышащие являются водными животными, для которых характерно развитие на головогрудь двух пар антенн. Их личинка обычно ведет планктонный образ жизни. Подтип представлен классом ракообразных, известным с кембрия.

КЛАСС CRUSTACEA. РАКООБРАЗНЫЕ

Тело ракообразных подразделяется на голову, грудь и брюшко. На голове располагаются: две пары одноветвистых усиков — антенн, три пары челюстей, пара сложных глаз и (в некоторых случаях) один простой глазок. К грудному отделу прикреплены конечности, обычно двуветвистые, которые служат для движения, дыхания, захвата пищи. Брюшко членистое, не несущее конечностей и придатков и, как правило, оканчивающееся вытянутым или плоским сегментом — тельсоном. У многих ракообразных голова и грудь прикрыты единым щитом — карапаксом. Он может иметь полуцилиндрическую или щитовидную форму; у одних состоит из двух створок, у других слагается несколькими пластинками. Нервная система представлена брюшной нервной цепочкой; развита кровеносная система. Ракообразные раздельнополы или гермафродиты.

В зависимости от сегментации тела и строения конечностей ракообразные делятся на шесть подклассов: Branchiopoda, Ostacoda, Cirripedia, Copepodoidea, Cephalocarida, Malacostraca.

Пять первых подклассов составляют группу низших ракообразных; последний представляет высших ракообразных. Наибольшее стратиграфическое значение имеют первые три подкласса.

Branchiopoda (жаброногие) характеризуются примитивным строением. Эти ракообразные являются обитателями морей и пресноводных водоемов; известны начиная с кембрия. Наиболее часто в ископаемом состоянии встречаются мелкие тонкие хитиновые раковинки жаброногих рачков — филлопод (рис. 2.4, 12). По мере роста животного раковинка увеличивается в размерах. Полосы роста четко видны. Филлоподы известны с девона и характерны для континентальных водоемов. Типичный представитель род *Euestheria* (девон).

Ostracoda (ракушковые рачки — остракоды) обладают не-сегментированным телом, заключенным в двустворчатую раковину, которая построена из органического вещества, пропитанного углекислым кальцием. Внешняя поверхность раковинки может быть гладкой или скульптурированной. Знаки роста на створках отсутствуют, так как он происходит во время линьки. Отчетливо проявляются половые различия. Остракоды населяют морские, лагунные и пресноводные водоемы и ведут обычно донный образ жизни. В ископаемом состоянии встречаются во многих осадочных породах, иногда образуют значительные скопления (остракодовые известняки). Известны начиная с кембрия. Пресноводные формы появляются с конца карбона. Типичный представитель род *Moelleritia* (девон) (рис. 2.4, 14).

Cirripedia (усоногие рачки — циррипедии) — это морские животные, относящиеся к прикрепленному бентосу. В личиночной стадии они свободно плавающие, обладающие двустворчатой раковинкой. С прикреплением к грунту часть органов упрощается или атрофируется, грудные конечности превращаются в длинные усики. Наружный скелет взрослых особей состоит из отдельных табличек и часто имеет конусовидную форму. В ископаемом состоянии усоногие рачки известны с силура. Типичный представитель род *Balanus* (кайнозой) (рис. 2.4, 13).

Malacostraca (высшие ракообразные — раки, крабы, креветки и др.) — это водные животные, тело которых состоит из головы, груди и брюшка, заканчивающегося тельсоном. Грудные сегменты обычно сливаются с головой, образуя голову-грудь, прикрытую карапаксом цилиндрической или щитовидной формы. На голове располагается пять пар конечностей, каждый сегмент тела несет еще по паре. Хвостовая часть имеет форму веера, образованного тельсоном и пластинчатыми конечностями последнего сегмента брюшка. Малакостраки, известные с кембрия, объединяют несколько отрядов, среди которых наибольшее геологическое значение имеют десятиногие. Это

главным образом морские животные, среди которых известны как плавающие формы (креветки), так и донные ползающие (раки и крабы).

Геологическое значение. Наиболее важной стратиграфической группой являются остракоды, обладающие всеми особенностями руководящих форм. Остальные ракообразные, будучи хорошими индикаторами среды, играют меньшую роль.

Подтип *Tracheata*. Трахейнодышащие

Трахейнодышащие — это наземные членистоногие, объединяющие два класса: многоножек и насекомых. Тело насекомых подразделяется на три отдела: голову, грудь и брюшко. Голова несет пару антенн, три пары челюстей и глаза. На груди располагаются три пары ног, а на спинной стороне — две пары крыльев. Строение крыльев является важным систематическим признаком. Подавляющее большинство насекомых живет на суше, некоторые являются вторично-водными.

Ископаемые остатки насекомых известны начиная с девона. В настоящее время насекомые являются наиболее многочисленным и разнообразным классом животных.

Геологическое значение. Насекомые имеют стратиграфическое значение; кроме того, надо отметить их важную роль в развитии растительности, особенно цветковой.

ТИП *MOLLUSCA*. МЯГКОТЕЛЫЕ

Моллюски являются одной из многочисленных и распространенных групп преимущественно морских беспозвоночных животных. Специализированные формы моллюсков приспособились к обитанию в пресных водах и на суше. Для подавляющего большинства моллюсков характерно двусторонне-симметричное (хотя бы на стадии личинки) тело, которое, как правило, подразделяется на голову, туловище и ногу. Тело большинства моллюсков защищено известковой раковиной, вещество которой выделяется кожной складкой — мантией. Развиты кровеносная, пищеварительная, нервная, половая и выделительная системы. Дыхание осуществляется при помощи жабр или «легких». Размножение происходит половым путем. Особи моллюсков раздельнополы или гермафродиты.

Форма и строение тела, тип раковины, характер внутренних органов моллюсков широко видоизменяются и являются основой для выделения различных их классов. Особую роль играет

строение ноги: у одних моллюсков она имеет подошвообразную форму и служит для ползания; у других — узкую и клиновидную, помогающую углубляться в ил; у третьих превращена в щупальца; у некоторых моллюсков нога атрофирована. Столь же разнообразен и тип строения раковины, которая может состоять из нескольких пластин, из двух створок, иметь вид плоской или конической спирали. Иногда раковина становится внутренней или просто отсутствует.

Моллюски известны начиная с кембрия. По строению раковины и мягкого тела моллюски подразделяются на 10 классов, среди которых особое геологическое значение имеют гастроподы, двусторчатые моллюски, головоногие моллюски и дакриоконариды.

КЛАСС GASTROPODA. ГАСТРОПОДЫ

Гастроподы, или брюхоногие моллюски, обладают в подавляющем большинстве асимметричным спирально свернутым телом, заключенным в башенковидную раковину. Они являются наиболее многочисленным классом моллюсков и в процессе эволюции освоили самые разнообразные среды обитания (экологические ниши), как море, так и пресные водоемы и сушу. Мягкое тело брюхоногих моллюсков состоит из более или менее обособленной головы, туловища и ноги. Оно, как правило, занимает всю раковину, прикрепляясь к ней одним или двумя мускулами. Туловище облекается мантией. У водных форм в мантийной полости располагаются жабры, у наземных — «легкое». На брюшной стороне головы помещается рот, на языке есть терка — радула, состоящая из хитиновых зубчиков. На спинной стороне головы находятся одна или две пары щупалец и пара глаз. Нога уплощенная, располагается на брюшной стороне сзади головы; в задней части на спинной стороне нога может нести известковую или роговую крышечку. Эта крышечка при втягивании мягкого тела в раковину закрывает устьевое отверстие (апертуру).

Раковина гастропод состоит из кальцита или арагонита и обычно имеет трехслойное строение. Наружный слой хитиновый, чаще окрашенный, средний — призматический или фарфоровидный; внутренний — перламутровый. Форма раковины разнообразная: колпачковидная, улиткообразная, плоскоспиральная и конусоспиральная. Наиболее распространены раковины конусоспиральной формы; они представляют собой спирально свернутые трубки, замкнутые на макушке и открывающиеся наружу устьем. Наибольшие размеры имеет последний наружный оборот. Линия соприкосновения оборотов называется швом (рис. 2.5, 9).

В устье различается наружный край (наружная губа) и внутренний край (внутренняя губа) (рис. 2.5, 13). По форме



устье подразделяется на два типа; цельнокрайнее (голостомное) (рис. 2.5, 4, 8) и неправильной формы с узким вырезом или трубкой (сифоностомное) (рис. 2.5, 7). Эволюционно голостомный тип устья возник раньше, чем сифоностомный. В случае плотного соприкосновения оборотов внутри раковины образуется известковый столбик (рис. 2.5, 5). Если обороты не соприкасаются, образуется пупок (рис. 2.5, 4); он может быть настоящим, прослеживающимся до вершины, или ложным, видимым только на последнем обороте.

Конусоспиральные раковины могут быть право- и левозавитыми. Наружная поверхность раковины бывает гладкой или скульптурированной, причем скульптурные элементы могут располагаться как параллельно шву — продольная скульптура, так и параллельно линиям нарастания — поперечная скульптура. Возможно и сочетание этих двух типов скульптурных элементов.

В зависимости от строения органов дыхания и других частей мягкого тела гастроподы делятся на три подкласса: переднежаберные, заднежаберные и легочные.

Подкласс PROSOBRANCHIA. ПЕРЕДНЕЖАБЕРНЫЕ

Переднежаберные обладают одной или двумя жабрами, расположенными впереди сердца. Анальное отверстие располагается в передней части тела над головой. Раковины колпачковидные, плоскоспиральные или конусоспиральные. Подавляющее большинство переднежаберных являются морскими донными животными, имеются и пресноводные формы.

Время существования кембрий — ныне. Типичные представители (рис. 2.5, 1—9): род *Bellerophon* (ордовик — пермь), род *Pleurotomaria* (юра — ранний мел), род *Patella* (мел — ныне), род *Turbo* (юра — ныне), род *Viviparus* (юра — ныне), род *Turritella* (мел — ныне), род *Trochus* (палеоген — ныне), род *Cerithium* (поздний мел — ныне), род *Nerinea* (юра — мел), род *Natica* (мел — ныне), род *Vuccinum* (палеоген — ныне).

Рис. 2.5. Брюхоногие (1—13) и двустворчатые (14—26) моллюски.

1 — *Bellerophon*; 2 — *Pleurotomaria*; 3 — *Patella*; 4 — *Natica* (у — устье, отверстие — апертура, п — пупок); 5 — *Nerinea* (с — столбик); 6 — *Turritella*; 7 — *Vuccinum* (раковина с сифоностомным устьем); 8 — *Turbo* (раковина с голостомным устьем); 9 — *Viviparus* (ш — шов); 10 — *Spiratella* (левозавертнутая раковина); 11 — *Lymnaea*; 12 — *Planorbis*; 13 — *Helix* (нз — наружная губа, вг — внутренняя губа); 14 — внутреннее строение в поперечном сечении раковины двустворки (сп — створка раковины, мн — мантия, ж — жабры, н — нога, м — мускул, с — связка); 15 — *Arga* (з — зубы, пмо — передний мускульный отпечаток, змо — задний мускульный отпечаток); 16 — *Monotis*; 17 — *Aucella*; 18 — *Pecten*; 19 — *Venus* (лн — линии нарастания); 20 — *Mya*; 21 — *Trigonia*; 22 — *Gryphaea*; 23 — *Mytilus*; 24 — *Cardium*; 25 — *Hippurites* (25а — внешний вид, 25б — схема строения); 26 — *Diceras*.

Подкласс OPISTHOBRANCHIA. ЗАДНЕЖАБЕРНЫЕ

Заднежаберные обладают одной жаброй, расположенной сзади сердца. Раковина у заднежаберных часто редуцируется или полностью отсутствует. У некоторых форм нога приобретает форму плавательных лопастей, что типично для отряда плавающих крылоногих моллюсков.

Время существования карбон — ныне. Типичный представитель род *Spiratella* (неоген — ныне) (рис. 2.5, 10).

Подкласс PULMONATA. ЛЕГОЧНЫЕ

Дыхание у пульмонат осуществляется легочной полостью. У некоторых наземных форм раковина отсутствует. Легочные являются обитателями пресных водоемов и суши. Развитие наземных форм происходит без личиночной стадии.

Время существования карбон — ныне. Типичные представители: род *Helix* (олигоцен — ныне), род *Limnaea* (юра — ныне), род *Planorbis* (поздняя юра — ныне) (рис. 2.5, 11—13).

Образ жизни. Брюхоногие моллюски в настоящее время встречаются как в морских, так в лагунных и пресноводных водоемах. Некоторые из них приспособились к наземным условиям существования (слизни и виноградные улитки). Гастроподы распространены во всех климатических поясах. Водные брюхоногие чаще всего ведут придонный активный образ жизни, некоторые являются планктонными организмами (крылоногие). Колпачковидные формы присасываются к грунту. Среди гастропод есть растительно-, плото-, илоядные и всеядные формы. Хищные формы могут приоткрывать раковины двустворок или просверливать отверстие в их раковине и поедать мягкое тело. Такие хищники, как рапаны, наносят большой вред плантациям промысловых моллюсков. Некоторые гастроподы являются фильтраторами.

Геологическое значение. Самыми древними представителями брюхоногих являются переднежаберные, обладающие плоскоспиральными и колпачковидными раковинами. В карбоне от переднежаберных произошли заднежаберные и легочные. Среди переднежаберных в палеозое преобладали формы с голостомным устьем; в мезозое широко распространились раковины с сифоностомным устьем. Гастроподы имеют стратиграфическое значение, особенно для расчленения кайнозойских отложений. Иногда образуют значительные скопления (гастроподовые известняки). Некоторые гастроподы помогают выяснить палеогеографическую обстановку.

КЛАСС BIVALVIA. ДВУСТВОРЧАТЫЕ

К двустворкам относятся одиночные, обычно двусторонне-симметричные животные, обитающие в морских, солоноватых и пресных водах. Их мягкое тело заключено в двустворчатую

известковую раковину. Плоскость симметрии, как правило, проходит между створками. Мускулистая нога имеет клино- или топорovidную форму, что и объясняет старое название двустворок — пелелиподы (топороногие). Двустворки появились в середине кембрия, но особого разнообразия достигли в мезозое и кайнозое.

Тело двустворок (рис. 2.5, 14) с боков прикрыто лопастями мантии, которые у большинства двустворок срастаются в одном или нескольких местах. При этом остаются отверстия для ноги в передней части мантии и вводное и выводное отверстия, расположенные сзади. Края мантии у зарывающихся в грунт двустворок на заднем конце вытягиваются в виде двух трубок, которые называются сифонами. Краевая часть мантии прикрепляется к внутренней поверхности раковины на некотором удалении от ее края, образуя на створках четкую мантийную линию. При развитии сифонов в задней части мантийной линии есть изгиб — мантийный синус.

Известковая раковина, которая генерируется мантией, состоит из двух створок, соединенных связкой, служащей для открывания раковины. Связка (лигамент) помещается вдоль спинного края и может располагаться снаружи или внутри выступов створок. Закрывание раковины происходит при помощи мускулов — аддукторов, прикрепленных к раковине. На внутренней стороне створок обычно хорошо видны следы их прикрепления. У большинства двустворок имеются два мускула — передний и задний; у некоторых прикрепленных форм передний мускул атрофируется, а задний смещается к середине створки, увеличиваясь в размерах.

Мантия прикрывает туловище, ногу и жабры. Форма ноги обуславливается образом жизни животного. У прирастающих двустворок нога иногда полностью редуцируется. У некоторых двустворок нога обладает особой железой, выделяющей клейкие нити — биссус, при помощи которых животных прикрепляют к грунту. Почти все внутренние органы двустворок помещаются в кожистом мешке, расположенном над ногой. Жабры, находящиеся в задней части тела в мантийной полости, имеют различное строение. Часто они состоят из двух внутренних и двух наружных пластин (что послужило основанием называть двустворок пластинчатожаберными). У многих двустворок жабры имеют ситчатое строение. На их поверхности развиваются многочисленные реснички, создающие ток воды. В этом случае жабры служат не только для дыхания, но и для улавливания пищи.

Строение раковины. Раковины двустворок состоят из трех слоев: наружного (органического), среднего (призматического) и внутреннего (перламутрового). Различают левую и правую створки; наиболее выступающие части створок на спинном крае называются макушками. Если макушки обра-

щены вперед, раковины называются прозогирными; если назад, — опистогирными; если друг к другу, — ортогирными. Раковины двустворок могут быть равносторонними, неравносторонними и неравносторчатymi. Наружная поверхность створок бывает гладкой, покрытой линиями нарастания или скульптурированной. Скульптура может быть: радиальной — на поверхности раковины присутствуют ребра, складки, кили; концентрической — обычно представлена тонкими струйками или грубыми складками. В случае наложения концентрической скульптуры на радиальную возникает концеллярная (сетчатая, бугристая) скульптура.

У большинства двустворок для соединения створок раковины кроме связки существует замок, состоящий из чередующихся выступов — зубов и углублений — зубных ямок. Замок располагается вдоль спинного края. Зубы одной створки входят в соответствующие зубные ямки другой. Замок может быть построен по-разному. Если зубы имеют почти равные размеры и расположены в один ряд, замок именуется таксодонтным. Если зубы радиально отходят от макушки, замок называют прететеродонтным; в случае разновеликих зубов — гетеродонтным; если зубы расщеплены — шизодонтным; если сильно утолщены — пахиодонтным; в случае, если зубы почти не развиты, — криптодонтным; если зубы совсем отсутствуют — дизодонтным и десмодонтным (связкозубым).

Систематика для ископаемых и современных двустворок основана на разных принципах: для современных — на особенностях строения внутренних органов, особенно жабр; для ископаемых — на особенностях строения раковины, и прежде всего замка. По строению жаберного аппарата класс двусторчатых моллюсков делится на три надотряда: *Protobranchia*, *Autobranchia*, *Septabranchia*.

НАДОТРЯД ПРОТОБРАНХИЯ. ПРОТОБРАНХИИ

К протобранхиям отнесены примитивные двустворки с двоякоперистыми гребенчатыми жабрами, служащими только для газообмена. Нога с плоской подошвой без биссуса. Раковина равносторчатая. Мускулы почти равные. Замок ктенодонтный и криптодонтный. Протобранхии — обитатели мелководных участков моря, ведут малоподвижный или зарывающийся образ жизни.

Время распространения кембрий — ныне. Представители: род *Nucula* (мел — ныне), род *Leda* (силур — ныне) (рис. 2.6, 4).

НАДОТРЯД АУТОБРАНХИЯ. АУТОБРАНХИИ

К аутобранхиям принадлежит подавляющее большинство двустворок. Жаберный аппарат преобразован в фильтр — сито. Для раковин характерны все типы замков и связок (лигамен-

тов). Створки могут быть равно- и неравностворчатыми. По строению замка, мягкого тела и жабр аутобранхии подразделяются на восемь отрядов.

Актинодонтиды, морские и пресноводные, имеют равностворчатую неравностороннюю раковину. Замок шизодонтный. Время существования ордовик — ныне. Типичные представители: род *Trigonia* (поздний триас — мел) (рис. 2.5, 21), род *Unio* (триас — ныне) (рис. 2.6, 3).

Пектениды объединяют двустворок с равно- и неравностворчатыми раковинами, обладающими ушками. Для них характерна радиальная скульптура. Замок обычно отсутствует. Развит один мускул — аддуктор. На ранних стадиях формирования раковины присутствует биссус. Обитают на разных глубинах, являются фильтраторами. У подвижных форм на краю мантии располагаются глазки — фоторецепторы. Время существования ордовик — ныне. Типичные представители: род *Pecten* (юра — ныне), род *Monotis* (поздний триас) (рис. 2.5, 18, 16).

Венериды — наиболее крупный отряд аутобранхий. К ним относят двустворок с гетеродонтным и десмодонтным замками. У большинства венерид раковина равностворчатая, у прирастающих — неравностворчатая. К венеридам принадлежит своеобразная группа сверлильщиков — камне- и дровоточцев. Время существования поздний триас — ныне. Типичные представители: род *Mya* (олигоцен — ныне) (рис. 2.5, 20), род *Macra* (эоцен — ныне), род *Cardium* (неоген — ныне) (рис. 2.5, 24), род *Venus* (олигоцен — ныне) (рис. 2.5, 19).

Гиппуритиды, жившие в палеозое, обладали равностворчатой гладкой раковинкой; мезозойские, объединенные в группу рудистов, — всегда неравностворчатые, часто прирастающие. Замок пахиодонтный. Время существования поздний силур — мел. Типичные представители: род *Hippurites* (поздний мел), род *Diceras* (поздняя юра) (рис. 2.5, 25, 26).

Циртодонтиды произошли от актинодонтид и объединяют две ветви двустворок, одна из которых характеризуется таксодонтным, а другая дизодонтным типом замка. Раковины обычно равностворчатые, реже неравностворчатые (у прирастающих форм). Все циртодонтиды — обитатели мелководья, иногда образуют большие скопления (банки). Время существования ордовик — ныне. Типичные представители: род *Arca* (средняя юра — ныне) (рис. 2.5, 15), род *Inoceramus* (юра — мел) (рис. 2.6, 1), род *Mytilus* (поздняя юра — ныне) (рис. 2.5, 23), род *Aucella* (поздняя юра — ранний мел) (рис. 2.5, 17), род *Dreissena* (неоген — ныне) (рис. 2.6, 5), род *Gryphaea* (юра) (рис. 2.5, 22), род *Ostrea* (мел — ныне) (рис. 2.6, 2).

Это небольшая группа глубоководных двустворчатых моллюсков — хищников, имеющих равностворчатые раковины с рудиментарным замком. Время существования ордовик — ныне.

Геологическое значение. Предками всех двустворок были какие-то примитивные кембрийские протобранхии, от которых в среднем кембрии возникли аутобранхии, в свою очередь давшие в ордовике начало септабранхиям. В девоне появились унииониды, расселившиеся в пресных водах. Среди двустворок встречаются представители самых разнообразных экологических типов: зарывающиеся, ползающие, плавающие, прикрепляющиеся, прирастающие и сверлящие. Двустворки имеют большое стратиграфическое значение, особенно для мезо-кайнозоя. Их раковины могут образовывать значительные скопления (известняки-ракушняки). Пресноводные двустворки играют важную роль в определении возраста озерных угленосных толщ.

КЛАСС CERHALOPODA. ГОЛОВОНОГИЕ

Головоногие моллюски являются наиболее высокоорганизованными среди всех беспозвоночных животных. Они обитают в морях нормальной солености и ведут активно плавающий хищный образ жизни. Головоногие объединяют современных кальмаров, каракатиц, осьминогов, наутилусов и вымерших ортоцератитов, аммонитов, белемнитов и другие группы.

Головоногие моллюски обладают двусторонне-симметричным коротким или удлинненным телом с ясно обособленной головой. Туловище покрыто мантией, которая на брюшной стороне животного образует мантийную полость, открывающуюся кпереди.

Рис. 2.6. Двустворчатые (1—5) и головоногие (6—13) моллюски.

1 — *Inoceramus*; 2 — *Ostrea*; 3 — *Unio* (3а — внешний вид, 3б — внутреннее строение створки); 4 — *Leda* (мл — мантийная линия, мс — мантийный синус); 5 — *Dreissena*; 6 — *Orthoceras*: 6а — вид с боковой стороны (ср — стенка раковины, пл — перегородочная линия), 6б — поперечное сечение (с — сифон), 6в — продольное сечение (п — перегородка); 7 — *Endoceras*: 7а — вид с боковой стороны, 7б — продольное сечение (пт — перегородочные трубки), 7в — поперечное сечение; 8 — схема строения раковины аммонитов и типов лапастных (перегородочных) линий (ж — жилая камера, у — устье, пр — простые радиальные ребра, сн — струйки нарастания, б — бахромчатые ребра, в — вильчатые ребра, пч — пучок ветвящихся ребер, п — пупок (умбилик), пб — пупковые бугорки, бс — брюшная сторона, л — лопасть, с — седло; I—IV — типы перегородок: I — агоннатитовая, II — гониатитовая, III — цератитовая, IV — аммонитовая); 9 — *Nautilus*; 10 — *Paragastrioceras*; 11 — *Manticoceras*; 12 — *Timanites* (12а — вид боковой поверхности, 12б — вид со стороны устья); 13 — спиральная раковина в продольном разрезе (р — раковина, с — сифон, ст — сифонные, перегородочные, трубки, в — воронка, вк — воздушные камеры, г — голова, щ — щупальцы).

Нога преобразована в венчик щупалец, сросшихся с головой, и воронку, через которую из мантийной полости толчками выбрасывается вода при реактивном движении моллюска задним концом тела вперед. Число щупалец у разных групп головоногих варьирует, а сами щупальца служат как для передвижения, так и для захвата пищи и обороны от врагов. Рот животных расположен в центре венца щупалец и снабжен двумя хитиновыми или обызвествленными клювообразными челюстями (ископаемые остатки челюстей носят название ринхолитов). Глотка головоногих снабжена радулой (теркой), служащей для измельчения пищи. Животные дышат жабрами, расположенными в мантийной полости.

Высокого совершенства достигают нервная система, органы чувств и кровеносная система. Головные нервные узлы образуют подобие головного мозга, заключенного, как правило, в хрящевидную капсулу. Кровь окрашена гемоцианином в голубой или зеленоватый цвет. Зрение головоногих стереоскопическое, глаза по своему строению во многом напоминают глаза высших позвоночных. У некоторых современных головоногих моллюсков имеется чернильный мешок. Большинство головоногих моллюсков обладают прямой, согнутой или спирально свернутой двусторонне-симметричной известковой раковиной, открывающейся наружу устьем (апертурой) и разделенной перегородками (септами) на камеры (рис. 2.6, 13). Апертура может закрываться одной или двумя известковыми табличками (аптихами).

Тело животного располагается в передней (жилой) камере, длина которой у разных групп головоногих различна. Остальные камеры называются воздушными или газовыми. Они полые и в совокупности образуют так называемый фрагмокон. Воздушные камеры сообщаются между собой сифонными отверстиями в перегородках, через которые проходит мягкий тяж — вырост задней части тела, называемый сифоном. Около сифонального отверстия перегородка отгибается назад (иногда вперед), формируя сифонную трубку. Сифонные трубки образуют канал, служащий для газообмена (водообмена) в воздушных (гидростатических) камерах. Начальная камера раковины (протококс) имеет сферическую, колпачковидную или иную форму. Последующие камеры образуются при росте и перемещении мягкого тела вперед и построении перегородок сзади него.

Стенки раковины состоят из трех слоев: внешнего органического и двух известковых — фарфоровидного и перламутрового; перегородки формируются перламутровым слоем. У некоторых головоногих раковина заключена внутри мягкого тела, а иногда полностью редуцирована. Внутренняя раковина этих моллюсков состоит из проостракума, фрагмокона и ростра, сложенного арагонитом.

Скелетные остатки головоногих, широко распространенные в фанерозойских отложениях, имеют большое стратиграфическое значение. Систематика головоногих моллюсков (главным образом ранг отдельных таксонов) до сих пор подвергается обсуждению. В «Основах палеонтологии» [Руженцев В. Е. (ред.), 1962 г.] и большинстве учебников головоногие делятся на два подкласса: *Ectocochlia* (наружнораковинные) и *Endocochlia* (внутреннераковинные); эта систематика принята и здесь.

Подкласс **ЕСТОСОСНЛИА. НАРУЖНОРАКОВИННЫЕ**

Все представители этого подкласса имеют наружную раковину, вмещающую мягкое тело. Наружнораковинные моллюски делятся на шесть надотрядов: *Nautiloidea*, *Endoceratoidea*, *Actinoceratoidea*, *Orthoceratoidea*, *Bactritoidea*, *Ammonoidea*, из которых будут рассмотрены только четыре наиболее важных.

НАДОТРЯД NAUTILOIDEA. НАУТИЛОИДЕИ

Наутилоидеи обладают свернутой в плоскую спираль или изогнутой, иногда прямой раковинной камерой. Жилая камера занимает около трети оборота. Перегородки простые или слабоизогнутые. Раковины могут быть как эволютными (обороты только соприкасаются друг с другом), так и инволютными (каждый из последующих оборотов объемлет предыдущий). Сечение оборота различное: округлое, близкое к квадратному, овальное. Характер оборота определяет общую форму раковины. Центральное углубление на боковой стороне спиральной раковины называется пупком.

Поверхность раковины может быть гладкой, покрытой только знаками нарастания, и скульптурированной. Основными элементами скульптуры являются ребра (продольные, поперечные, изогнутые, прямые, ветвящиеся и т. п.) и бугорки, располагающиеся на брюшной и боковых сторонах (рис. 2.6, 8). У спирально свернутых наутилоидей перегородки вогнуты спереди. Перегородочная линия видна только на внутренних ядрах. Сифон обычно узкий и располагается чаще в центре. Сифонные трубки прямые и короткие. Надотряд наутилоидей на основании строения раковины и сифона делится на семь отрядов.

Время существования кембрий — ныне. Типичный представитель — род *Nautilus* (триас — ныне) (рис. 2.6, 9). Наутилоидеи появляются в раннем кембрии, переживают расцвет в ордовике и силуре и постепенно вымирают к концу палеозоя. В мезозое существует только один отряд наутилоидей, которые имеют спирально-плоскостную раковину. До современной эпохи

доживает только род *Nautilus*, обитающий в тропических морях у берегов Юго-Восточной Азии и Австралии. Его изучение позволяет понять способ существования наружнораковинных моллюсков. По образу жизни наutilusы являются хищниками. Гидростатические камеры их раковин заполнены азотом, аргоном и частично жидкостью, количество которой регулируется кровеносными сосудами сифона. Это позволяет наutilusам вертикально перемещаться в толще морской воды.

НАДОТРЯД ENDOCERATOIDEA. ЭНДОЦЕРАТОИДЕИ

Раковины эндоцератоидей обычно прямые, длинно- или короткоконические, с круглым или овальным поперечным сечением, с простыми перегородками и широким краевым сифоном. Раковины могут достигать 3—4 м (до 9,5 м) в длину при диаметре до 10 см и более. Поверхность раковины гладкая или с кольчатой скульптурой. Сифон, расположенный на брюшной стороне, может составлять треть диаметра раковины. Камеры у различных эндоцератоидей варьируют по длине. Перегородочные трубки и соединительные кольца прямые. В прилегающей к вершине части раковины сифон имеет конические воронки (эндоконы), через которые проходит узкий эндосифон.

Время существования ордовик. Представитель род *Endoceras* (ранний ордовик) (рис. 2.6, 7).

НАДОТРЯД ORTHOCERATOIDEA. ОРТОЦЕРАТОИДЕИ

Ортоцератоидеи обладают прямой раковиной с узким, как правило, центральным сифоном. Длинноконическая с круглым или овальным поперечным сечением раковина может достигать в длину 1,5 м. Ее поверхность гладкая или слабо скульптурированная. Камеры довольно длинные, отделенные друг от друга вогнутыми впереди перегородками. Перегородочные трубки короткие, соединительные кольца цилиндрические или слегка вздутые.

Время существования ордовик — триас. Типичный представитель род *Orthoceras* (ордовик) (рис. 2.6, 6).

Геологическая история. Эндоцератоидеи и ортоцератоидеи, имеющие большое стратиграфическое значение для палеозоя, наиболее характерны для ордовика. Генетически наиболее ранними являются эндоцератоидеи, которые дали начало актино- и ортоцератоидеям. Последние в свою очередь являются предками бактритоидей. Бактритоидеи были довольно слабо распространенной группой, но именно от них, по-видимому, произошли важнейшие в статиграфическом отношении аммоноидеи и белемноидеи. Почти все эндоцератоидеи и ортоцератоидеи вымерли к концу палеозоя. Они вели, вероятнее всего, придонный образ жизни подобно современным каракатицам.

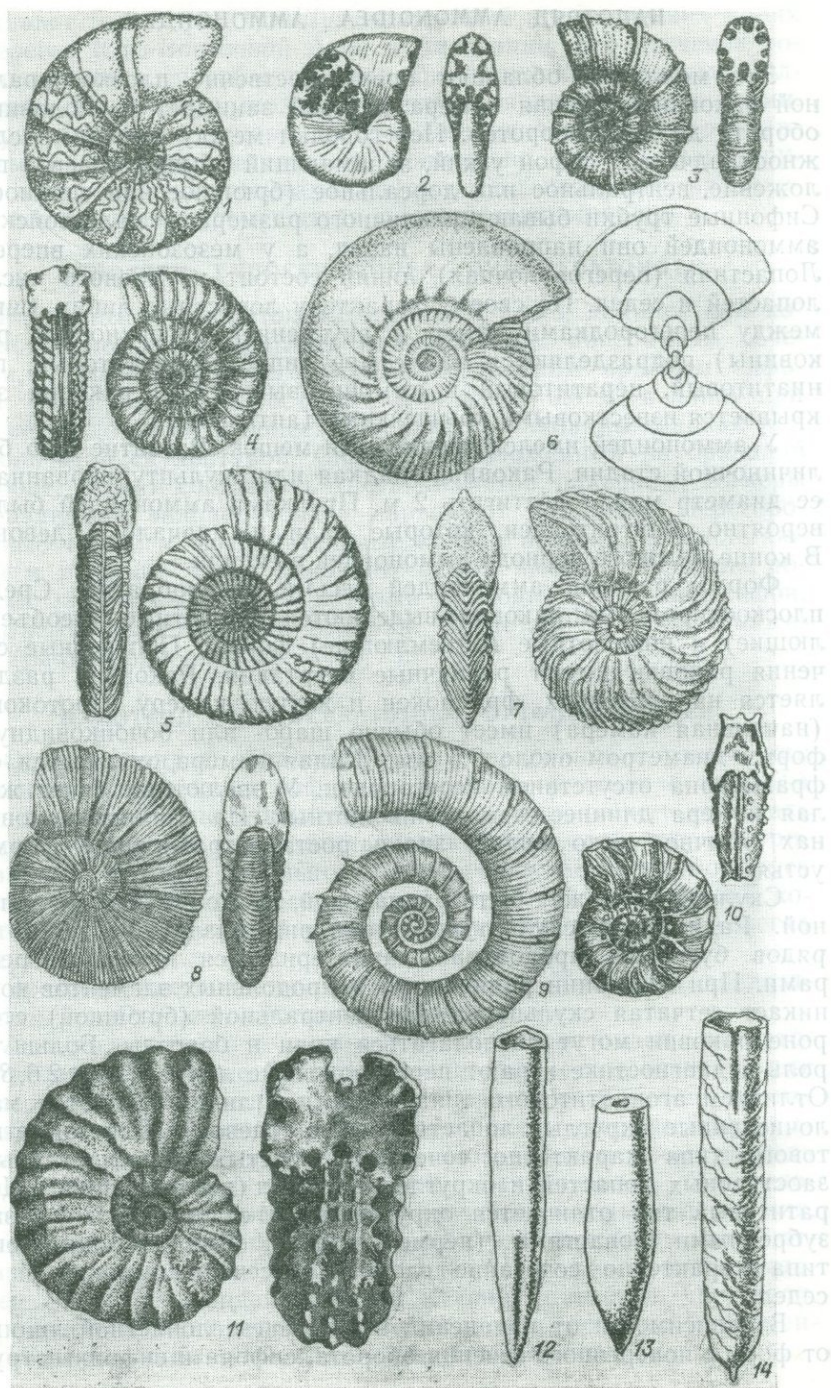
Эти моллюски обладают преимущественно плоскостиральной раковиной, жилая камера которой занимает от половины оборота до двух оборотов. Перегородки между камерами сложноскладчатые; сифон узкий, занимающий обычно краевое положение, вентральное или дорсальное (брюшное или спинное). Сифонные трубки бывают различного размера; у палеозойских аммоноидей они направлены назад, а у мезозойских вперед. Лопастная (перегородочная) линия состоит из разного числа лопастей и седел. По своему характеру лопастные линии (швы между перегородками камер и внутренней поверхностью раковины) подразделяются на четыре типа: агониатитовый, гониатитовый, цератитовый и аммонитовый. Устье раковин закрывается известковыми крышечками (аптихами).

У аммоноидей имелся чернильный мешок. Развитие шло без личиночной стадии. Раковина гладкая или скульптурированная, ее диаметр может достигать 2 м. Предками аммоноидей были, вероятно, бактритоидеи, которые дали им начало в девоне. В конце мелового периода аммоноидеи вымерли.

Формы раковин аммоноидей весьма разнообразны. Среди плоскостиральных раковин выделяются эволютные (необъемлющие) и инволютные (объемлющие) формы. Поперечные сечения раковин имеют различные очертания. Раковина разделяется на протоконх, фрагмокон и жилую камеру. Протоконх (начальная камера) имеет обычно шаро- или бочонковидную форму диаметром около 0,5 мм. Жилая камера отличается от фрагмокона отсутствием перегородок. У эволютных форм жилая камера длиннее, чем у инволютных. На гладких раковинах обычно четко видны знаки роста, отражающие форму устья.

Скульптура может быть радиальной, продольной и спиральной. Радиальная скульптура имеет вид различных ребер и рядов бугорков, продольная характеризуется простыми ребрами. При сочетании радиальных и продольных элементов возникает сетчатая скульптура. На вентральной (брюшной) стороне раковин могут располагаться кили и борозды. Большую роль в диагностике играют перегородочные линии (рис. 2.6, 8). Отличием агониатитового типа лопастной линии являются малочисленные округлые лопасти и седла (девон). Для гониатитового типа характерно сочетание простых нерасчлененных заостренных лопастей и округленных седел (девон — триас). Цератитовый тип отличается округленными седлами и мелкозубренными лопастями (пермь — триас). Для аммонитового типа характерно сочетание сложно рассеченных лопастей и седел.

В зависимости от изменений в онтогенезе лопастной линии, от формы поперечного сечения оборота, сифона и сифонных тру-



бок аммоноидеи делятся на семь отрядов, каждый из которых характеризуется своим комплексом отличительных признаков.

Агониатиты имеют, как правило, плоскоспиральную эволютную с гладкой поверхностью раковину. Перегородочная линия агониатитовая или гониатитовая. Сифон расположен на вентральной стороне раковины. Время существования девон — триас. Типичные представители: род *Manticoceras* (поздний девон), род *Timanites* (поздний девон) (рис. 2.6, 11, 12).

Гониатиты имеют плоскоспиральную эволютную или инволютную, обычно гладкую, иногда с продольными ребрами раковину. У большинства перегородочная линия гониатитовая. Сифон краевой вентральный. Время существования средний девон — пермь. Типичный представитель род *Paragastrioceras* (пермь) (рис. 2.6, 10).

Климениды обладают плоскоспиральной эволютной гладкой раковинной. Перегородочная линия гониатитовая. Сифон краевой дорсальный (расположен на спинной стороне). Типичный представитель род *Clymenia* (поздний девон).

Цератиты имеют плоскоспиральную эволютную или инволютную раковину различной формы. Скульптура разнообразная. Лопастная линия обычно цератитовая. Сифон краевой, у большинства расположен на брюшной стороне (вентральный). Время существования ранняя пермь — триас. Типичный представитель род *Ceratites* (триас) (рис. 2.7, 1).

Филлоцератиды обладают плоскоспиральной инволютной раковинной, часто с пережимами. Развиты тонкие поперечные ребра. Лопастная линия аммонитовая. Сифон на первых оборотах центральный, на последующих — вентрально-краевой. Время существования пермь (?) — мел. Типичный представитель род *Phylloceras* (юра — мел) (рис. 2.7, 2).

Литоцератиды имеют преимущественно плоскоспиральные эволютные раковины, но бывают и неправильно изогнутые. Скульптура разнообразная; перегородочная линия аммонитовая. Сифон вентрально-краевой. Время существования юра — мел. Типичный представитель род *Lythoceras* (юра) (рис. 2.7, 3).

Аммонитиды обладают плоскоспиральными раковинами, эволютными и инволютными. Сечения оборотов и скульптура разнообразные. Перегородочная линия аммонитовая. Сифон на первых оборотах обычно центральный, на последующих — вентрально-краевой. Время существования юра — мел. Типичные представители (рис. 2.7, 4—11): род *Arietites* (ранняя юра),

Рис. 2.7. Головоногие моллюски.

1 — *Ceratites*; 2 — *Phylloceras*; 3 — *Lythoceras*; 4 — *Arietites*; 5 — *Parkinsonia*; 6 — *Cadoceras*; 7 — *Cardioceras*; 8 — *Virgatites*; 9 — *Crioceratites*; 10 — *Schloenbachia*; 11 — *Acanthoceras*; 12 — *Pachyteuthis*; 13 — *Duvalia*; 14 — *Belemnitella*.

род *Parkinsonia* (средняя юра), род *Cadoceras* (поздняя юра), род *Virgatites* (поздняя юра), род *Cardioceras* (поздняя юра), род *Crioceratites* (ранний мел), род *Schloenbachia* (ранний мел), род *Acanthoceras* (поздний мел), род *Placenticeras* (поздний мел). Аммонитиды относятся к активным хищникам. Некоторые из них вели придонный образ жизни.

Геологическое значение. Аммоноидеи, важнейшая стратиграфическая (архистратиграфическая) группа, возникли в начале раннего девона от бактриоидей. Почти сразу же наметились две параллельно развивающиеся группы — агониатиты и гониатиты. В начале позднего девона от агониатитов возникает отряд климений, вымирающий к началу карбона. В конце ранней перми агониатиты дают начало основному стволу аммоноидей — цератитам, дожившим до начала юры. От них в свою очередь происходят филлоцератиды. В начале юры от филлоцератид возникают литоцератиды, дающие начало собственно аммонитам. Многие аммоноидеи в палеозое и мезозое были широко распространены, и их остатки используют для зонального расчленения этих отложений. В конце мела литоцератиды, филлоцератиды и аммонитиды полностью вымирают.

Подкласс ENDOCOSMIA. ВНУТРЕННЕРАКОВИННЫЕ

Подкласс в настоящее время представлен кальмарами, осьминогами, сепиями, а в прошлые геологические эпохи — белемнитами. Раковина, если она имеется, покрыта мантией и заключена внутри мягкого тела. Ископаемые белемниты принадлежат к отряду *Belemnitida*. Белемниты по своему строению напоминают современных кальмаров, но отличаются хорошо развитой раковиной, состоящей из фрагмокона, проостракума (развитого не у всех), жилой камеры (присутствующей у некоторых) и ростра (иногда слабо развитого).

Фрагмокон имеет коническую форму, разделен перегородками на камеры. Сифон краевой вентральный. Жилая камера у большинства белемнитов редуцируется. Ее рудимент в спинной части называется проостракумом. Ростр обладает субконической, субцилиндрической, веретено- или ланцетовидной формой. В передней части ростра в углублении (альвеоле) помещается фрагмокон. Ростр выполняет роль балансира и служит опорой для плавников, которые оставляют продольные борозды на поверхности ростра. Иногда на поверхности ростра видны следы бороздок кровеносных сосудов. Сам ростр состоит из арагонита. Поперечное сечение ростра — от округлого до трапецеидального.

Время существования белемнитов ранняя юра — мел, редко эоцен. Типичные представители: род *Pachyteuthis* (юра), род *Duvalia* (ранний мел), род *Belemnitella* (поздний мел) (рис. 2.7, 12—14).

Геологическое значение. Белемниты — активные пловцы, обитатели шельфа; они были широко распространены в морях всех климатических поясов. Наиболее древние представители произошли, видимо, от бактритоидей. Белемниты особенно процветали в юре и мелу. Белемниты являются важной для стратиграфии мезозоя группой и хорошими индикаторами морской среды.

КЛАСС DACRIOCONARIDA. ДАКРИОКОНАРИДЫ

Дакриоконариды обладают небольшой конической раковиной округлого сечения длиной от долей миллиметра до 50, реже 70 мм. Раковинки обычно гладкие, с пережимами или скульптурированные. Дакриоконариды вели, по-видимому, бентосно-планктонный и планктонный образ жизни. Судя по форме раковины, в которой выделяются начальная камера, юношеская и взрослые части, тело моллюсков было удлинненным узкоконическим, а ротовое отверстие, расположенное на переднем конце, вероятно, окружалось венчиком щупалец. В моменты опасности тело втягивалось внутрь раковины, а устье замыкалось крышечкой, иногда сохраняющейся в ископаемом состоянии. Внутренняя полость раковины может быть свободной от перегородок или отделяться от начальной камеры одной перегородкой. Юношеская часть раковины (длиной до половины-трети общей длины) скульптурирована. Кольца скульптуры располагаются на одинаковом расстоянии друг от друга.

Геологическое значение. Первые дакриоконариды (тентакулитиды) известны из силура (венлока) Западной Европы. В раннем девоне появляются представители других трех отрядов. Новакииды и стилиолиниды обособились в связи с приспособлением к планктонному образу жизни. Их тонкостенные раковины встречаются массовыми скоплениями, свидетельствующими о пелагическом образе жизни. Тентакулитиды и гомоктениды, которые имели довольно крупные скульптурированные раковины, были скорее всего придонными формами. Дакриоконариды широко используются для детального расчленения морских силурийских и девонских отложений. Последние дакриоконариды известны из фамена европейской части СССР и Средней Азии. По своему строению дакриоконариды ближе всего к головоногим моллюскам.

ТИП BRYOZOA. МШАНКИ

Мшанки — это исключительно колониальные, в подавляющем большинстве морские, реже пресноводные животные, прикрепляющиеся к субстрату. Колонии мшанок имеют различную

форму (часто моховидную). Размеры колоний колеблются в достаточно широких пределах. Представители типа мшанок появились в ордовике и существуют до настоящего времени.

Строение мягкого тела. Колонии мшанок состоят из многочисленных зооидов, размеры которых достигают 1 мм. У пресноводных мшанок все зооиды одинаковые (мономорфные), а у морских — полиморфные, выделяются две группы: автозооиды, чьи функции сводятся к питанию колонии, и гетерозооиды, представляющие собой видоизмененные особи, функции которых заключаются в защите, размножении и т. п. Автозооиды на передней части тела несут лофофор (кольцевидный или подковообразный выступ) с многочисленными щупальцами, покрытыми ресничками; рот такого зооида расположен посреди лофофора. Имеются пищеварительный канал, нервный узел и нервные стволы. Кровеносная система и органы дыхания отсутствуют.

Строение скелета. Скелет колонии имеет хитиновый или известковый состав, а в некоторых случаях хитино-известковый. По своему типу скелет эктодермальный, различной формы: листовидно-пластинчатый, мохо-, корко-, полушаровидный, сетчатый, кустистый и т. п. Ячейки зооидов имеют вид цилиндрических или призматических трубочек, иногда грушевидной формы. Устья ячеек бывают различного типа, иногда они прикрыты крышечкой. Стенки часто пористые. Гетерозооиды в колониях помещаются в особых ячейках — мезопорах и акантопорах. Изучение мшанок из-за мелких размеров зооидов проводится в прозрачных шлифах под микроскопом.

В зависимости от строения зооидов и колоний выделяют два класса мшанок: покрыторотые (*Phylactolaemata*) и голоротые (*Gymnolaemata*). К первому из них относятся современные пресноводные мшанки, у которых надо ртом расположен особый вырост — эпистом. В ископаемом состоянии они не встречаются.

КЛАСС GYMNOLAEMATA. ГОЛОРОТЫЕ

Этот класс объединяет ископаемых и современных морских мшанок, колонии которых носят полиморфный характер. Эпистом у зооидов отсутствует, скелет плотный известковый. Класс голоротых делится на пять отрядов, различающихся строением ячеек и колоний. Типичными представителями ископаемых мшанок являются род *Monticulipora* (ордовик — силур) и род *Fenestella* (поздний ордовик — пермь) (рис. 2.8, 1). Время существования голоротых мшанок ордовик — ныне.

Геологическое значение и образ жизни. Мшанки типичные прикрепленные донные животные, обитающие в нормально-соленых и опресненных бассейнах. Они имеют стратиграфическое, палеогеографическое и породообразующее

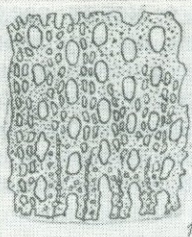
значение. Современные мшанки распространены в морях всех широт и являются обитателями прибрежных зон до глубины 500 м. На литорали преобладают уплощенные корковидные колонии; в сублиторальной зоне — листовидные и сетчатые; на больших глубинах — ветвистые и массивные. Мшанки участвуют в рифовых постройках палеозоя (карбон — пермь), мезозоя (юра — мел) и кайнозоя. Первые мшанки появились в ордовике и живут до настоящего времени.

ТИП ВРАСНОПОДА. БРАХИОПОДЫ

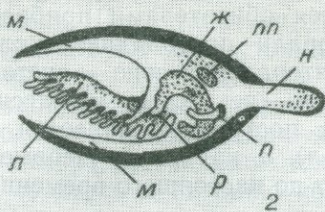
Брахиоподы — это одиночные морские, донные, двусторонне-асимметричные животные, мягкое тело которых заключено в двустворчатую раковину. Раковина состоит из неравных по размеру и форме брюшной и спинной створок. Плоскость симметрии проходит поперек створок. Брахиоподы появились в кембрии и почти вымерли к концу палеозоя. Среди ныне живущих брахиопод известно 70 родов.

Строение мягкого тела. Мягкое тело заключено между створками. Внутрيراковинное пространство делится на висцеральную полость, в которой располагаются внутренние органы (пищеварительный тракт, печень, половые железы, мускулы и т. п.), и мантийную полость, внутри которой находится лофофор (рис. 2.8, 2). Пищеварительный тракт, состоящий из глотки, желудка и кишки, открывается ротовым отверстием, расположенным в передней части тела в плоскости симметрии. У беззамковых примитивных брахиопод кишка заканчивается анальным отверстием, выходящим в мантийную полость; у остальных брахиопод кишка заканчивается слепо. Висцеральная полость раковины заполнена жидкостью (кровью), причем роль сердца играет пульсирующий пузырек, а сама жидкость выполняет функцию газообмена. Нервная система состоит из нервного кольца и нервных стволов. Большинство брахиопод раздельнополы.

Раковина открывается и замыкается при помощи мускулов, которые присоединены основаниями к внутренней поверхности створок. Мускулы-замыкатели крепятся одним концом к брюшной створке, другим — к спинной. Мускулы-отмыкатели крепятся одним концом к замочному отростку (выступу спинной створки), другим — к брюшной створке. Мускульные отпечатки (места присоединения мускулов) имеют систематическое значение. Ножка (мускулистый вырост тела), которой брахиоподы прикрепляются к грунту, расположена на заднем конце тела и выходит из раковины через особое отверстие. У большинства брахиопод во взрослом состоянии ножка нередко редуцируется.



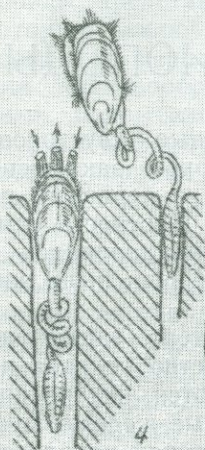
1



2



3



4



5



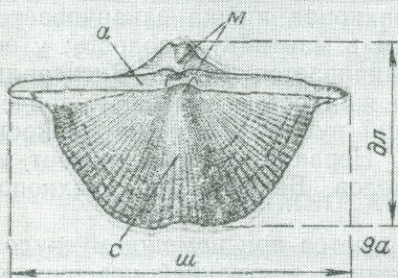
6



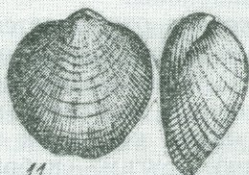
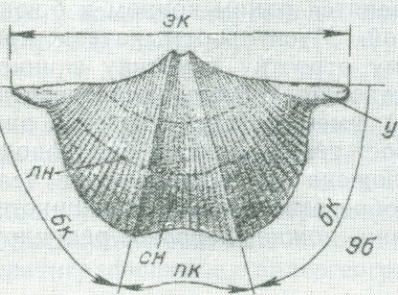
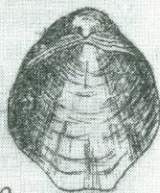
7



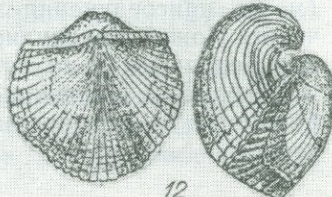
8



10



11



12

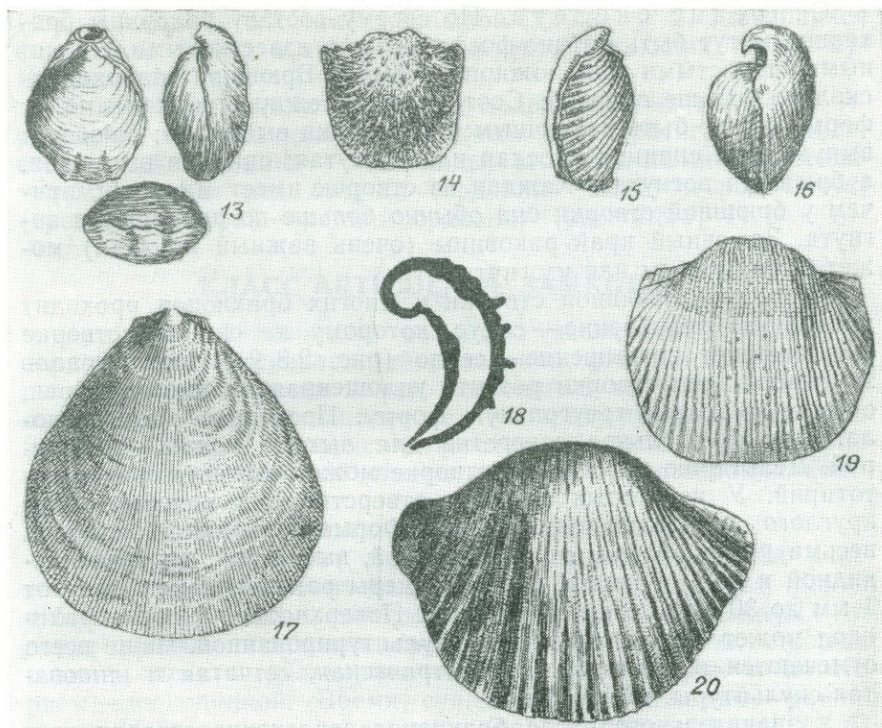


Рис. 2.8. Мшанки (1), брахиоподы (2—20).

1 — *Fenestella*; 2 — схематический разрез брахиоподы по плоскости симметрии (ж — желудок, л — лофофор, м — мантия, н — ножка, п — почка, р — рот, пп — пульсирующий пузырек); 3 — *Obolus*; 4 — *Lingula*; 5 — *Porambonites*; 6 — *Orthis*; 7 — *Conchidium*; 8 — *Rhynchonella*; 9 — *Cyrtospirifer*, схема строения: 9а — вид со стороны спинной створки (ш — ширина раковины, дл — длина раковины, с — седло, а — арча, м — макушки), 9б — брюшная створка (зк — замочный край, м — макушка, у — ушко, бк — боковой край, си — синус, лн — линия нарастания, пк — передний край); 10 — *Pentamerus*; 11 — *Atrypa*; 12 — *Choristites*; 13 — *Terebratula*; 14 — *Strophalosia*; 15 — *Karpinskia*; 16 — *Stringocephalus*; 17 — *Striatifera*; 18 — продольный разрез раковины продуктид; 19 — *Dictyoclostus*; 20 — *Gigantoproductus*.

В мантийной полости располагаются две кожистые складки тела, называемые мантией. Между ними находится лофофор, либо имеющий простую дисковидную форму, либо состоящий из двух симметричных удлинённых выростов — рук. Край лофофора оснащен тонкими щупальцами, движение которых создает приток свежей воды, приносящий пищу, и обратный ток, выносящий продукты выделения. У большинства брахиопод руки обладают скелетной опорой (аппаратом ручных поддержек); лофофор, так же как и у мшанок, выполняет и функцию жабер.

Строение скелета. По своему составу раковины брахиопод могут быть хитино-фосфатными и известковыми, сплошными, пористыми или ложнопористыми. Брюшная створка несколько больше спинной. Соотношение между створками по их форме может быть различным: обе створки выпуклые; брюшная выпуклая, а спинная плоская или вогнутая; спинная выпуклая, а брюшная вогнутая. Каждая из створок имеет макушку, причем у брюшной створки она обычно больше по размерам и загнута. Замочный край раковины (очень важный признак) может быть прямым или изогнутым.

Посредине брюшной створки у многих брахиопод проходит продольное углубление — синус, которому на спинной створке соответствует возвышение — седло (рис. 2,8,9). Иногда вдоль замочного края створки развита уплощенная площадка — аррея, обычно имеющая треугольную форму. Посредине аррен располагается треугольное отверстие для выхода ножки — дельтирий. Дельтирию на спинной створке может соответствовать нотирий. У некоторых раковин отверстие для ножки бывает круглого очертания (форамен). Форма раковин брахиопод весьма разнообразна: от округленной, вытянутой, до трапециевидной и даже бокаловидной. Размеры раковин изменяются от 1 мм до 30 см, в среднем 3—8 см. Поверхность раковин брахиопод может быть гладкой или скульптурированной. Чаще всего отмечаются радиальная, концентрическая, сетчатая и шиповатая скульптуры.

У значительного числа брахиопод сочленение створок происходит при помощи замка, состоящего из двух зубов, расположенных на брюшной створке, и зубных ямок — на спинной створке. У некоторых брахиопод зубы надстраиваются зубными пластинами, иногда соединяющимися вместе в спондилиум. На спинной створке между зубными ямками располагается замочный отросток. Иногда в плоскости симметрии створок разрастается пластина — срединная септа.

Основное систематическое значение имеет аппарат ручных поддержек, прикрепленный к внутренней стороне спинной створки. Ручные поддержки могут иметь простую форму выступов, пластин, крючков, известковой петли или спиральных конусов, по-разному расположенных.

Тип брахиоподы делится на два класса: беззамковые (Inarticulata) и замковые (Articulata), основными различиями между которыми являются состав раковины и сочленение створок.

КЛАСС INARTICULATA. БЕЗЗАМКОВЫЕ

Беззамковые брахиоподы обладают хитино-фосфатными раковинами, створки которых сочленяются при помощи только системы мускулов. Замок и ручные поддержки отсутствуют.

Ножка обычно достигает большой длины у зарывающихся форм (рис. 2.6, 4) и атрофируется у прирастающих. Время существования кембрий — ныне.

Класс беззамковых брахиопод подразделяется на шесть отрядов, из которых наиболее важным для стратиграфии является отряд *Lingulida* — лингулиды; его типичными представителями служат род *Lingula* (ордовик — ныне) и род *Obolus* (средний кембрий — ранний ордовик) (рис. 2.8, 3, 4).

КЛАСС ARTICULATA. ЗАМКОВЫЕ

Замковые брахиоподы обладают известковой сплошной, пористой или ложнопористой раковиной, створки которой соединяются при помощи замка, состоящего из зубов и зубных ямок или более усложненного. Аппарат ручных поддержек имеет различное строение. Отверстие для выхода ножки располагается на брюшной створке. Время существования кембрий — ныне.

Класс артикулят делится на восемь отрядов.

Ортиды обладают небольшими двояковыпуклыми раковинами с прямым замочным краем. Зубной аппарат усилен зубными пластинами, иногда образующими спондилиум. Аппарат ручных поддержек крючковидный. На обеих створках развиты ареи с дельтирием на брюшной створке и нототирием — на спинной. Время существования кембрий — ранний триас. Представитель род *Orthis* (ранний ордовик) (рис. 2.8, 6).

Пентамериды имеют двояковыпуклые раковины с изогнутым замочным краем, усложненным замком, и со срединной септой. Аппарат ручных поддержек пластинчатый. Время существования кембрий — девон. Типичные представители: род *Porambonites* (ордовик), род *Pentamerus* (силур), род *Conchidium* (силур) (рис. 2.8, 5, 10, 7).

Продуктиды (рис. 2.8, 18) имеют выпукло-вогнутые или плосковыпуклые ложнопористые с прямым замочным краем раковины, которые могут достигать большого размера. Зубы могут отсутствовать. Аппарат ручных поддержек не развит. У взрослых форм может формироваться шлейф (длинное продолжение обеих створок). Поверхность раковины несет на себе иглы. У замочного края раковины образуются ушки. Представители: род *Gigantoproductus* (ранний карбон), род *Striatifera* (ранний карбон), род *Dictyoclostus* (карбон — пермь), род *Strophalosia* (пермь) (рис. 2.8, 20, 17, 19, 14).

Ринхонеллиды обладают двояковыпуклыми раковинами с коротким изогнутым замочным краем и клювовидной макушкой; хорошо развиты синус и изгиб (язычок) на переднем крае, а также седло. Посередине дельтирия, прикрытого пластинками, располагается отверстие (форамен). Ручной аппарат обычно крючковидный, у современных форм — спираль-

ный. Время существования ордовик — ныне. Типичный представитель род *Rhynchonella* (поздняя юра — ранний мел) (рис. 2.8, 8).

Спирифериды имеют двояковыпуклую раковину с прямым замочным краем и хорошо развитыми ареей и дельтирием. Зубы поддерживаются зубными пластинами. Ручной аппарат имеет вид двух конусовидных спиралей с вершинами, направленными к боковым краям створок. Время существования силур — юра. Типичные представители: род *Cyrtospirifer* (поздний девон — ранний карбон), род *Choristites* (карбон — ранняя пермь), род *Spirifer* (ранний карбон) (рис. 2.8, 9, 12).

Атрипиды обладают двояковыпуклыми, округленными раковинами с изогнутым замочным краем, треугольным дельтирием, который прикрыт пластинками, или с круглым фораменом, расположенным под макушкой. Ручной аппарат спиралевидный, макушки спиралей направлены в сторону спинной створки. Время существования средний ордовик — ранний карбон. Представители: род *Karpinskia* (ранний девон), род *Atrypa* (силур — девон) (рис. 2.8, 15, 11).

Теребратулиды имеют двояковыпуклые пористые раковины с изогнутым замочным краем и развитым зубным аппаратом. Дельтирий прикрыт пластинками, ограничивающими снизу круглый форамен. Ручной аппарат петлевидный. Время существования поздний силур — ныне. Представители: род *Stringocephalus* (средний девон), род *Terebratula* (палеоген — неоген) (рис. 2.8, 16, 13).

Образ жизни. Большинство брахиопод, как вымерших, так и ныне живущих, относятся к якорным формам, прикрепляющимся к твердому грунту при помощи ножки и игл. Некоторые из них прирастающие. У свободнолежащих брахиопод ножки редуцируются и может формироваться шлейф. Иногда в течение жизни брахиоподы изменяют характер прикрепления — от якорного (на ранней стадии) до якорно-опорного, когда раковина опрокидывается на спинную створку. Большинство брахиопод были обитателями мелководья. Среди ныне живущих есть и глубоководные (некоторые из них найдены на глубине 5650 м).

Геологическое значение. Брахиоподы появились в самом начале фанерозоя, причем в кембрии преобладали преимущественно беззамковые. Замковые брахиоподы, появившиеся в кембрии, в палеозое достигли большого разнообразия. В мезозое количество брахиопод резко сокращается, и в настоящее время продолжают существовать немногочисленные представители ринхонеллид и теребратулид. Брахиоподы — одна из важнейших стратиграфических групп бентосной фауны. Они имеют палеогеографическое и породообразующее значение, слагают ракушечники. Раковины брахиопод чаще встречаются в карбонатных породах.

Вторичноротые обладают внутренним скелетом мезенхимального (внутреннего) происхождения и вторичной полостью тела. К ним относятся типы: *Echinodermata* (иглокожие), *Coelodonta* (конодонты), *Hemichordata* (полухордовые), *Chaetognata* (щетинкочелюстные), *Pogonofora* (погонофоры) и *Chordata* (хордовые).

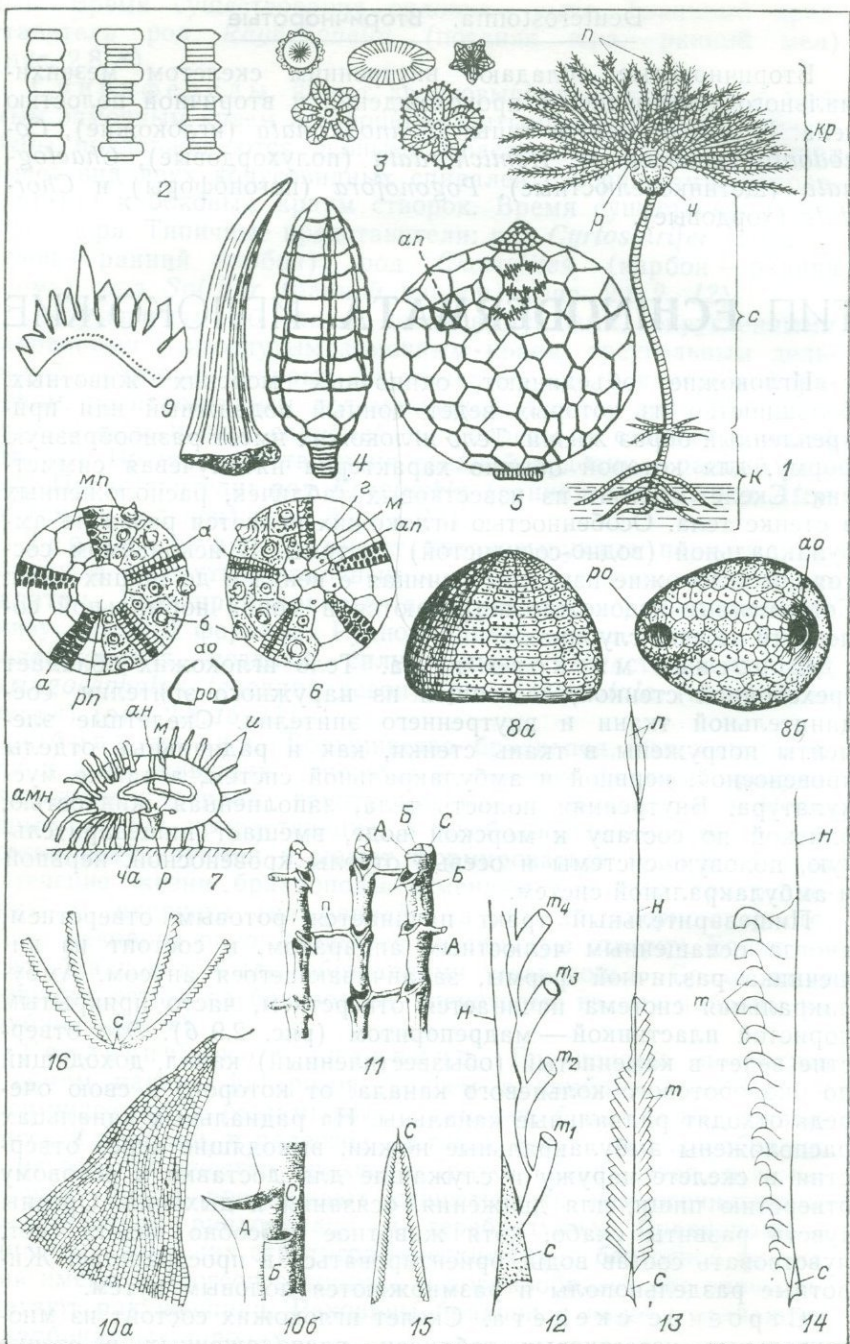
ТИП ECHINODERMATA. ИГЛОКОЖИЕ

Иглокожие объединяют одиночных морских животных, большинство из которых ведет донный подвижный или прикрепленный образ жизни. Тело иглокожих имеет разнообразную форму, для которой обычно характерна пятилучевая симметрия. Скелет состоит из известковых табличек, расположенных в стенке тела. Особенностью иглокожих является развитие амбулакральной (водно-сосудистой) системы. В ископаемом состоянии иглокожие известны начиная с венда и до наших дней. Современные иглокожие встречаются в морях нормальной солености на всех глубинах.

Строение мягкого тела. Тело иглокожих обладает трехслойной стенкой, состоящей из наружного эпителия, соединительной ткани и внутреннего эпителия. Скелетные элементы погружены в ткань стенки, как и радиальные отделы кровеносной, нервной и амбулакральной систем, а также мускулатура. Внутренняя полость тела, заполненная жидкостью, близкой по составу к морской воде, вмещает пищеварительную, половую системы и осевые отделы кровеносной, нервной и амбулакральной систем.

Пищеварительный тракт начинается ротовым отверстием, иногда оснащенным челюстным аппаратом, и состоит из кишечника различной формы, заканчивающегося анусом. Амбулакральная система начинается отверстием, часто прикрытым пористой пластинкой — madreporitom (рис. 2.9, 6). Это отверстие ведет в каменистый (обызвествленный) канал, доходящий до окологротового кольцевого канала, от которого в свою очередь отходят радиальные каналы. На радиальных каналах расположены амбулакральные ножки, выходящие через отверстия в скелете наружу и служащие для доставки к ротовому отверстию пищи, для движения, осязания и дыхания. Органы чувств развиты слабо, хотя животное способно видеть свет, чувствовать состав воды, ориентироваться в пространстве. Животные раздельнополы и размножаются половым путем.

Строение скелета. Скелет иглокожих состоит из многоугольных известковых табличек, расположенных в стенке



тела. У многих животных к наружным выступам табличек подвижно прикреплены иглы различной формы и размеров. Таблички, через которые проходят амбулакральные ножки, образуют амбулакральные поля, между которыми находятся межамбулакральные поля.

Тип иглокожих делится на четыре подтипа: Ctenozoa, Crinozoa, Asterozoa и Echinozoa, в свою очередь подразделяющихся на большое число классов. Наибольшее геологическое значение имеют подтипы Crinozoa и Echinozoa.

Подтип Crinozoa. Кринозои

Подтип объединяет вымерших и современных животных, большинство которых ведет прикрепленный образ жизни. Кринозои подразделяются на семь классов, из которых наибольшую роль играют морские пузыри и морские лилии. Почти все кринозои обладают шаровидной или грушевидной чашечкой, вмещающей внутренние органы, и стеблем. Вокруг ротового отверстия располагаются выросты тела — руки. Время существования кембрий — ныне.

КЛАСС CYSTOIDEA. ЦИСТОИДЕИ (МОРСКИЕ ПУЗЫРИ)

Цистоидеи обладают шаровидной или округлой чашечкой — текой, состоящей из многочисленных трехслойных табличек, пронизанных каналами, открывающимися порами наружу.

Рис. 2.9. Иголкожие (1—8), конодонты (9), граптолиты (10—16).

Морские лилии: 1 — общий вид прирастающей морской лилии (кр — корона, с — стебель, к — корни, ч — чашечка, р — руки, п — перышки), 2 — разновидности стеблей (вид сбоку), 3 — разновидности члеников стеблей (вид сверху), 4 — корона *Cyprinosocrinus*; морские пузыри: 5 — чашечка морского пузыря *Echinospira* (*an* — анальная пирамида); морские ежи: 6 — *Cidaris*, правильный морской еж (строение панциря: а — амбулакральные поля, б — бугорки для игл, мп — межамбулакральные поля, рп — ротовое поле с ротовым отверстием, ап — анальное поле с анальным отверстием, м — мадрепорит, г — глазные пластинки, ао — анальное отверстие, ро — ротовое отверстие); конодонты: 9 — различные виды конодонтов (сильно увеличено); дендронидные граптолиты: 10, 11 — *Dicyonema*; 10а — общий вид колонии, 10б — соотношение трех ячеек в колонии (А — теки для женских особей, Б — теки для мужских особей, С — теки для почкующихся зооидов), 11 — элемент колонии (п — перемычка); 12—16 — настоящие граптолиты, 12—14 — осеносные, схема развития колонии: 12 — осеносных однорядных граптолоидей, 13 — двухрядного граптолита (род *Petalograptus*), 14 — однорядного граптолита (род *Monograptus*) (с — начальная ячейка — сикюла, н — нема, т — тека, цифры показывают порядок образования тек, л — лопасть); 15, 16 — безосные граптолоидеи: 15 — *Didymograptus*, 16 — *Tetragraptus*.

Пятилучевая симметрия не всегда выражена. Ротовое отверстие находится в центре верхней стороны. Анальное отверстие расположено сбоку от него и прикрыто пирамидкой из треугольных табличек. Между ротовым и анальным отверстиями располагаются мадрепорит и половое отверстие. Иногда развит короткий стебель, утончающийся к нижнему концу и обладающий широким центральным каналом.

Представитель род *Echinospaerites* (средний — поздний ордовик) (рис. 2.9, 5).

Образ жизни. Морские пузыри — донные животные, селившиеся часто в большом количестве на морском дне.

Геологическое значение. Появившись в среднем кембрии, морские пузыри достигли расцвета в ордовике и полностью вымерли к началу позднего девона. Цистоидеи имеют стратиграфическое и породообразующее значение.

КЛАСС CRINOIDEA. КРИНОИДЕИ (МОРСКИЕ ЛИЛИИ)

Криноидеи — самый многочисленный класс кринозой. Тело морских лилий (рис. 2.9, 1) состоит из чашечки — теки, пяти рук — брахиол, на которых расположены пищевые желобки, и стебля, которым животное прикрепляется к грунту или к другим предметам на дне моря. У некоторых кайнозойских плавающих морских лилий стебель отсутствует или замещается пучком усиков. Криноидеи известны с кембрия доныне.

Строение скелета. Тека имеет шаровидную или расширяющуюся вверх, реже дисковидную форму. Обычно она состоит из трех рядов табличек пятиугольной формы. В каждом горизонтальном ряду обычно располагается пять табличек. Чашечка сверху иногда прикрыта крышкой из пластинок. На верхней стороне чашки располагаются ротовое отверстие, мадрепорит и анальное отверстие. Брахиолы прикреплены к верхнему ряду табличек чашки, они состоят из многочисленных члеников и могут быть простыми или сложноветвистыми. Ручные пищевые желобки окаймляются амбулакральными ножками. Чашечку и руки часто именуют кроной. Стебель морских лилий состоит из уплощенных члеников различного сечения — от круглого до звездчатого пятилучевого (рис. 2.9, 3). Стебель может прикрепляться к грунту при помощи выростов — корешков. Некоторые плававшие палеозойские лилии на конце стебля имели шаровидное вздутие, разделенное на камеры, которые были заполнены газом. Представитель морских лилий род *Cupressocrinus* (девон) (рис. 2.9, 4).

Образ жизни. Палеозойские морские лилии были донными мелководными, обычно прикрепленными формами. В мезо-кайнозойе они освоили большие глубины, одновременно появились и свободноплавающие разновидности. Форма морских лилий тесно связана с условиями обитания: прибрежные оби-

татели имеют более простой и грубый скелет, жители спокойных вод имеют сложную ажурную форму. Крionoидеи широко распространены как в теплых, так и в холодных водах.

Геологическое значение. Крionoидеи — важная в стратиграфическом отношении группа. Обычно изучаются членики морских лилий, образующие часто большие скопления (крionoидные известняки). Находки полных скелетов морских лилий весьма малочисленны. Крionoидеи кроме стратиграфического и пороодообразующего значения имеют и палеогеографическую ценность.

Подтип **Echinozoa**. Эхинозои

Эхинозои — подвижные животные с округлым или диско-видным телом, с четкой пятилучевой симметрией, которая иногда осложнена вторичной двусторонней. Подтип объединяет семь классов, из которых наибольшее геологическое значение имеют морские ежи. Время существования кембрий — ныне.

КЛАСС ECHINOIDEA. МОРСКИЕ ЕЖИ

Морские ежи обладают круглым или уплощенным телом, покрытым панцирем, который состоит из пластинок, сгруппированных в пять амбулакральных и пять межамбулакральных полей (рис. 29, 6). Рот обычно расположен на нижней стороне тела, а анальное отверстие находится на спинной стороне панциря (рис. 2.9, 7). Есть правильные и неправильные морские ежи; у неправильных рот смещается к передней части панциря, а анальное отверстие — к задней.

Строение скелета. Форма скелета может быть шаровидной или близкой к ней с четко выраженной пятилучевой симметрией либо двусторонне-симметричной. У правильных ежей рот находится на нижней стороне тела в центре и обладает пятью челюстями, образующими так называемый аристотелев фонарь, расположенный вертикально. Анальное отверстие располагается в центре щитка на верхней стороне тела. Щиток состоит из пяти половых и пяти глазных табличек (последние примыкают к амбулакральным полям). У неправильных ежей рот смещен кпереди, зубной аппарат располагается наклонно или горизонтально, иногда отсутствует. Анальное отверстие находится сзади, а вершинный щиток удлинен или разорван.

Представители: род *Cidaris* (триас — ныне), род *Echinocorys* (поздний мел) (рис. 2.9, 8, 6), род *Echinoconus* (поздний мел).

Образ жизни. Морские ежи являются обитателями теплых мелководных морей нормальной солености. Некоторые из

них приспособились к жизни в умеренных водах и на значительных глубинах. Среди ежей встречаются как илоеды, так и хищные формы.

Геологическое значение. Первые древние ежи известны с ордовика до настоящего времени, в начале мезозоя появляются новые правильные ежи, а несколько позднее — неправильные. Морские ежи имеют стратиграфическое и палеогеографическое значение. Остатки их скелетов участвуют в образовании некоторых известняков.

ТИП CONODONTA. КОНОДОНТЫ

Так названы животные, обладающие конодонтами — зубовидными образованиями размером от долей миллиметра до 2—3 мм. По своему составу (фосфорнокислый кальций) конодонты близки к зубам позвоночных. Эти животные имели вытянутую червеобразную форму тела длиной до 40 мм и шириной около 2 мм. Они не обладали скелетными элементами, за исключением конодонтов, располагавшихся на переднем конце тела. По своему облику эти животные близки к щетинкочелюстным, но относятся к самостоятельному типу вторичноротых. По внешнему виду конодонты (зубовидные образования) можно подразделить на три основные группы: 1) простые конусовидные, 2) сложные в виде изогнутых стержней, 3) платформенные — низкие и плоские с широким основанием (рис. 2.9, 9). Функции конодонтов не выяснены.

Древнейшие остатки конодонтов известны со среднего кембрия, расцвет простых форм приходится на ордовик, стержнеобразные и платформенные достигают наибольшего развития в девоне. Максимальный расцвет конодонтов приурочен к триасу. Наиболее поздние находки связаны с поздним мелом. Подавляющее большинство остатков конодонтов приурочено к морским отложениям, значительно реже они встречаются в лагунных и пресноводных фациях. По-видимому, сами животные вели планктонный образ жизни.

Геологическое значение. Конодонты имеют большое стратиграфическое значение, особенно при расчленении палеозойских отложений.

ТИП NEMICHORDATA. ПОЛУХОРДОВЫЕ

К полухордовым относятся классы кишечнодышащих, крыложаберных и граптолитов, для которых характерны общность начальных стадий эмбрионального развития, наличие нотохорда

(спинного выроста кишечника), особенность строения вторичной полости тела и перфорирующее почкование. Из полухордовых в ископаемом состоянии широко распространены только граптолиты.

КЛАСС GRAPTOLITHINA. ГРАПТОЛИТЫ

Граптолиты — вымершие морские колониальные организмы, ведущие планктонный или бентосный образ жизни. Ископаемые колонии граптолитов (рабдосомы) имеют различный тип строения и разные размеры и представляют собой тонкие, обычно сплюснутые при захоронении веточки. Скелет колонии наружный, состоящий из хитинового белкового органического вещества — склеропротейна, двухслойный по строению (причем один слой веретенчатый — фюзеллярный, другой — пластинчатый — кортикальный). Колония строится из прямых или изогнутых ветвей, отдельных или соединенных перемычками; вдоль ветвей располагаются ячейки (теки), в которых помещались мягкие тела индивидуумов — зоиды. В ископаемом состоянии зоиды не сохранились, поэтому их строение неизвестно. Размеры каждой особи не превышали первых миллиметров.

Форма колоний бывает простая, ветвистая, спиральная, сетчатая и т. п. Ячейки в пределах колонии могут быть однородными и разнородными. Особи разнородных ячеек, вероятно, выполняли разные жизненные функции. Граптолиты обладали как половым, так и бесполом размножением. В результате полового размножения возникала личинка, превращавшаяся в первичный зоид, который строил начальную ячейку конусообразной формы — сикулу (рис. 2.9, 12—15), составляющую начало колонии. Остальные ячейки образовывались путем почкования. Стенки тек состоят из фюзеллярного и кортикального слоев, стенки сикулы — только из фюзеллярного слоя. Теки имеют цилиндрическую или коническую форму и расположены вдоль оси, они образуют от одного до четырех рядов. Через всю колонию проходит полая трубка — нема. У планктонных колоний ветви поддерживались в плавучем состоянии различными способами, в том числе общим для всей колонии плавательным пузырем (пневматофором) или лопастью (рис. 2.9, 13).

Граптолиты объединяют два подкласса: стереостолонаты и граптолонидеи. Граптолиты по своему строению близки к ныне живущим крыложаберным представителям полухордовых — к классу крыложаберных.

Подкласс STEREOSTOLONATA. СТЕРЕОСТОЛОНАТЫ

Стереостолонаты — колониальные донные и псевдопланктонные формы, у которых рабдосомы (колонии) состоят из ветвей, соединенных перемычками кортикальной ткани. Колонии имеют сетчатую, кустистую, древовидную и инкрустирующую формы. Скелет рабдосомы несет теки трех типов (рис. 2.9, 10,

11), предназначенные отдельно для мужских, женских и почкующихся зооидов. Через последний вид теков проходит общий ствол (столон), соединяющий всех зооидов колонии. Время существования конец среднего кембрия — ранний карбон.

Стереостолонаты делятся на семь отрядов; стратиграфическое значение имеют представители только отряда дендроидей. Дендроидеи характеризуются прямой многоветвистой рабдосомой конусообразной формы. Они вели бентосный (прикрепленный к субстрату) или планктонный образ жизни. В последнем случае колония обладала плавательным пузырем. Представитель род *Dictyonema* (поздний кембрий — ранний карбон) (рис. 2.9, 10, 11).

Подкласс GRAPTOLIDEA. ГРАПТОЛОИДЕИ

Граптолоидеи обладают рабдосомами, состоящими из одной или нескольких прямых либо изогнутых ветвей. На ветвях в один-два ряда располагаются теки. Граптолоидеи произошли от планктонных дендроидей. По характеру взаимного расположения сикулы и тек граптолоидеи делятся на бесосных и осеносных. У бесосных рабдосома состоит из однородных ветвей, нема располагается с наружной стороны колонии, а теки и сикула всегда обращены в одну сторону. Время существования ордовик. Представитель род *Didymograptus* (ордовик) (рис. 2.9, 15). Осеносные граптолоидеи обладают рабдосомой, состоящей из одной или нескольких ветвей, причем теки и сикула направлены устьями в разные стороны. Нема частично покрыта кортикальной тканью и проходит внутри колонии. Теки расположены либо с двух сторон от оси, либо с одной. Время существования средний ордовик — ранний девон. Представители: род *Petalograptus* (ордовик — ранний силур), род *Monograptus* (силур — девон), род *Tetragraptus* (ранний силур) (рис. 2.9, 13, 14, 16).

Образ жизни. Среди граптолитов были как донные формы (большинство стереостолонат), так и планктонные. Они обитали в зоне шельфа умеренных и тропических морей и по образу жизни были фильтраторами.

Геологическое значение. Первые граптолиты известны с конца среднего кембрия. В позднем кембрии широко распространились дендроидные формы, закончившие свое существование в начале карбона. В раннем ордовике от дендроидей возникли бесосные и осеносные граптолиты. Осеносные граптолиты к концу ордовика полностью вытеснили бесосных. К концу раннего девона осеносные граптолиты вымерли. Широкое географическое распространение и быстрая эволюция граптолитов делают их важнейшей стратиграфической группой. Детальная стратиграфия ордовика, силура, нижнего девона построена в основном по граптолитам.

ТИП CHORDATA. ХОРДОВЫЕ

К хордовым относятся двусторонне-симметричные вторичноротые животные, обладающие внутренним осевым скелетом — хордой. Нервный ствол расположен над хордой, а пищеварительный тракт и сердце — под хордой. В глотке находятся жаберные щели, у многих хордовых присутствующие только в эмбриональной стадии. Хордовые объединяют три подтипа: оболочники, бесчерепные и позвоночные. Оболочники (Tunicata) только на личиночной стадии обладают чертами типа. Во взрослом состоянии это одиночные или колониальные, прикрепленные или свободноплавающие животные с телом, заключенным в оболочку, близкую по составу к растительной клетчатке. В ископаемом состоянии известен только один отпечаток оболочника из силура Шотландии. Подтип бесчерепных (Acrania) включает ланцетников — зарывающихся морских животных, не известных в ископаемом состоянии.

Подтип Vertebrata. Позвоночные

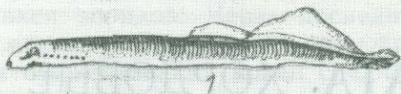
Позвоночные подразделяются на бесчелюстных и челюстноротых.

РАЗДЕЛ AGNATHA. БЕСЧЕЛЮСТНЫЕ

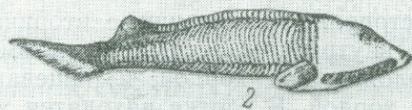
Бесчелюстные объединяют наиболее примитивных рыбообразных позвоночных, известных начиная с ордовика. У бесчелюстных отсутствуют парные плавники и челюсти. Внутренний скелет хрящевой; у вымерших форм, просуществовавших до начала карбона, был еще и наружный костный скелет. Рот сосущего типа. К бесчелюстным относятся современные миноги (рис. 3.1, 1) и миксины. В ископаемом состоянии бесчелюстные встречаются в виде фрагментов и целых костных пластин наружного панциря или отдельных кожных зубов. У вымершего их представителя — род *Cephalaspis* (силур — ранний девон) (рис. 3.1, 2) — скелет состоял из единого головного щита и мелкой чешуи.

РАЗДЕЛ GNATOSTOMI. ЧЕЛЮСТНОРОТЫЕ

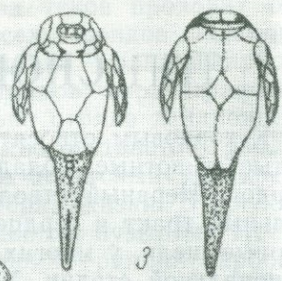
Челюстноротые животные объединяют рыб и четвероногих. Они обладают парными конечностями, нижними и верхними челюстями, образовавшимися из передних жаберных дуг.



1



2



3



4a



4b



4c



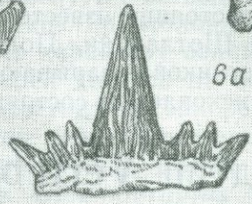
5



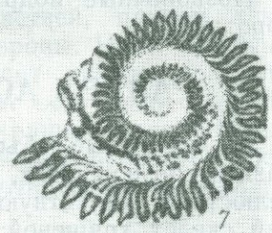
4d



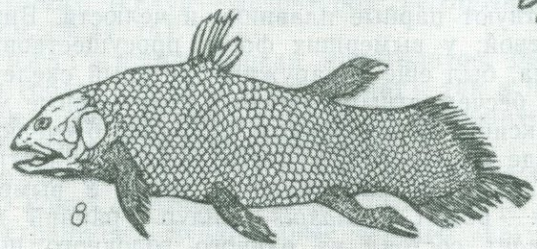
6a



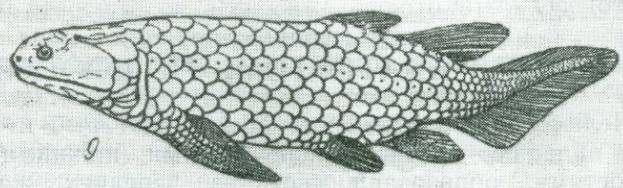
6c



7



8



9

Хорда сохраняется в течение всей жизни или замещается позвоночником. Внутренний скелет хрящевой или костный. Челюстноротые делятся на первичноводных — анамний и высших позвоночных — амниот. Анамнии всю жизнь связаны с водной средой, в которой протекает развитие яйца и личинок. Они обладают жаберным дыханием либо всю жизнь (рыбы), либо на личиночной стадии (амфибии — земноводные). К амниотам относятся наземные и вторичноводные животные, чьи зародыши погружены в амниотическую полость, заполненную жидкостью. Поэтому амниоты не связаны в своем развитии с водной средой. К амниотам относятся пресмыкающиеся, птицы и млекопитающие. Челюстноротые подразделяются на два надкласса: рыбы и четвероногие.

Надкласс PISCES. РЫБЫ

К надклассу рыб относятся первичноводные позвоночные, всю жизнь сохраняющие жабры. Они обладают парными (грудными и брюшными) и непарными (хвостовым, спинным и анальным) плавниками. Череп рыб неподвижно сочленен с позвоночником. Сердце двухкамерное. Температура тела постоянна и зависит от температуры воды. Кожа рыб покрыта чешуей мезодермального происхождения. Рыбы по отношению к солености воды делятся на морские, проходные и пресноводные, а в зависимости от зон обитания — на пелагические, литорально-придонные и абиссальные.

Первые находки рыб связаны с ордовиком; с начала девона известны четыре класса рыб: акантоды, пластинокожие, хрящевые и костные. Первые два класса вымерли в палеозое, а хрящевые и костные живут до настоящего времени.

КЛАСС ACANTHODII. АКАНТОДЫ

Акантоды — древнейшие рыбы, объединяющие признаки хрящевых и костных рыб. Их тело покрыто квадратной чешуей, сходной с ганоидной. Эта чешуя имела слоистое костное основание, средний сосудистый слой и толстый покров из concentрических слоев эмалеподобного вещества, называемого ганоином. Скелет рыб внутренний хрящевой. В ископаемом состоянии в морских и пресноводных отложениях от акантодов чаще

Рис. 3.1. Круглоротые (1—3) и рыбы (4—9).

1 — минога; 2 — *Sephalaspis*; 3 — *Bothriolepis*; 4 — чешуя рыб: 4а — ганоидная, 4б — космоидная, 4в — циклоидная, 4г — ктеноидная; 5 — разрез через кожу костной рыбы; 6 — зубы акул: 6а — режущие, 6б — дробящие; 7 — зубная спираль *Helicoprion*; кистеперые рыбы: 8 — *Latimeria*, 9 — *Holoptychius*.

сохраняются чешуя, ихтиодорулиты (плавниковые шипы) и зубы, похожие на зубы акул. Время существования поздний силур — ранняя пермь.

КЛАСС PLACODERMI. ПЛАСТИНОКОЖИЕ

Голова и передняя часть тела этих рыб покрыта панцирем из крупных костных пластин кожного происхождения. Внутренний хрящевой, частично обызвествленный скелет сближает пластинокожих рыб с хрящевыми рыбами. Форма тела и размеры пластинокожих различные, крупнейшие из них достигали 6 м. Пластинокожие делятся на два подкласса: *Arthrodira* и *Antiarchi*. Артродиры, как правило, были хищными животными, имевшими челюстной аппарат из костных пластинок с режущими краями и бивневидными выступами. Глаза у них располагались по сторонам головы. В отличие от них, у антиархов глаза находились на спинной стороне головного панциря в общей орбите. Они имели слабые челюсти. Задняя часть тела была покрыта чешуей. Остатки панцирных пластин и чешуи пластинокожих встречаются в континентальных и морских отложениях. Время существования силур — девон. Представитель род *Bothriolepis* (поздний девон) (рис. 3.1, 3).

КЛАСС CHONDRICHTHYES. ХРЯЩЕВЫЕ РЫБЫ

Для хрящевых рыб характерно отсутствие окостенения наружных и внутренних скелетных элементов. Тело покрыто плакоидной чешуей. Плакоидные чешуи называют «кожными зубиками». Это полые конические образования из дентина (ткань, близкая к кости). У некоторых форм развиты плавниковые шипы. Парные плавники имеют примитивное строение. Хрящевые объединяют акул, скатов и химер. Зубы акул имеют колющий и режущий характер, у скатов зубы дробящего типа (рис. 3.1, 6). Хрящевые рыбы появились в среднем девоне (акуловые и древние скаты) и известны до настоящего времени. Своеобразную группу составляют акуловые со спиральным зубным аппаратом (род *Helicoprion*, ранняя пермь) (рис. 3.1, 7). Самой крупной акулой был *Carcharodon* (миоцен), достигавший в длину 25 м.

КЛАСС OSTEICHTHYES. КОСТНЫЕ РЫБЫ

Костные рыбы, появившиеся в раннем девоне, составляют ныне 96 % всех рыб. Для них характерен в разной степени окостеневший внутренний скелет. Тело костных рыб покрыто ганойидной, космоидной или костной чешуей (циклоидной или ктеноидной) (рис. 3.1, 4, 5). Космоидная чешуя в основании состоит из параллельных слоев костной ткани; выше располага-

ется костный губчатый слой, содержащий многочисленные полости для кровеносных сосудов; верхний — наружный — слой представлен тонким слоем эмали, называемым космином. Костная чешуя состоит из одной костной пластинки. Голова защищена кожными костями. Жабры прикрыты жаберными крышками. Плавники поддерживаются костными лучами; имеется плавательный пузырь или легкое. Начиная с раннего девона обособились две группы костных рыб. Одна объединяет кистеперых и двоякодышащих, приспособившихся к легочному дыханию и ведущих придонный образ жизни, обычно в пресноводных водоемах. Другая группа — это лучеперые рыбы.

Костные рыбы делятся на три подкласса: *Crossopterygii* (кистеперые), *Dipnoi* (двоякодышащие) и *Actinopterygii* (лучеперые).

Ископаемые кистеперые (*Crossopterygii*) — хищные крупные рыбы (рис. 3.1, 8, 9), с телом, покрытым космоидной чешуей, с мясистыми парными плавниками и внутренними носовыми отверстиями (хоанами), которые ведут в ротовую полость и позволяют дышать с закрытым ртом. Зубы острые конические, располагаются по краям челюстей и на небе, имеют складчатое (лабиринтовидное) строение. Кистеперые появились в раннем девоне и почти полностью вымерли к концу перми. В настоящее время известен только один род — *Lalimeria* (рис. 3.1, 8). В позднем девоне кистеперые дали начало амфибиям — ихтиостегам (рис. 3.2, 3).

Ранние двоякодышащие (*Dipnoi*) очень сходны с кистеперыми, с которыми они имеют общих предков. Отличаются двоякодышащие от кистеперых прежде всего наличием хорды (сохраняющейся в течение всей жизни), присутствием легкого и своеобразным зубным аппаратом, состоящим из зубных пластин. Время существования средний девон — ныне.

К лучеперым (*Actinopterygii*) рыбам в палеозое относятся хрящекостные рыбы, покрытые тяжелой ганоидной чешуей; они известны начиная с девона. В конце перми появились цельнокостные лучеперые с почти равнолопастным хвостом и ганоидной чешуей, а со среднего триаса — настоящие костистые с равнолопастным хвостовым плавником, костной чешуей и хорошо развитым плавательным пузырем.

Надкласс TETRAPODA. ЧЕТВЕРОНОГИЕ

К четвероногим относятся преимущественно наземные формы, обладающие подвижно сочлененными пятипальными конечностями, развитыми плечевым и тазовым поясами и черепом, состоящим из коробки и висцеральных дуг. Среди четвероногих есть как анамнии (земноводные), так и амниоты (пресмыкающиеся, птицы и млекопитающие). У четвероногих

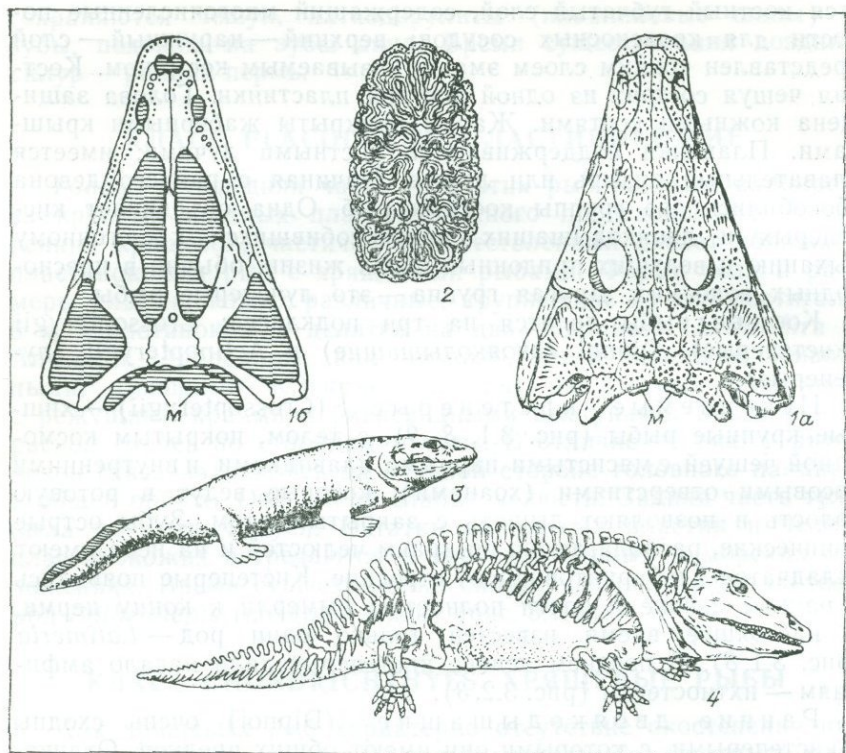


Рис. 3.2. Земноводные.

1 — череп стегоцефала (1а — вид сверху, 1б — вид снизу, м — мышелки); 2 — разрез лабиринтовидного зуба; 3 — *Ichthyostega* (поздний девон); 4 — стегоцефал (ранняя пермь).

хорошо развиты легочный и слуховой аппараты, замкнутая кровеносная система, органы чувств. Форма тела и образ жизни тетрапод весьма разнообразны.

Четвероногие объединяют четыре класса: земноводные (*Amphibia*), пресмыкающиеся (*Reptilia*), птицы (*Aves*), млекопитающие (*Mammalia*).

КЛАСС АМФИБИИ. ЗЕМНОВОДНЫЕ

К классу амфибий относятся первые наземные животные, развитие и размножение которых связаны с водной средой. Череп и скелет состоят в основном из хрящевой ткани. Череп соединяется с позвоночником двумя мышелками (рис. 3.2, 1). Ребра короткие. Температура тела непостоянна, сердце трехкамерное, дыхание легочное и кожное. Тело покрыто голой слизистой кожей. Орган слуха приспособлен как к водной, так и к воздушной среде. Подавляющее большинство земновод-

ных размножается откладыванием икры в воду, из которой выходят личинки — головастики. Ветвь современных амфибий, известных с юры, объединяет отряды бесхвостых (лягушки и жабы), хвостатых (тритоны и саламандры) и безногих (червяги).

Вымершие земноводные, существовавшие с позднего девона до юры, называются стегоцефалами (панцирноголовыми). У них много общего с кистеперыми рыбами: лабиринтоподобные зубы (рис. 3.2, 2), хоаны, иногда чешуя, отсутствие вторичного неба. Стегоцефалы представлены несколькими группами, приспособившимися к различным условиям обитания. В позднем карбоне и перми жили батрахозавры (лягушкоящеры) — крупные наземные животные, ставшие предками пресмыкающихся (рис. 3.2, 4). Древние амфибии обитали в заболоченных лесах, болотах и лагунах и были постепенно вытеснены пресмыкающимися.

КЛАСС REPTILIA. ПРЕСМЫКАЮЩИЕСЯ

Пресмыкающиеся — первые настоящие наземные четвероногие, среди которых есть как приспособившиеся к обитанию в воздушной среде, так и вторичноводные. К современным пресмыкающимся относятся отряды клювоголовых (гаттерия), черепах, крокодилов, ящериц, хамелеонов и змей. Вымершие пресмыкающиеся были значительно многочисленнее и разнообразнее.

Рептилий отличают более совершенное, по сравнению с амфибиями, строение головного мозга, значительная разобщенность артериальной и венозной крови, развитие без личиночной стадии, окостенелый скелет. Тело покрыто роговыми чешуями или пластинами. Кожные железы отсутствуют; температура тела непостоянна; сердце трехкамерное (желудочек делится перегородкой не до конца), исключение составляют крокодилы, обладающие четырехкамерным сердцем. Зубы недифференцированные. Череп имеет различное строение, соединяется с позвоночником одним мышцелком. Особенностью черепа пресмыкающихся является наличие в височной области височных впадин, число и положение которых играют большую роль в классификации (различают пять типов строения черепов).

По особенностям строения скелета, образу жизни и времени существования пресмыкающиеся делятся на семь подклассов: *Cotylosauria*, *Chelonia*, *Synapsosauria*, *Ichthyopterygia*, *Lepidosauria*, *Archosauria*, *Synapsida*.

Подкласс COTYLOSAURIA. КОТИЛОЗАВРЫ

Котилозавры объединяют наиболее примитивных пресмыкающихся, ряд особенностей которых сближает их с батрахозаврами (лягушкоящерами). Среди котилозавров известны хищ-

ные, растительоядные, насекомоядные; крупные и мелкие формы. Котилозавры стали исходной группой для всех других рептилий (рис. 3.3, 1).

Время существования поздний карбон — поздний триас. Представитель род *Pareiasaurus* (поздняя пермь) (рис. 3.4, 1).

Подкласс CHELONIA. ЧЕРЕПАХИ

По своему строению, специализации и образу жизни черепахи являются консервативной группой, мало изменяющейся во времени. Тело животных заключено в костный панцирь, состоящий из двух щитов, покрытых роговыми щитками или мягкой кожей. Древнейшие из черепах были наземными; в настоящее время известны как наземные, так и вторичноводные морские.

Время существования черепах поздний триас — ныне.

Подкласс SYNAPTOSAURIA. СИНАПТОЗАВРЫ

Синаптозавры объединяют разнообразных морских пресмыкающихся с бочонковидным голокожим туловищем, двумя парами сильных конечностей — ластов, коротким хвостом и шейей различной длины. Длина тела крупнейших из них достигала 15 м.

Время существования поздний карбон — мел. Представитель род *Plesiosaurus* (ранняя юра) (рис. 3.4, 18).

Подкласс ICHTHYOPTERYGIA. ИХТИОПТЕРИГИИ

Ихтиоптеригии — вторичноводные животные, конвергентно сходные с рыбами и дельфинами. Они обладали лапами, спинным и хвостовым непарными плавниками; задние конечности редуцированы. Ихтиозавры были яйцеживородящими животными.

Время существования средний триас — мел. Представитель род *Ichtyosaurus* (ранняя юра) (рис. 3.4, 16).

Подкласс LEPIDOSAURIA. ЛЕПИДОЗАВРЫ

Лепидозавры (чешуйчатые ящеры) объединяют клювоголовых (гаттерий), ящериц, хамелеонов, змей, эозухий и мозозавров (рис. 3.4, 17). Лепидозавры занимают промежуточное положение между древними котилозаврами и более прогрессивными архозаврами, которым они дали начало. В поздней перми и раннем триасе обитали самые примитивные из чешуйчатых — эозухии; от них в триасе обособились клювоголовые и ящерицы, среди которых надо отметить гигантских морских позднемеловых рептилий — мозозавров, достигавших в длину 12 м и более. В конце мела от ящериц произошли змеи. В настоящее время змеи

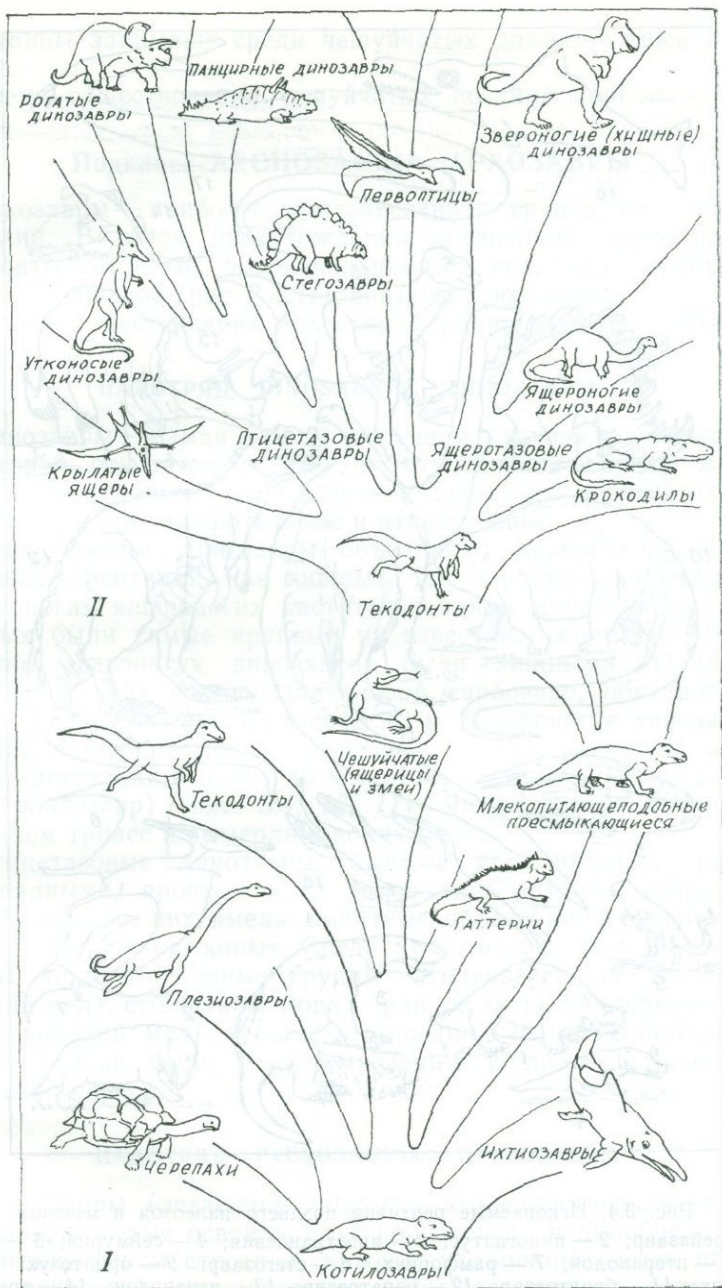


Рис. 3.3. Пресмыкающиеся.

Схема эволюции пресмыкающихся: I — от котилозавров, II — от текодонтов.

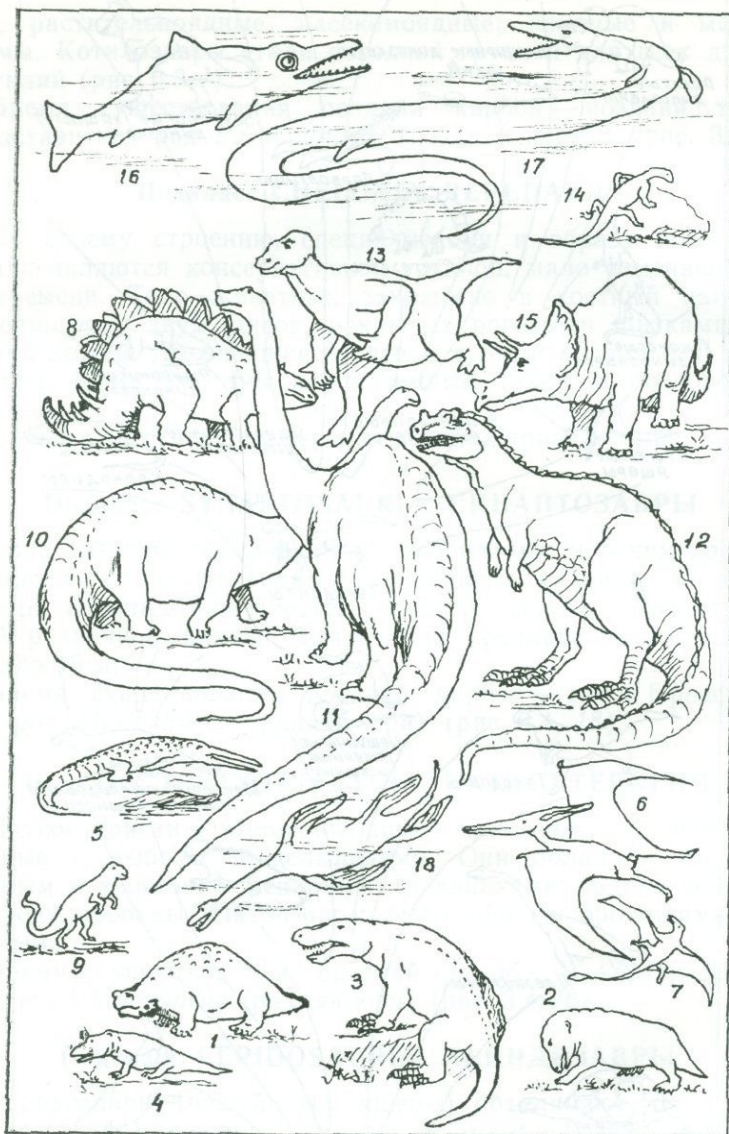


Рис. 3.4. Ископаемые рептилии позднего палеозоя и мезозоя.

1 — парейзавр; 2 — циногнатур; 3 — иностранцевия; 4 — сеймурия; 5 — белодон; 6 — птеранодон; 7 — рамфоринх; 8 — стегозавр; 9 — орнитозух; 10 — диплодок; 11 — бронтозавр; 12 — цератозавр; 13 — игуанодон; 14 — ареосцелис; 15 — трицератопс; 16 — ихтиозавр; 17 — мозазавр; 18 — плезиозавр.

и ящерицы занимают среди чешуйчатых доминирующее положение.

Время существования чешуйчатых поздний карбон — ныне.

Подкласс ARCHOSAURIA. АРХОЗАВРЫ

Архозавры — наиболее многочисленная группа мезозойских рептилий. В своем происхождении древнейшие архозавры — текодонты, ставшие родоначальниками наземных, водных и летающих ящеров (рис. 3.3, II), связаны с эозухиями.

Время существования архозавров ранний триас — ныне.

НАДОТРЯД DINOSAURIA. ДИНОЗАВРЫ

Динозавры — самая многочисленная группа архозавров, к которой относятся разные по строению и образу жизни ящеры. По строению тазового пояса динозавры делятся на две большие группы: ящеротазовые и птицетазовые.

Ящеротазовые динозавры объединяют двуногих наземных звероногих рептилий, как хищных, так и растительноядных, и четвероногих ящероногих растительноядных динозавров, среди которых были самые крупные из известных животные. Большинство звероногих динозавров были хищными. Наиболее крупным из них был поздне меловой тарбозавр, обитавший в Монголии и достигавший высоты 12 м. Ящероногие динозавры, жившие в юрский период и ведшие растительноядный образ жизни, достигали в длину 40 м при массе тела до 30 т (диплодок, бронтозавр) (рис. 3.4, 10, 11). Ящеротазовые появились в среднем триасе и вымерли к концу мела.

Птицетазовые динозавры, бывшие исключительно растительноядными, произошли от текодонтов позднее ящеротазовых. Многие из них имели защитные образования в виде панциря, рогов, шипов, копыт. Среди птицетазовых динозавров известны четыре основные группы: птиценогие или утконосые (ранний мел), стегозавры (юра — ранний мел), панцирные (ранний и поздний мел) и рогатые (поздний мел). Птицетазовые ящеры в юре были немногочисленны и достигли расцвета в меловой период.

НАДОТРЯД PTEROSAURIA. ПТЕРОЗАВРЫ

Птерозавры (летающие ящеры) — это единственная группа рептилий, которые освоили воздушную среду и приобрели специфические черты строения: крылья, удлинённые кости передних конечностей, теплокровность. Челюсти юрских летающих ящеров были оснащены зубами, а челюсти поздне меловых имели форму беззубого клюва. Юрские зубастые рамфоринхи обладали длинным хвостом, пятипалыми задними конечностями

и длинными узкими перепончатыми крыльями. Другая — более поздняя группа летающих ящеров — объединяет ширококрылых бесхвостых птеродактилей; крупнейший из них имел размах крыльев до 15,5 м. Тело птерозавров было покрыто волосами. Большинство летающих ящеров были рыбаковыми хищниками, некоторые — насекомоядными.

Время существования ранняя юра — поздний мел (рис. 3.4, 6, 7).

НАДОТРЯД CROCODILIA. КРОКОДИЛЫ

Единственная группа архозавров, дожившая до настоящего времени, это крокодилы, наиболее высокоорганизованные современные рептилии, с высокоразвитым мозгом, четырехкамерным сердцем, вторичным небом. Тело крокодилов покрыто роговыми щитками. По характеру питания крокодилы — хищники.

Время существования юра — ныне.

Подкласс SYNAPSIDA. СИНАПСИДЫ

Синапсиды (зверообразные рептилии) объединяют древних животных, происшедших от котилозавров. Некоторые синапсиды (зверозубые) имели дифференцированную зубную систему. Наиболее древние и примитивные зверообразные составляют отряд пеликозавров (поздний карбон — поздняя пермь). Потомки этих ящеров господствовали среди наземных позвоночных поздней перми и раннего триаса. Наиболее близко к млекопитающим по строению зубной системы и скелета стояли инктидозавры (триас).

Время существования зверообразных рептилий поздний карбон — триас.

КЛАСС AVES. ПТИЦЫ

Птицы — самые многочисленные позвоночные, приспособившиеся к жизни в воздушной среде. Передние конечности птиц преобразованы в крылья, тело покрыто перьями, кости скелета полые, бесшовный череп соединяется с позвоночником одним мышелком, челюсти превращены в клюв, грудная клетка совершенная. Сердце четырехкамерное, головной мозг обширнее, чем у пресмыкающихся. Эти животные теплокровные, активно заботящиеся о потомстве, размножаются яйцами. Птицы произошли в поздней юре от текодонтов.

Обычно птиц подразделяют на позднеюрских ящерохвостых, меловых зубастых и новых веерохвостых, известных с позднего мела доныне. Древнейшим представителем птиц является археоптерикс, занимающий промежуточное положение между пресмыкающимися и современными птицами (рис. 3.5, 1).

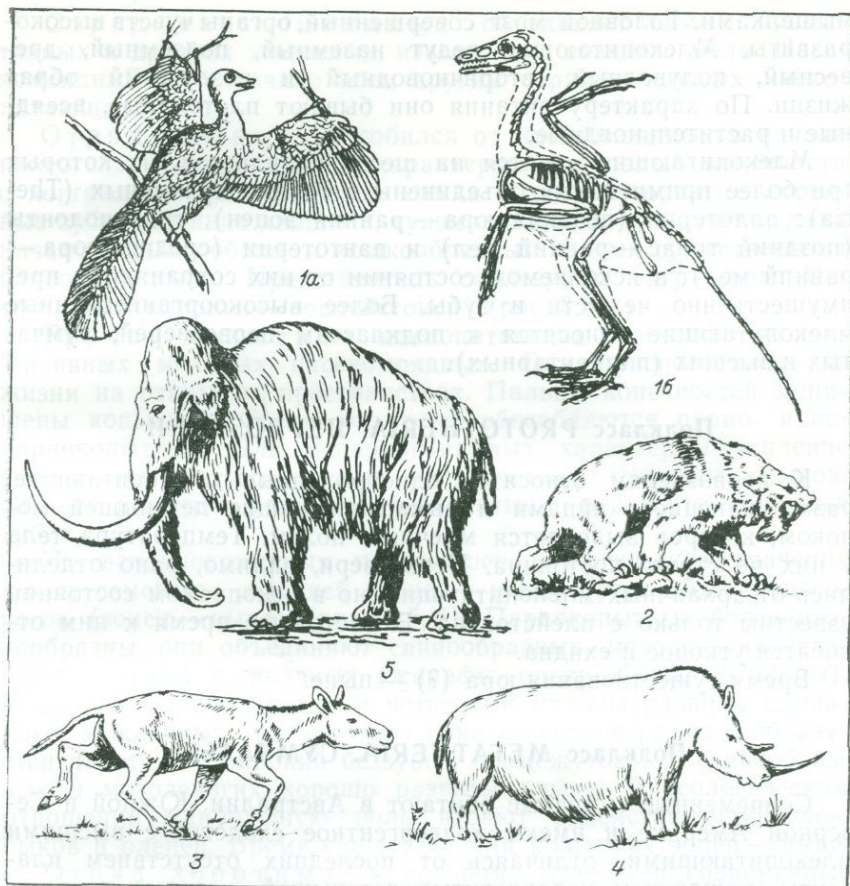


Рис. 3.5. Птицы и млекопитающие.

1 — *Archaeopteryx* (1a — общий вид, 1б — скелет); 2 — саблезубый тигр; 3 — гиппарийон (трехпалая лошадь); 4 — шерстистый носорог; 5 — мамонт.

КЛАСС МАММАЛИА. МЛЕКОПИТАЮЩИЕ

Млекопитающие являются высшим классом позвоночных, у которых (по сравнению с амфибиями и рептилиями) все системы органов наиболее дифференцированы. Будучи живородящими, выкармливающими свое потомство молоком и заботящимися о нем, млекопитающие освоили самые разнообразные экологические ниши. Млекопитающие — животные теплокровные, обладают волосяным покровом, имеют интенсивный обмен веществ, сердце четырехкамерное, зубы дифференцированы на резцы, клыки и щечные, кожа богата потовыми и сальными железами. Череп сочленяется с позвоночником двумя

мышелками. Головной мозг совершенный, органы чувств высоко развиты. Млекопитающие ведут наземный, подземный, древесный, полуводный, вторичноводный и воздушный образ жизни. По характеру питания они бывают плотоядные, всеядные и растительноядные.

Млекопитающие делятся на шесть подклассов, из которых три более примитивных объединены в группу архаичных (Thegia): аллотерии (поздняя юра — ранний эоцен), триконодонты (поздний триас — ранний мел) и пантотерии (средняя юра — ранний мел); в ископаемом состоянии от них сохраняются преимущественно челюсти и зубы. Более высокоорганизованные млекопитающие относятся к подклассам первозверей, сумчатых и высших (плацентарных).

Подкласс PROTHERIA. ПЕРВОЗВЕРИ

К первозверям относятся однопроходные млекопитающие, размножающиеся яйцами и выкармливающие детенышей молоком, которое выделяется млечным полем. Температура тела у них не строго постоянна. Первозвери, видимо, рано отделились от архаичных млекопитающих, но в ископаемом состоянии известны только с плейстоцена. В настоящее время к ним относятся утконос и ехидна.

Время существования юра (?) — ныне.

Подкласс METATHERIA. СУМЧАТЫЕ

Современные сумчатые обитают в Австралии, Южной и Северной Америке и имеют конвергентное сходство с высшими млекопитающими, отличаясь от последних отсутствием плаценты, рождением недоразвитых детенышей, которые донашиваются в специальной сумке, поддерживаемой сумчатыми костями. Температура у сумчатых не строго постоянна, но выше, чем у первозверей.

Время существования мел — ныне.

Подкласс EUTHERIA. ВЫСШИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ

Высшие млекопитающие занимают господствующее положение в фауне начиная с середины палеогена и являются наиболее высокоорганизованными и прогрессивными животными. Для них характерны наличие плаценты и молочных желез, высокообразованного мозга, постоянная высокая температура тела, смена молочных зубов постоянными.

Подкласс высших млекопитающих делится на большое число отрядов, из которых 14 полностью вымерли. Существенное геологическое значение имеют только некоторые из них.

Отряд насекомоядных объединяет самых примитивных и древних животных, известных с позднего мела. Насекомоядные дали начало всем другим отрядам высших млекопитающих.

Отряд хищных обособился от насекомоядных в начале палеогена. Для хищников характерны пятипалые конечности с когтями, хорошо развитые клыки и остробугорчатые коренные зубы. Древние хищники, существовавшие до миоцена, дали начало новым собако- и кошкообразным. Время существования палеоген — ныне. Представитель саблезубый тигр — род *Machairodus* (плиоцен — эоплейстоцен) (рис. 3.5, 2).

Группа копытных млекопитающих произошла от примитивных меловых насекомоядных. Они приспособились к жизни на открытых пространствах. Пальцы конечностей защищены копытами. Среди копытных обособляются парно- и непарнокопытные. Для непарнокопытных характерны усиление в развитии третьего пальца конечностей, отсутствие клыков, сильное развитие резцов и гребенчатые поверхности коренных зубов.

Из непарнокопытных наибольшее геологическое значение имеют семейства лошадей (эоцен — ныне) (рис. 3.5, 3) и носорогов (эоцен — ныне) (рис. 3.5, 4). Парнокопытные более разнообразны, они объединяют свинообразных, мозолоногих (верблюды, ламы) и жвачных (жирафы, олени, быки, антилопы). У парнокопытных третий и четвертый пальцы развиты одинаково. У жвачных отсутствуют клыки и верхние резцы и образуется диастема (широкий беззубый промежуток). У свинообразных и мозолоногих хорошо развиты клыки. В геологическом отношении наибольшую роль играют семейства верблюдов, быков и оленей. Время существования копытных эоцен — ныне.

Отряд хоботных, к которому относятся современные слоны, известен с эоцена. Хоботные это в основном крупные млекопитающие с массивными пятипалыми конечностями, крупной головой, несущей хобот и бивни. Время существования эоцен — ныне. Представители: род *Mastodon* (миоцен), род *Mammuthus* (плейстоцен) (рис. 3.5, 5).

Отряд приматов произошел в палеоцене от насекомоядных. Наиболее примитивные из приматов (полуобезьяны и долгопяты) известны с палеоцена, а обезьяны — с олигоцена. Узконосые обезьяны, обитающие в Африке и Южной Азии, включают современных человекообразных: гориллу, шимпанзе, орангутана и гиббона — и ископаемых: египтопитека, проконсула и рамапитека (рис. 3.6, 1—3). Человекообразных обезьян отличают высоко развитый (по сравнению с другими приматами) головной мозг, длинные руки и короткие ноги, у которых большой палец противопоставлен остальным.

Наиболее близкими к человеку являются австралопитеки, жившие в Африке в позднем плиоцене. Они занимают проме-

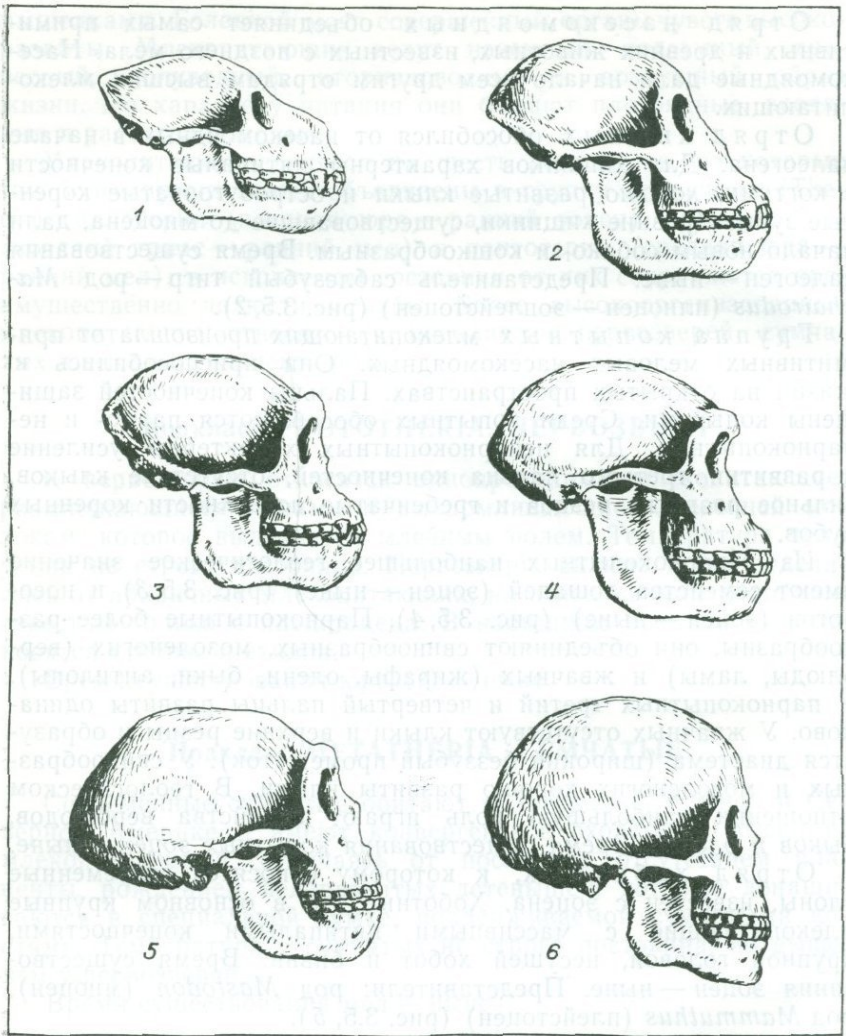


Рис. 3.6. Черепа ископаемых предков человека.

1 — египтопитек; 2 — проконсул африканский; 3 — рамапитек; 4 — *Homo habilis*; 5 — *Homo neanderthalensis*; 6 — *Homo sapiens sapiens*.

жуточное положение между человекообразными обезьянами и древнейшими людьми. Древнейшие люди архантропы (*Homo habilis*, рис. 3.6, 4) появились в Восточной Африке около 5,5 млн. лет назад и распространились на территории Европы и Азии. К ним относят питекантропов и синантропов, которые умели изготавливать каменные орудия и пользоваться огнем.

Древние люди палеоантропы (неандертальцы) существовали в середине плейстоцена, а неолиты (кроманьонцы *Homo sapiens*), распространившиеся на всех материках, кроме Антарктиды, появились в конце плейстоцена около 40 000 лет назад (рис 3.6, 5, 6). Все расы современного человека произошли от единых предков.

Глава 4. ПАЛЕОБОТАНИКА

В этом разделе ставится цель ознакомления в основном с породообразующими и имеющими стратиграфическое значение растительными органическими остатками. Разнообразие палеоботанических объектов определяет и различия в методике их изучения, в технике обработки остатков и в решении геологических задач.

Все растительные остатки, встречаемые в ископаемом состоянии, можно разделить на микро- и макрообъекты. К первым относят оболочки или панцири многих одноклеточных организмов (бактерий, водорослей), а также споры и пыльцу высших растений; ко вторым — листья, стебли, плоды и другие части высших растений. Водоросли являются предметом изучения альгологии (в том числе ее раздела — диатомового анализа). Палинология исследует споры и пыльцу (иногда этот предмет именуют спорово-пыльцевым анализом), имеющие особое значение для новейших отложений (кайнозоя, антропогена). Палеоботаника (в узком смысле) изучает макроскопические объекты, чаще листовые пластины.

Новейшая систематика растений предложена акад. А. Л. Тахтаджяном. Простейшие из растительных организмов, лишённые клеточного ядра, относятся к прокариотам, объединяющим подцарства бактерий и цианей (сине-зеленых). Истинные растения (наряду с животными и грибами) принадлежат эукариотам и включают подцарства багрянок, настоящих водорослей и высших растений.

ПРОКАРИОТЫ. ЦАРСТВО МУСНОТА. ДРОБЯНКИ

Дробянки — микроскопические организмы, одноклеточные или образующие нитчатые колонии. Энергию извлекают при помощи хемосинтеза (бактерии) или фотосинтеза (водоросли).

Подцарство BACTERIOBIONTA.

Бактерии

Одноклеточные хемосинтезирующие организмы. В ископаемом состоянии сохраняются оболочки клеток (чаще измененные). Обычно геологическая их роль приуменьшается, хотя многие виды бактерий являются активными породо- и рудообразователями (железо-, серобактерии и т. д.). Велико значение бактерий и как редуцентов органического вещества.

Возраст древнейших находок бактерий превышает 3 млрд. лет.

Подцарство CYANOBIONTA.

Цианеи (сине-зеленые водоросли)

Одноклеточные фотосинтезирующие организмы, иногда образующие нитчатые колонии. Размножаются делением. Слизистая оболочка клеток способствует осаждению карбоната кальция. Колониальные постройки имеют округлую, лепешковидную, коркообразную или кустистую форму и отчетливое слоистое строение. Встречающиеся в ископаемом состоянии колонии носят название строматолитов (рис. 4.1, 1) и онколитов (последние отличаются концентрическим строением и округлой формой). И те и другие имеют большое значение для стратиграфии докембрия. Неминерализованные оболочки одноклеточных (акритархи) широко распространены в глинистых породах. Цианеи в геологическом прошлом обитали в морях, ныне живут всюду, включая почву и снежный покров; являются древнейшими рифостроителями.

Время существования архей (самые древние находки — в слоях возрастом 3,5 млрд. лет) — ныне. Руководящее значение имеют для позднего протерозоя — раннего палеозоя.

ЭУКАРИОТЫ. ЦАРСТВО PLANTAE. РАСТЕНИЯ

Подцарство RHODOBIONTA. Багрянки (красные водоросли)

Многоклеточные растения, достаточно сложно устроенные, обычно прикрепленные к субстрату и обитающие в теплых морях. Их слоевище имеет различную форму и часто обладает способностью накапливать на своей поверхности карбонаты кальция и магния. По своему строению слоевище иногда напоминает ткани высших растений. Обызвестленные остатки багрянок хорошо сохраняются в ископаемом состоянии.

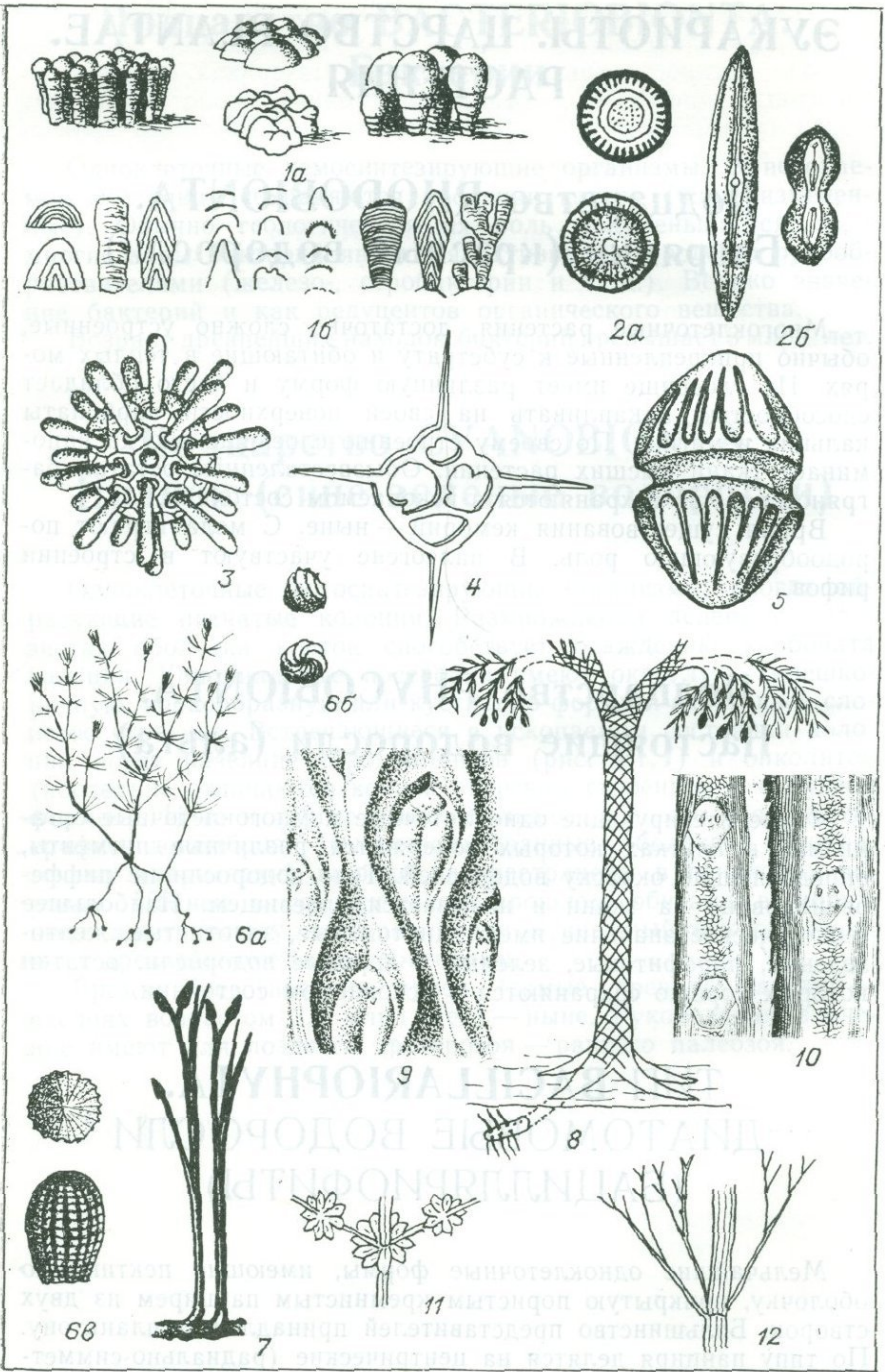
Время существования кембрий — ныне. С мела играют породообразующую роль. В палеогене участвуют в строении рифов.

Подцарство RHUCOBIONTA. Настоящие водоросли (альга)

Фотосинтезирующие одноклеточные и многоклеточные организмы, в клетках которых содержатся различные пигменты, определяющие окраску водорослей. Тело водоросли не дифференцировано на ткани и называется слоевищем. Наибольшее геологическое значение имеют диатомовые, золотистые, желто-зеленые, пирофитовые, зеленые и харовые водоросли, остатки которых хорошо сохраняются в ископаемом состоянии.

ТИП BACILLARIOPHYTA. ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ (БАЦИЛЛЯРИОФИТЫ)

Мельчайшие одноклеточные формы, имеющие пектиновую оболочку, прикрытую пористым кремнистым панцирем из двух створок. Большинство представителей принадлежит планктону. По типу панциря делятся на центрические (радиально-симмет-



ричные) и пеннатные (двусторонне-симметричные) (рис. 4.1, 2). Обитатели умеренных и холодных морей; с середины палеогена заселяют и пресноводные бассейны. Массовые скопления створок образуют диатомит, а на дне современных морей — диатомовые илы.

Время существования юра — ныне. Хорошие руководящие ископаемые.

ТИП CHRYSOPHYTA. ЗОЛОТИСТЫЕ ВОДОРОСЛИ (ХРИЗОФИТЫ)

Одноклеточные микроскопические водоросли, иногда образующие колонии. Относятся к планктону. Обитают в пресноводных бассейнах, редко — в морях. Наибольшее геологическое значение имеют обитатели морей — кокколитофориды (с раковиной из известковистых пластинок) и кремневые жгутиковые водоросли (рис. 4.1, 3, 4). Кокколитофориды участвуют в строении пшечего мела.

Время существования мел — ныне.

ТИП XANTHOPHYTA. ЖЕЛТО-ЗЕЛЕННЫЕ ВОДОРОСЛИ (КСАНТОФИТЫ)

Одноклеточные и колониальные водоросли, часто с окремненной оболочкой. Обитатели пресных водоемов, реже северных морей. Участвуют в строении сапропелитов и горючих сланцев.

Время существования карбон — ныне.

Рис. 4.1. Цианеи (1), водоросли (2—6), псилофитовые (7), ликоподнофиты (8—10) и эквисетофиты (11—12).

1 — строматолиты (1а — общий вид колоний, 1б — характер наложения); 2 — диатомеи (2а — центрические, 2б — пеннатные); 3 — кокколитофориды; 4 — кремневые жгутиковые водоросли; 5 — перидиния; 6 — харовые водоросли (6а — *Chara*, внешний вид; 6б — трохилик, оогоний, вид сбоку и вид снизу); 7 — *Rhynia* (внешний вид); 8 — лепидодендрон (реконструкция); 9 — кора лепидодендрона; 10 — кора сигиллярии; 11 — *Annularia*; 12 — *Asterocalamites*.

ТИП PYRRORHYTA. ПИРОФИТОВЫЕ ВОДОРОСЛИ (ПЕРИДИНЕИ)

Преимущественно морские, реже пресноводные, одноклеточные организмы; одни из важнейших компонентов фитопланктона. Оболочка клетки слагается из половинок, состоящих из целлюлозных пластинок, которые образуют скульптурированный панцирь (рис. 4.1, 5).

Время существования юра — ныне, особенно широко распространены с мела.

ТИП CHLOROPHYTA. ЗЕЛЕННЫЕ ВОДОРОСЛИ (ХЛОРОФИТЫ)

Представлены как одноклеточными, так и многоклеточными формами. Последние могут достигать крупных размеров. Обитатели морей нормальной солености. Наибольшее геологическое значение имеют мутовчатые сифонеи, одноклеточное (но многоядерное) слоевище которых имитирует облик высшего растения. Поверхность слоевища обычно обызвествляется.

Время существования кембрий — ныне, широко развиты в ордовике, силуре и триасе. В мезозое становятся породообразователями.

ТИП CHAROPHYTA. ХАРОВЫЕ ВОДОРОСЛИ (ХАРОФИТЫ)

Хвощеобразные многоклеточные водоросли, нижняя часть которых погружена в воду (рис. 4.1, 6а). В геологическом прошлом обитали на морском мелководье, сейчас живут в пресных и солоноватоводных бассейнах. В ископаемом состоянии хорошо сохраняются oogонии (женские половые органы) округлой или овальной формы, состоящие из нескольких клеток.

Время существования девон — ныне. Нередко имеют стратиграфическое значение. Типичные девонские представители: *Trochiliscus* и *Sycidium* (рис. 4,1, 6б, 6в).

Подцарство EMBRYOBIONTA.

Высшие растения

Для высших растений характерны дифференциация тела на ткани, членение на органы (корень, стебель, листья) и наличие бесполого (спорофиты) и полового (гаметофиты) поколений. По типу размножения высшие растения подразделяются на споровые и семенные.

Для споровых характерна хорошо выраженная смена полового и бесполого поколений. Вместилища спор — спорангии растений, расположенные обычно на листьях, рассеивают споры, которые при прорастании дают начало гаметофиту. На нем образуются женские и мужские половые органы (археогонии и антеридии). Из оплодотворенной сперматозоидом яйцеклетки развивается спорофит. Промежуточное положение между типичными споровыми и семенными растениями занимают разноспоровые, у которых развиваются два типа спор (мега- и микроспоры).

У семенных растений мегаспора прорастает внутри семезачатка и превращается в эндосперм с археогониями. Микроспоры (пыльца), попадая на семезачаток, оплодотворяют яйцеклетку, которая затем вместе с эндоспермом дает семя.

Существует несколько систем классификации высших растений. Нами принимается систематика, разработанная А. Л. Тахтаджяном (с некоторыми изменениями), причем приводится характеристика только геологически наиболее важных таксонов.

ТИП RHYNIIOPHYTA.

ПСИЛОФИТОВЫЕ (РИНИОФИТЫ)

Древнейшие наземные или полуводные растения с неотчетливым делением на органы. Корневая система не развита, обычно ее функцию выполняет подземный стебель (корневище), снабженный ризоидами — волосками, которые служат для прикрепления в почве и всасывания влаги. От стебля отходят дихотомически ветвящиеся голые или покрытые зачаточными листьями (шипами) побеги.

Время существования силур — средний девон. Имеют руководящее значение. Типичный представитель род *Rhynia* (рис. 4.1, 7).

А ТИП ЛУСОРОДИОРНУТА. ПЛАУНОВИДНЫЕ (ЛИКОПОДИОФИТЫ)

Современные травянистые и древние древовидные разноспоровые растения. Настоящие корни обычно отсутствуют, и их роль выполняют ризоиды. Поверхность стебля покрыта листьями — филлоидами. Спорангии располагаются на верхней стороне листа или в его пазухе; иногда они собраны в спороносные шишки — стробилы. У древовидных форм развит специализированный образовательный (камбиальный) слой, что и объясняет наличие вторичного утолщения стебля с хорошо развитой корой.

Время существования ранний девон — ныне. Характерные роды: *Lepidodendron* (с корой, покрытой продольными ромбовидными подушками) — карбон — ранняя пермь, *Sigillaria* (кора без листовых подушек) — средний карбон — ранняя пермь (рис. 4.1, 8—10).

ТИП EQUISETОРНУТА. ХВОЩЕВИДНЫЕ (ЧЛЕНИСТОСТЕБЕЛЬНЫЕ — ЭКВИСЕТОФИТЫ)

Травянистые и древовидные растения. Корневище обычно горизонтальное, стебель делится узлами на междоузлия. Кора стебля гладкая или ребристая. Листья и боковые побеги расположены мутовчато, на узлах. Сердцевина стебля обычно рыхлая, разрушающаяся, поэтому стебель бывает полым. Стробилы расположены на верхушке основного стебля или его боковых побегов.

Хвощевидные включают следующие основные порядки (отряды).

Клинолистниковые имеют тонкие продольно-ребристые стебли и обычно клиновидные листья. Время существования поздний карбон — ранняя пермь.

Астерокаламитовые — деревья со стволом, покрытым продольными плоскими ребрами, продолжающимися в соседних междоузлиях. Время существования поздний девон — ранний карбон.

Каламитовые — древесные формы с гладкими или ребристыми стволами. Листья от линейных (род *Asterocalamites*) до мутовчатых (род *Annularia*) (рис. 4.1, 11, 12). Время существования средний карбон — ранняя пермь.

Хвощевые — травянистые растения с ребристыми междоузлиями, редуцированными листьями, сросшимися в трубку над узлом, и шишкообразными стробилами на верхушках главных ветвей. Время существования ранняя пермь — ныне.

ТИП POLYPODIORHUTA. ПАПОРОТНИКОВИДНЫЕ (ПОЛИПОДИОФИТЫ)

Травянистые до древовидных растения со сложными листьями — вайями, составляющими основную часть растения, со слабо развитым стеблем и настоящими корнями. Размножаются спорами. Чередование поколений отчетливое. Спорангии располагаются на разных частях растения: на краю или нижней поверхности листьев, на спороносных побегах.

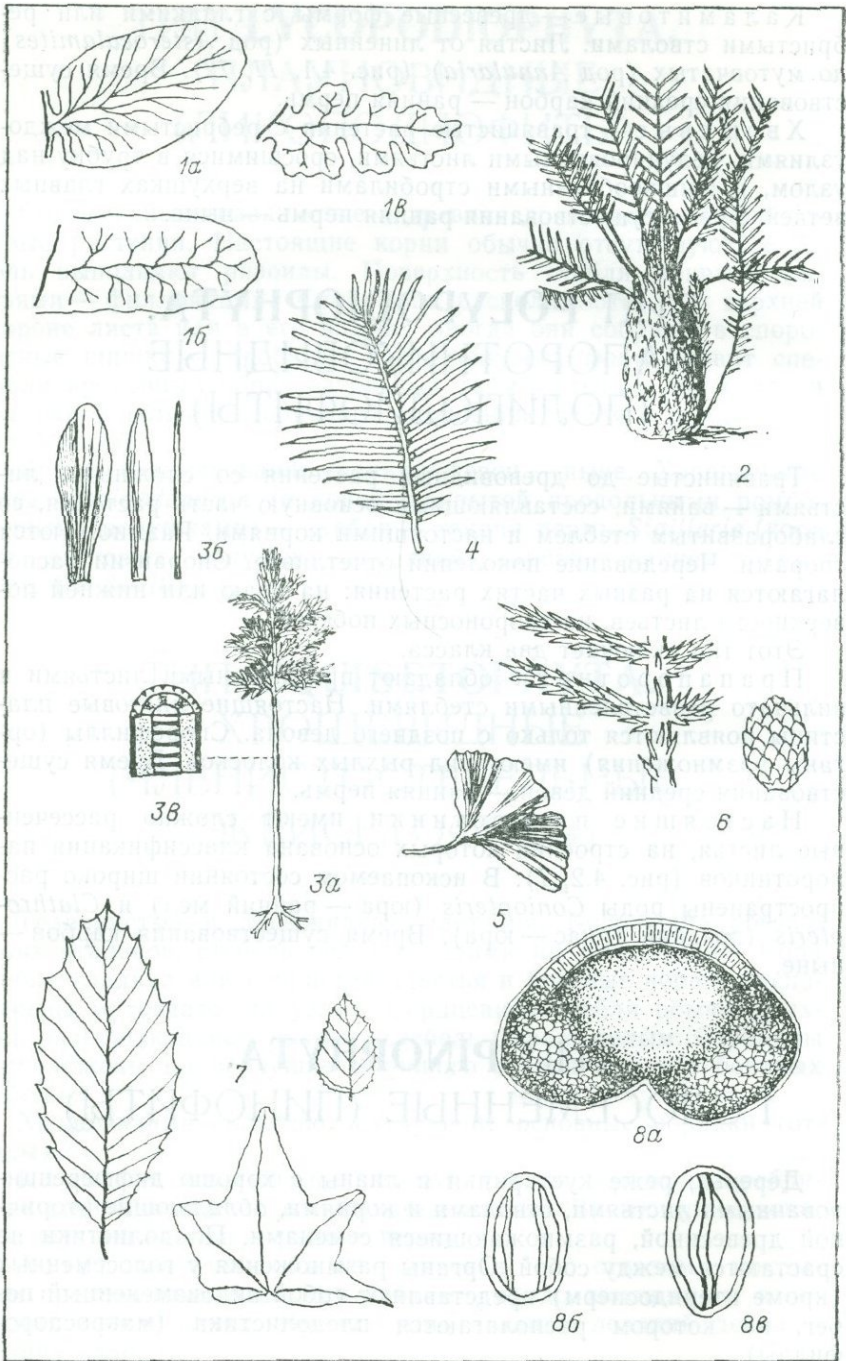
Этот тип включает два класса.

Прапапоротники обладают примитивными листьями и вильчато разветвленными стеблями. Настоящие листовые пластины появляются только с позднего девона. Спорофиллы (органы размножения) имеют вид рыхлых колосков. Время существования средний девон — ранняя пермь.

Настоящие папоротники имеют сложно рассеченные листья, на строении которых основана классификация папоротников (рис. 4.2, 1). В ископаемом состоянии широко распространены роды *Coniopteris* (юра — ранний мел) и *Clathropteris* (поздний триас — юра). Время существования карбон — ныне.

ТИП PINORHUTA. ГОЛОСЕМЕННЫЕ (ПИНОФИТЫ)

Деревья, реже кустарники и лианы с хорошо дифференцированными листьями, стволами и корнями, обладающие вторичной древесиной, размножающиеся семенами. Плодолистики не срастаются между собой. Органы размножения у голосеменных (кроме птеридосперм) представляют собой видоизмененный побег, на котором располагаются плодолистики (макроспорофиллы).



Время существования поздний девон — ныне. Наиболее примитивным представителем голосеменных является археоптерис (поздний девон), обладающий типичной для голосеменных древесной и органами размножения, как у разноспоровых папоротников.

Пинофиты включают несколько порядков (отрядов).

Птеридоспермы (семенные папоротники) обладают папоротникообразными листьями. Семена располагаются на концах побегов. Вайи (листья) птеридосперм часто бывает трудно отличить от вайев папоротников. Наиболее типичны роды *Callipteris* (пермь) и *Neuropteris* (карбон — пермь). Им родственны глоссоптерис и кейтония. Время существования поздний девон — юра (расцвет в карбоне — перми).

Беннетитовые — низкие древовидные растения с клубковидным или бочонкообразным стволом, покрытым рубцами от опавших цельных или простоперистых листьев, с шишками, напоминающими цветок покрытосеменных. В основу классификации положены особенности листьев. Время существования карбон — мел (расцвет в позднем триасе — раннем мелу).

Цикадовые, или саговые, — древовидные растения с коротким стволом, увенчанным пучком листьев от цельных (у ископаемых форм) до перистых (род *Zamites*). Время существования триас — ныне (рис. 4.2, 2, 4).

Кордаитовые обычно представлены высокими (до 30 м) деревьями с гладкими и относительно тонкими стволами, ветвящимися у вершин (рис. 4.2, 3). Листья эллиптические или ланцетовидные с почти параллельным жилкованием. Шишки (стробилы) однополые, рыхлые. Основные углеобразователи умеренного пояса позднего палеозоя в Северном полушарии. Время существования карбон — триас.

Гинкговые включают листопадные деревья с веерообразной пластинкой листа (цельной или рассеченной) (рис. 4.2, 5). Время существования поздняя пермь — ныне (расцвет в позднем триасе — раннем мелу).

Хвойные — наиболее многочисленные представители голосеменных. Это преимущественно деревья (иногда очень крупные, например метасеквойя), реже кустарники. Листья у них мелкие, цельные, иглообразные или чешуйчатые, редко широкие. Шишки (стробилы) однополые. Хвойные — доминирующая

Рис. 4.2. Полиподнофиты (1), пинофиты (2—6), магнolioфиты (7—8).
1 — папоротниковые листья, классифицируемые искусственно (1а — *Neuropteris*, 1б — *Pecopteris*, 1в — *Sphenopteris*); 2 — цикадовые (реконструкция); 3 — *Cordaites* (3а — реконструкция растения, 3б — типы листьев, 3в — разрез ствола); 4 — *Zamites*, лист; 5 — *Ginkgo*, лист; 6 — *Lebachia*, справа — шишка; 7 — листовые пластины цветковых; 8 — пыльца некоторых наземных растений (8а — сосна, 8б — береза, 8в — дуб).

группа растений начиная с перми (появились в позднем карбоне). В перми и триасе были распространены лебахиевые и вольциевые (рис. 4.2, 6); с триаса донныне известны сосновые, кипарисовые и араукариевые; с позднего мела донныне — ель, пихта, секвойя, метасеквойя, таксодиум и др.

ТИП MAGNOLIOPHYTES. ЦВЕТКОВЫЕ (МАГНОЛИОФИТЫ)

Наиболее многочисленные растения, составляющие ныне господствующую группу (более 300 000 видов), распространенные повсеместно, представленные различными экологическими типами (деревья, кустарники, травы, лианы, водные растения и т. п.). Высота самых крупных растений — до 150 м (эвкалипт). Цветковые растения характеризуются высокоразвитой проводящей тканью — настоящими сосудами; органами размножения, собранными в цветок; семенами, заключенными в плод. В ископаемом состоянии чаще всего встречаются отпечатки листьев, плоды, пыльца (рис. 4.2, 7, 8).

Цветковые делятся на два класса — двудольных и однодольных.

Двудольные составляют большинство покрытосеменных (более 200 000 видов). К ним принадлежат практически все деревья и кустарники, а также большинство трав. Основными отличиями являются двудольный зародыш, концентрическое расположение сосудопроводящих пучков в стебле (стволе), развитие камбия, дифференцированные на пластинку и черешок листья; части цветка обычно кратны пяти. В раннем мелу появились тополь, ива, дуб; в позднем — орех, бук, клен; в палеогене — береза, ольха, вяз.

Однодольные, появившись в раннем мелу, уже в позднем мелу стали доминировать в растительном покрове. Это травянистые растения с одной семядолей, слабо дифференцированными листьями с ровными краями, со стеблем без вторичного утолщения; число частей цветка кратно трем. К однодольным относятся злаки, пальмы, зостера.

Геологическое значение растений. Многие бактерии, цианеи и водоросли являются пороодообразующими и даже рифостроящими (цианеи) организмами. Высшие растения играют основную роль в угле- и торфообразовании, в процессах формирования почв. Растения поставляют в атмосферу кислород, поглощают углекислый газ, являются начальным звеном во всех пищевых цепях. Велика и стратиграфическая роль растений.

Раздел I

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Глава 5. МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ. УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

Образующиеся на земной поверхности осадочные и вулканические породы дают значительную часть добываемых человеком полезных ископаемых или контролируют их размещение. Поскольку эти породы формировались в конкретной географической обстановке, выяснение природных условий их образования необходимо не только для познания геологической истории Земли, но и для прогноза полезных ископаемых.

Естественным введением в палеогеографию является учение о фациях. Термин «фация» был впервые предложен швейцарским геологом А. Грессли в 1838 г. для различных по облику (*facies* — лицо) разновозрастных отложений. Д. В. Наливкин [Учение о фациях. Т. 1. 1955 г.] подчеркивает, что фация — единица ландшафта, т. е. понятие географическое или палеогеографическое. Этому пониманию фации отвечает предложенное Б. П. Марковским определение: *фация* — участок земной поверхности с присущим ему комплексом физико-географических условий, определяющих как неорганические, так и органические процессы на данном участке в данное время. Д. В. Наливкин указывает, что в палеогеографии фация такая же основная систематическая единица, какой в зоологии является вид.

Фации геологического прошлого выясняются по горным породам, содержащим в себе информацию о физико-географических условиях, в которых они отлагались. Многие говорят о фации поверхность напластования слоев, на которой сохраняются те или иные признаки древнего ландшафта. Примеры фаций: скалистый обрывистый морской берег выше волноприбойной зоны, заболоченная прибрежная часть пресноводного озера, береговой вал на пляже. К подобным определениям добавляется указание места и времени существования фации.

Фациальный анализ — это комплексные исследования с целью определения фаций прошлого; он складывается из биофациального и литофациального анализов, а также из тщательного изучения общегеологических данных (площади распространения отложений, их мощности, переходов по простираанию и т. д.).

Биофациальный анализ заключается в определении фаций на основе изучения органических остатков и следов жизнедеятельности организмов. Для проведения такого исследования необходимо иметь представление об условиях жизни растений и животных, об основных факторах, определяющих их распространение и развитие. Этому помогают экология и палеоэкология, выясняющая взаимоотношения когда-то существовавших организмов с окружающей их средой.

Известно, что наилучшие условия для захоронения и сохранения остатков организмов создает водная среда. Поэтому большая часть органических остатков геологического прошлого принадлежит организмам, обитавшим в воде. Расселение организмов в воде определяют следующие основные условия: соленость, глубина, свет, температура, газовый режим, движение воды, характер грунта.

Соленость бассейнов определяется количеством граммов соли в одном литре воды и измеряется в промилле ($1\text{‰} = 1\text{ г/л}$). В настоящее время соленость Мирового океана 35‰ . Соленость открытых морей приближается к этому значению. Моря внутренние, глубоко вдающиеся в континент, отличаются пониженным или повышенным содержанием соли. Так, соленость Красного моря 43‰ ; Черного до 23‰ ; Каспийского до 17‰ ; Балтийского до 9‰ . По солености современные бассейны подразделяют на морские, ненормальной солености (солонатоводные, осолоненные) и пресноводные. Морские бассейны имеют соленость $15\text{—}45\text{‰}$, среди них выделяют моря нормальной солености (близкой к 35‰). У пресноводных бассейнов соленость ниже $0,5\text{‰}$, солонатоводных $0,5\text{—}15\text{‰}$, осолоненных свыше 45‰ .

Соленость древних бассейнов и состав солей в них отличались от современных, но и тогда существовали моря и бассейны ненормальной солености. Наиболее разнообразное и богатое население характеризует моря нормальной солености. Изменение солености приводит к сокращению числа видов. Так, в Средиземном море (соленость $35\text{—}38\text{‰}$) число обитающих в нем видов превышает 8000, а в Азовском море (соленость до 16‰) количество видов сокращается в $15\text{—}20$ раз. В бассейнах ненормальной солености условия благоприятны для немногих видов, однако при этом может резко возрастать их продуктивность. Для таких бассейнов часто характерны бедность видами и богатство особями. Изменение солености приводит к «угнетенному» облику фауны: уменьшаются размеры раковины (например, *Cardium edule* в Кильской губе имеет длину 44 мм, а в Ботническом заливе всего 18 мм), раковины становятся тоньше, упрощается их скульптура.

По отношению к солености организмы делятся на *эвригалинные* и *стеногалинные*. Эвригалинные организмы выдержи-

вают заметные изменения солености, стеногалинные живут в водах только определенной солености. К стеногалинным обитателям морей нормальной солености относятся колониальные кораллы, иглокожие, головоногие моллюски, брахиоподы, трилобиты. Только единичные представители перечисленных групп могли переносить изменение солености. Пресноводными являются двустворки *Unio*, *Dreissena*, гастроподы *Limnaea*, *Viviparus*, *Planorbis*. Эвригалинные группы составляют пелециподы (двустворчатые моллюски), гастроподы (брюхоногие моллюски), мшанки, ракообразные, черви, водоросли, бактерии. Наиболее выносливы последние четыре группы. Однако некоторые представители перечисленных групп не выносят изменения солености. Так, пелециподы *Hippurites*, *Diceras* жили только в морях нормальной солености. По органическим остаткам стараются выяснить, в каком по солености бассейне обитали животные.

Глубина бассейна играет самую важную роль. С ростом глубины уменьшается освещенность, возрастает давление (через каждые 10 м глубины давление увеличивается на 10^5 Па), изменяется газовый режим; температура воды на больших глубинах низкая и практически постоянная. Для жизни растений и животных наиболее благоприятны небольшие глубины. С увеличением глубины число видов и количество биомассы значительно уменьшаются. По данным В. Г. Богорова, в настоящее время биомасса зообентоса на абиссали (глубина 5—6 км) в центральных районах океана составляет 1—2 мг/м², что в 100—200 тыс. раз меньше, чем на шельфе (до глубины 200 м), где сосредоточено 82,6 % всей биомассы бентоса. По данным М. Е. Виноградова, 65 % всей биомассы планктона находится в толще воды на глубине до 500 м.

Глубоководные животные обладают рядом особенностей, при перемещении в верхние слои воды они гибнут. Однако многие организмы могут двигаться в толще воды по вертикали (например, рыбы, головоногие моллюски). Некоторые современные планктонные организмы опускаются во время штормов в спокойные воды глубин; другие не переносят дневного света и днем уходят в неосвещенные глубины.

Определить глубину древних бассейнов чрезвычайно сложно, о ней можно судить только по оставшимся на месте (неперенесенным) остаткам бентосных организмов. На небольших глубинах обитали водные растения и разнообразные рифостроители: известкывыделяющие водоросли (строматолиты), археоциаты, строматопораты, кораллы. Массовые поселения брахиопод и двустворок характерны для морского дна. На мелководье располагались брахиоподовые и пелециподовые банки, заросли морских лилий.

Свет необходим для фотосинтеза растений. Наиболее освещены верхние 10 м водной толщи. Развитие растительности

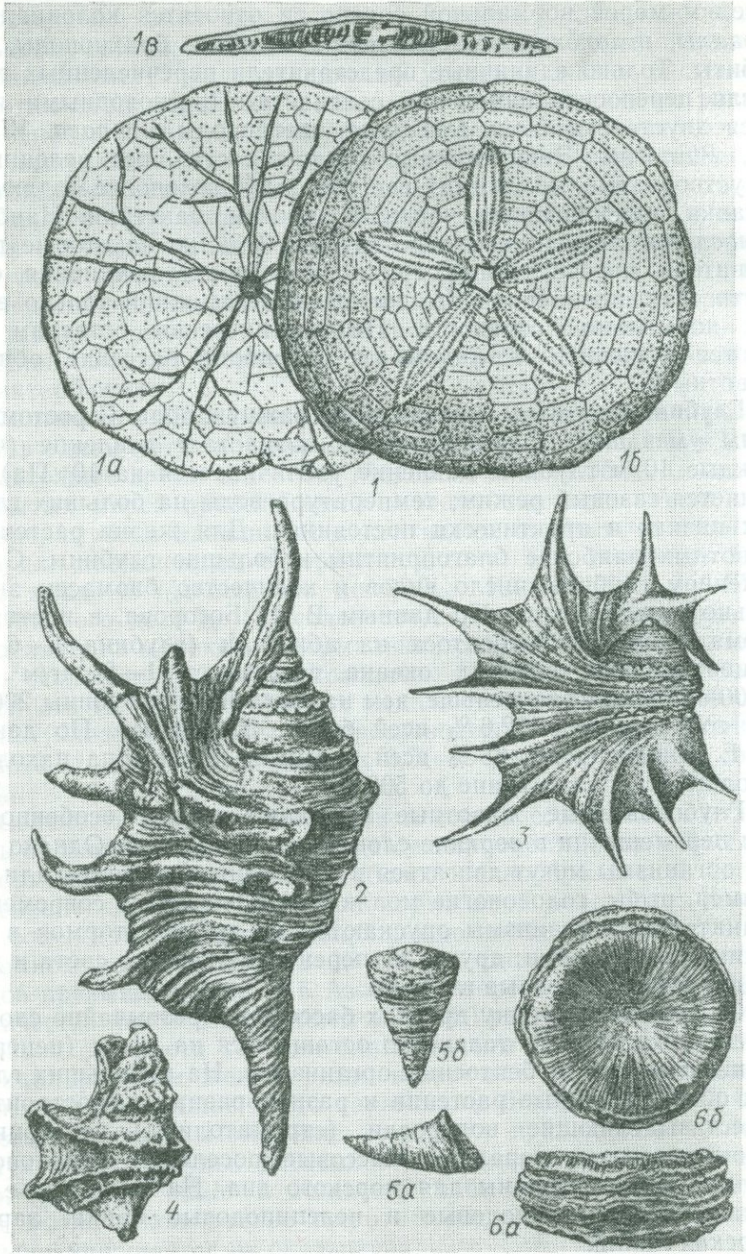


Рис. 1. Диатомы: 1а, 1б — круглые диатомы с радиальной пористостью; 1 — эллипсоидальная диатомовая палочка; 2 — многолопастная диатомовая палочка с шипами; 3 — многолопастная диатомовая палочка с шипами; 4 — многолопастная диатомовая палочка с шипами; 5а, 5б — мелкие диатомы; 6а — стопка диатомовых пластинок; 6б — круглая диатомовая палочка с радиальной пористостью.

в освещенных верхних слоях воды (до глубины 50—80 м) и на мелководье приводит к тому, что здесь существует наиболее богатый животный мир, представленный растительноядными формами, разнообразными хищниками, трупоедами и илоедами. На глубине свыше 200 м царит фактически полный мрак. Проникновение солнечного света на глубину зависит от прозрачности воды и широты места. В Средиземном море белый диск, опущенный в воду, виден до глубины 60 м, в Белом до 8—9 м, в Азовском до 3 м, а в летнее время из-за массового развития одноклеточных водорослей видимость снижается до 10—12 см.

Температура воды на небольших глубинах определяется географическим положением (широтой) местности, временем года, действием течений. Вода отличается большей термостабильностью, чем воздух, у нее низкая теплопроводность. В бассейнах существует «температурная слоистость». Так, зимой холодные воды располагаются подо льдом на более теплых, а летом более легкие прогретые воды находятся сверху. Подобные условия благоприятны для обитателей водной среды. В Мировом океане наивысшая температура воды 36 °С (в тропической зоне), наиболее низкая — от 0 до -2 °С. Все глубинные области океанов заполнены холодными водами.

Выделяют *эвритермные* и *стенотермные* организмы. Пример *стенотермных* организмов — колониальные кораллы, которые живут при температуре не ниже 20 °С. В теплых морях известны раковины животных более толстые, массивные, с богатой скульптурой. Растворимость карбоната кальция выше в холодной воде, поэтому осадки холодных вод бедны им и раковины обитающих в них животных тонкие, с простой скульптурой. Более богатая и разнообразная в видовом отношении фауна характерна для морей тропиков.

Газовый режим, особенно содержание кислорода, углекислого газа и сероводорода, имеет большое значение для водного населения. Кислород поступает из атмосферы и выделяется фотосинтезирующими растениями; он необходим для нормальной жизнедеятельности организмов. Углекислый газ выделяется в воду организмами и поступает сюда во время вулканической деятельности. Он потребляется фото- и хемосинтезирующими организмами и расходуется на химические соединения. С повышением температуры и солености нормальное содержание углекислого газа в воде снижается. В высоких концентрациях

Рис. 5.1. Обитатели рыхлого грунта [Марковский Б. П., 1966 г.]
1 — дисковидный морской еж обтекаемой формы (а — вид снизу, б — вид сверху, в — вид сбоку); 2—4 — раковины гастропод с выростами наружной губы, играющими роль якоря; 5 — одиночный четырехлучевой коралл кальцеола, лежащий боковой стороной на дне (а — вид сбоку, б — вид сверху); 6 — одиночный четырехлучевой коралл, лежащий на дне основанием (а — вид сбоку, б — вид сверху).

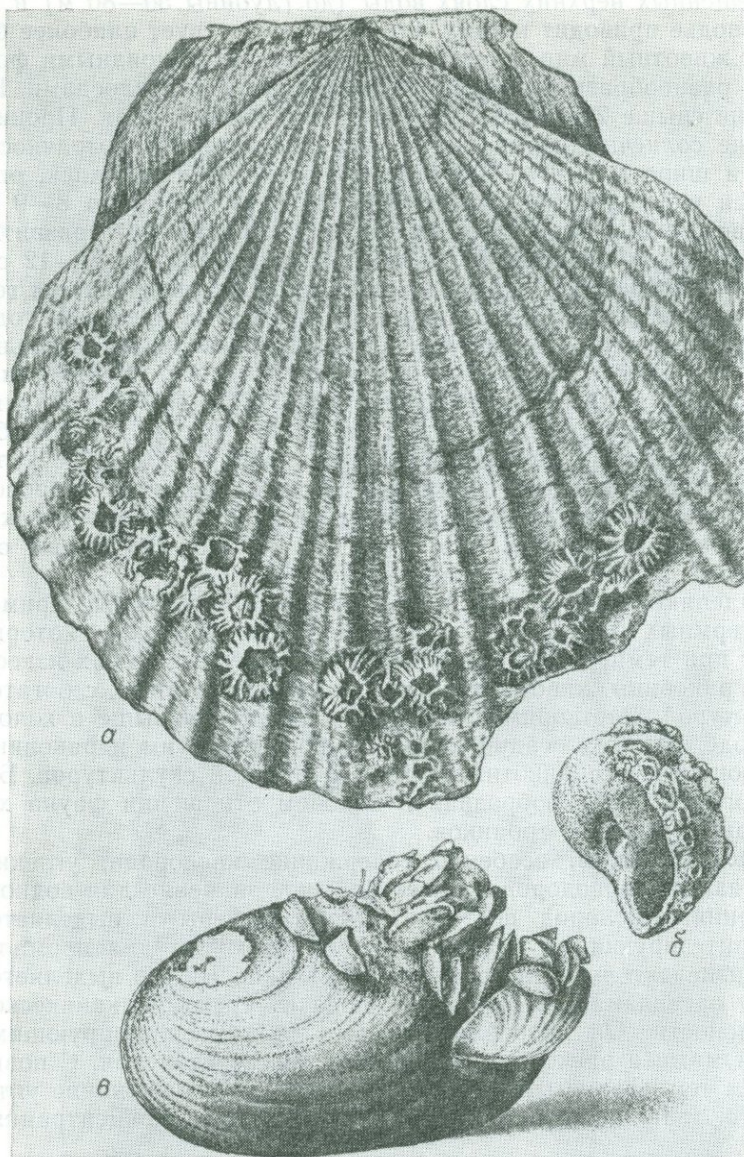


Рис. 5.2. Закономерное взаимное расположение раковин баянусов и дрейссен [Марковский Б. П., 1966 г.].

а — створка пектена (свободно лежащей на рыхлом грунте формы) с раковинками баянусов; *б* — баянусы на краю наружной губы хищной гастроподы латйки; *в* — группа дрейссен, прикрепившаяся к оставшейся не погруженной в грунт задней части пресноводной двустворки.

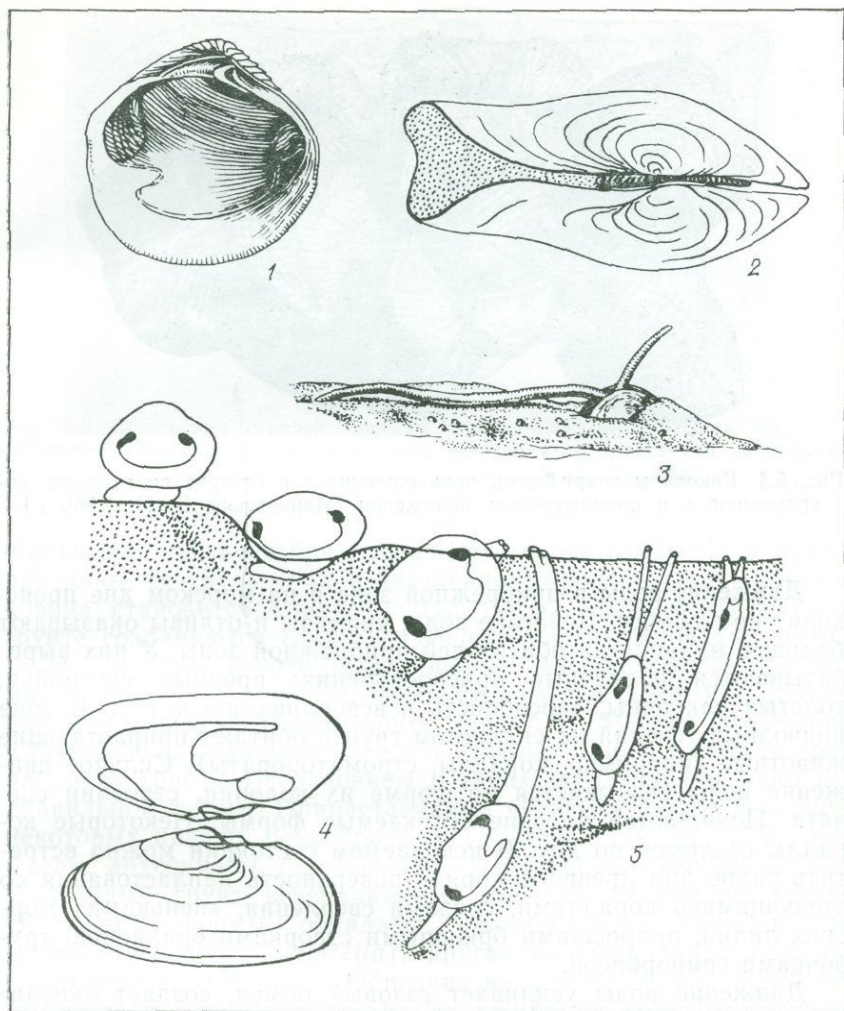


Рис. 5.3. Углубляющиеся и зарывающиеся двустворки [Марковский Б. П., 1966 г.].

1 — мало углубляющаяся (неглубокий мантийный синус внутри раковины); 2—4 — глубоко зарывающиеся: 2 — с зиянием на заднем конце, откуда выступают не помещающиеся внутри раковины сифоны, 3 — с выступающими из грунта сифонами (по вытянутому сифону поступают питательные вещества, анальный сифон направлен вверх), 4 — с глубоким мантийным синусом; 5 — зарывающиеся на разную глубину.

углекислый газ ядовит, поэтому многие родники, пересыщенные углекислотой, лишены жизни. Сероводород образуется в водных бассейнах в результате деятельности бактерий. Для водных животных сероводород смертелен.

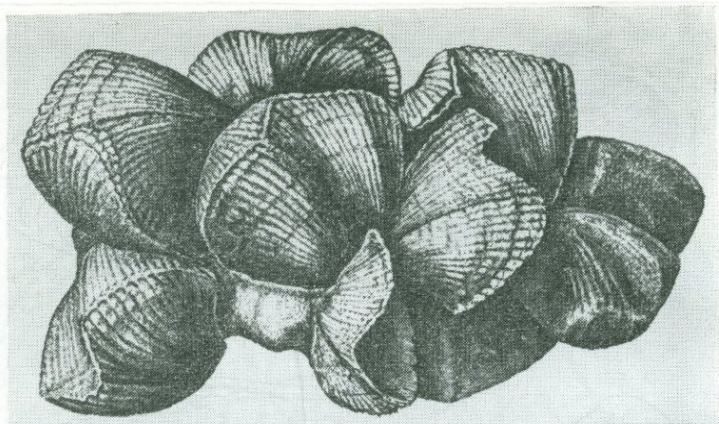


Рис. 5.4. Раковины спириферид, прикрепившихся к створке пелециподы, сохранившиеся в прижизненном положении [Марковский Б. П., 1966 г.].

Движение воды в прибрежной зоне и на морском дне происходит по-разному. Действие волн, приливы и отливы оказывают большое влияние на обитателей прибрежной зоны. У них вырабатываются различные приспособления: прочные постройки, толстые раковины, способность к всверливанию и т. п. В зоне подводных течений на скалистом грунте обитают прирастающие животные (например, кораллы, строматопораты). Сильное движение воды сказывается на форме их колоний, строении скелета. Появляются плоские обтекаемые формы. Некоторые кораллы стелются по дну. В ископаемом состоянии можно встретить такое дно древнего моря — поверхность напластования со стелющимися кораллами, следами сверления, «пеньками» морских лилий, приросшими брюшными створками брахиопод, трубочками спирорбисов.

Движение воды усиливает газовый обмен, создает окислительную среду, в противном случае возникает восстановительная обстановка. В застойной среде у дна бассейна часто развивается сероводородное заражение; для таких условий характерно обогащение осадка органическим веществом.

Характер грунта определяет расселение донных животных (бентоса). Для обитания на рыхлом грунте вырабатываются особые приспособления (рис. 5.1, 5.2). Так, у морских лилий появляются образования, напоминающие корни; свободно лежащая широкая плоская или слабовыпуклая раковина моллюсков (например, *Pecten*) и брахиопод не погружается в грунт. Подобной цели служат иглы у некоторых морских ежей, широкий лимб у трилобитов, а также шипы, иглы, выросты на раковинах брахиопод, двустворок, гастропод. У зарывающихся пол-

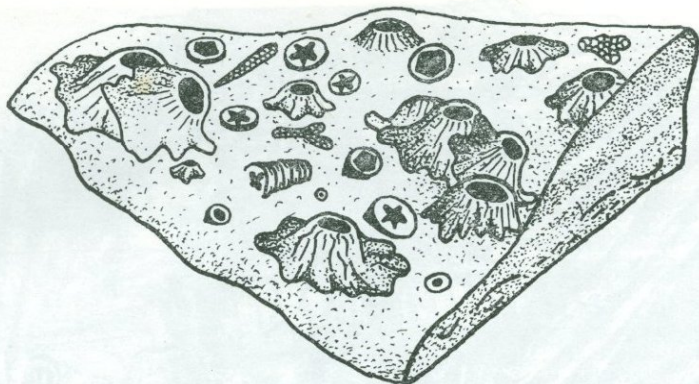


Рис. 5.5. Основания стеблей морских лилий, прикрепившихся к твердому субстрату. Поверхность напластования силурийского известняка. Сибирская платформа, р. Мойеро (зарисовка А. Я. Бергера).

ностью или частично брахиопод и двустворок изменяются форма раковины, ее скульптура и внутреннее строение (рис. 5.3); раковина становится длиннее (*Mya*, *Solen*, *Lingula*). В рыхлом грунте сохраняются следы жизнедеятельности илоядных форм.

На твердом грунте живут формы, прирастающие при помощи цемента. У морской лилии утолщается основание стебля, напоминающее усеченный конус (рис. 5.5). Многие двустворки и брахиоподы образуют тесные поселения, банки, нарастая друг на друга (рис. 5.4); раковины в таких скоплениях обычно неправильной формы. Прирастающими являются также раковины некоторых низших ракообразных (*Balanus*) (см. рис. 5.2). Кораллы, археоциаты, строматопораты растут на твердом грунте. В твердый грунт всверливаются разнообразные камнеточцы. Некоторые формы обладают способностью присасываться к твердому грунту (*Patella*), другие подвешиваются при помощи биссуса (*Mytilus*). Обитание на определенном грунте отражается в твердых скелетных элементах, поэтому, изучая остатки бентосных форм, получают представление о характере грунта, на котором они жили.

Проведение биофациального анализа начинают с определения характера захоронений органических остатков — *ориктоценозов* (*oryktoz* — ископаемое, *koinos* — общий). Обычно различают два типа захоронений. Под *ископаемым биоценозом* понимают захоронение органических остатков на месте обитания самих организмов, т. е. в этом случае органические остатки не подвергались переносу (см. рис. 5.4, 5.5). *Танатоценоз* (*thanatocenos* — смерть) — результат переноса; здесь органические остатки связаны друг с другом лишь общим местом захоронения, а не обитания (рис. 5.6, 5.7).



Рис. 5.6. Танатоценоз [Марковский Б. П., 1966 г.].

На поверхности напластования видны ориентированные подводным течением иглы морских ежей, фрагменты их скелета, створка брахиоподы. Средний карбон, Подмосковье.

При выяснении типа захоронений изучается сохранность окаменелостей, их сортировка, ориентировка, а также комплекс органических остатков. Сохранность органических остатков нарушается в процессе переноса: скелетные элементы разъединяются, разрушаются, обламываются, окатываются, иногда превращаются в мелкие обломки. При переносе органические остатки сортируются по размеру и весу (массе). При отсутствии переноса остаются на месте крупные (взрослые) и мелкие (молодые) экземпляры. В результате переноса скелетные элементы принимают наиболее устойчивое положение: вытянуты параллельно движению, раковины ориентированы выпуклой створкой вверх и т. д. На танатоценоз указывает совместное захоронение остатков животных, обитавших в разных условиях (например, раковин камнеточцев вместе с остатками морской фауны рыхлого грунта или с наземными растениями).

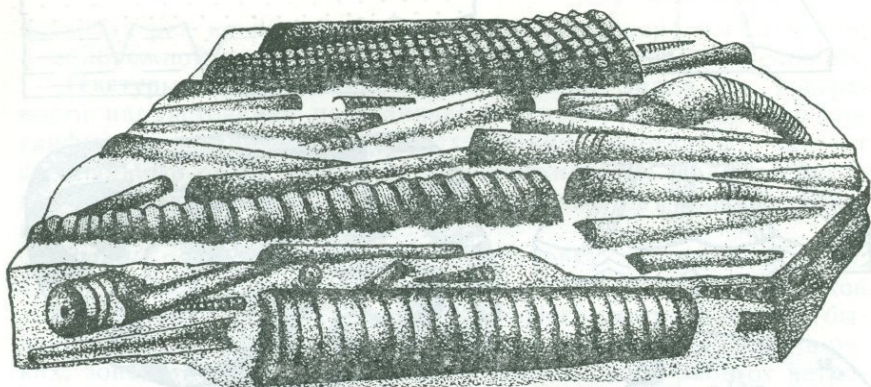


Рис. 5.7. Танатоценоз.

Намыв раковин разнообразных ортоцератитов, ориентированных движением воды в прибрежной части моря. Базальные слои силура, Сибирская платформа, р. Мойеро (зарисовка А. Я. Бергера).

Наибольшую ценность для фациального анализа представляют биоценозы; по танатоценозам определяют обстановку захоронения. Определив характер захоронения и зная условия жизни животных или растений, остатки которых содержатся в горной породе, можно сделать обоснованное предположение об условиях образования этой породы.

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Литофациальный анализ состоит в определении фаций по текстурным и структурным особенностям пород.

Слоистые текстуры. Отложения подразделяются на слоистые и массивные (неслоистые). Отсутствие слоистости говорит об осадкообразовании в постоянных условиях. Слоистость указывает на отложение в среде с менявшимся режимом осадконакопления. Выделяют два основных типа слоистости: параллельную и косую. Параллельная слоистость состоит в чередовании слоев и слоев с параллельными друг другу поверхностями напластования. Она формируется при выпадении осадка в спокойной водной среде. Параллельная слоистость может быть простой линейной и прерывистой, равномерной и неравномерной, ритмичной (рис. 5.8). Косая слоистость характеризуется сериями слоев, расположенных косо по отношению к межсерийным швам или к границам почвы и кровли пластов. Она свидетельствует о накоплении осадка при движении воды и при ветре. Различают разнонаправленную и однонаправленную слоистость. Косая слоистость характерна для отложений, образовавшихся

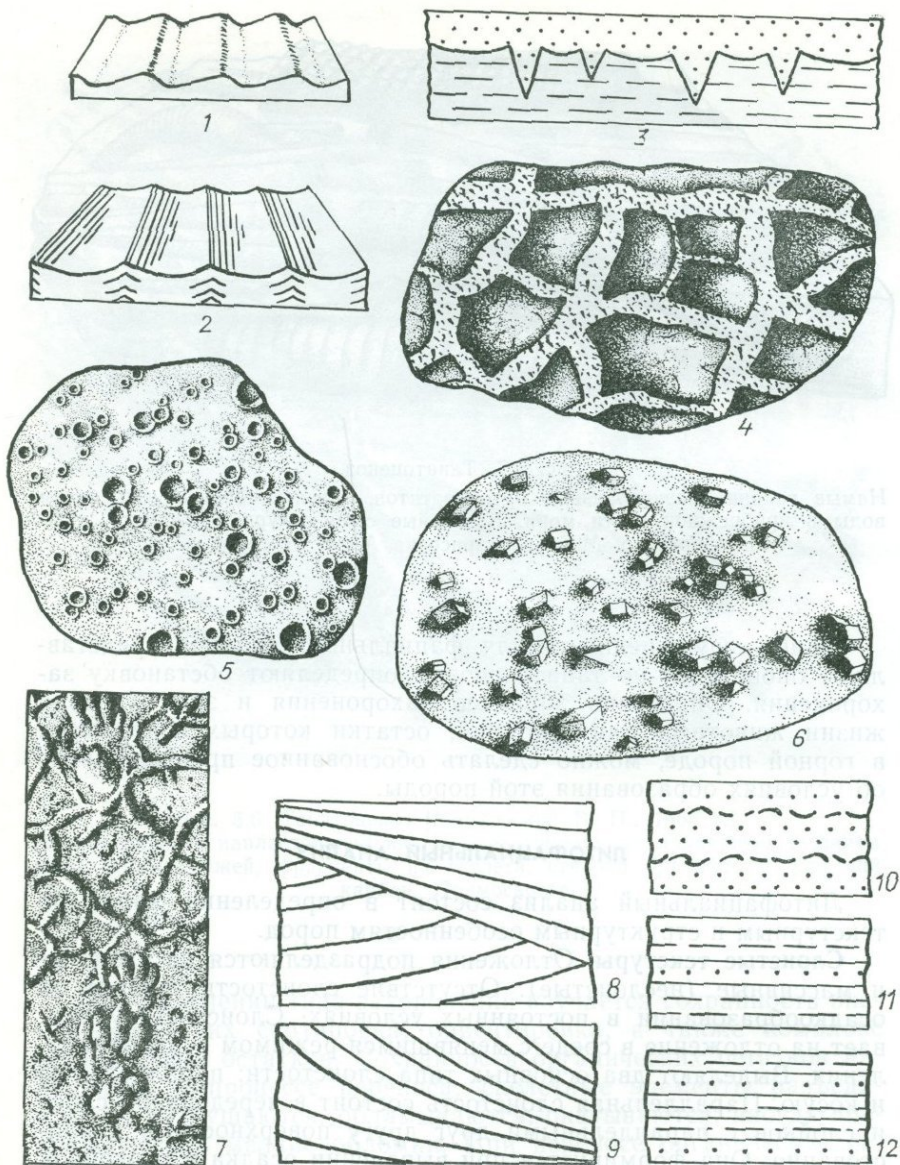


Рис. 5.8. Текстуры особенности пород.

1, 2 — знаки ряби (1 — несимметричные, 2 — симметричные); 3, 4 — многоугольники (трещины) высыхания (3 — схема образования, поперечный профиль, 4 — вид сверху); 5 — отпечатки капель дождя; 6 — глиноморфозы по каменной соли (галиту); 7 — отпечатки следов четвероногого пресмыкающегося и трещин высыхания на нижней поверхности напластования песчаников (триас, Германская впадина); 8—12 — типы слоистости: 8, 9 — косая (8 — разнонаправленная, 9 — однонаправленная), 10—12 — параллельная (10 — прерывистая, 11 — неравномерная, 12 — равномерная).

в руслах рек и временных потоков, в зоне подводных течений, в прибрежной части водных бассейнов, в наземных условиях.

Текстуры поверхностей напластования. Знаки на поверхности напластования неорганического происхождения (механоглифы) и органического происхождения (биоглифы) изучает специальный раздел геологии — *палеоихнология*. Наиболее часто на поверхностях напластования встречаются перечисленные ниже формы.

Знаки ряби указывают на обстановку осадконакопления. Симметричная рябь с одинаковыми углами наклона у валиков характерна только для водной среды. Несимметричная рябь бывает водная и ветровая (эоловая). Водная рябь образуется в реках, зонах течений, в прибрежной зоне. Водную рябь от ветровой отличают по индексу ряби (отношение ширины валика к его высоте). У водной ряби индекс колеблется от 5 до 10, у ветровой — от 20 до 50.

Многоугольники высыхания (трещины высыхания) образуются в наземных условиях при сухом, жарком и реже умеренном климате.

Глиптоморфозы по кристаллам каменной соли указывают на сухой и жаркий климат, они характерны для пустынных образований.

Наблюдаются также *следы струй, течения, стекания; отпечатки капель дождя, града; следы жизнедеятельности различных организмов* (ползающих, зарывающихся), следы четвероногих и птиц; нерасшифрованные знаки — *гieroглифы*.

Структурные особенности пород. Рассмотрим их на примере анализа структур обломочных пород, при котором исследуют как обломочный материал, так и цементирующую массу.

Размер обломочного материала позволяет судить о рельефе и удаленности области питания. Как правило, наиболее крупные обломки располагаются ближе к источнику сноса. Так, грубо- и крупнообломочный материал отлагается непосредственно у подножия горной страны; с удалением от него размеры обломочных частиц уменьшаются. По крупности обломочных частиц судят о скорости движения воды в месте образования осадка. Так, при скорости течения 10 км/ч (Гольфстрим у берегов Флориды) дно бывает выметено, а при 4—6 км/ч выпадают гальки величиной с грецкий орех. Пески отлагаются при скорости течения 0,26—0,34 м/с, а алевриты — не более 0,26 м/с.

Состав обломочного материала галечников, конгломератов, песков, песчаников позволяет выяснить длительность и характер переноса, установить источник сноса. В процессе переноса наиболее неустойчивые, мягкие, легко растворяющиеся минералы и горные породы разрушаются. Наличие в изучаемой породе только устойчивых минералов свидетельствует либо о длительном переносе обломочного материала, либо о долгом выветривании пород перед сносом, либо о переотложении ранее

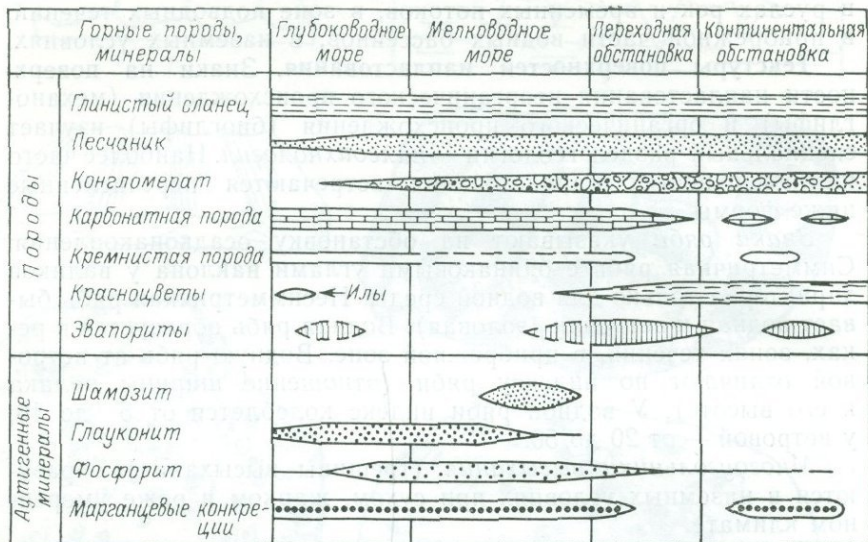


Рис. 5.9. Распределение горных пород и некоторых аутигенных минералов по основным обстановкам осадконакопления [Ф. Геккел, 1974 г.].

Прерывистой линией показано возможное их образование в данной обстановке.

образовавшихся толщ. Изучая распределение обломочного материала по площади, можно обнаружить источник питания. Для получения достаточно объективного представления о составе обломочного материала обычно берут 100 галек.

Состав горных пород позволяет судить о среде и климате, в которых происходило осадконакопление (рис. 5.9). Так, присутствие в породах глауконита свидетельствует об отложении осадка в море. Соли и гипс указывают на жаркий сухой климат. Минеральный состав глин также помогает сделать заключение о климате. Глины, образовавшиеся во влажном тропическом климате при обилии растительности и гумусовых кислот, содержат галлуазит и каолинит; глины аридного климата — монтмориллонит, гидрослюда. Мощные карбонатные толщи формируются, как правило, в тепловодных бассейнах.

Сортировка обломочного материала говорит о длительном переносе обломков. При изучении сортировки учитывают состав обломочного материала, так как породы и минералы имеют разную плотность, в разной степени подвержены разрушению. Отсутствие сортировки характерно для морен, осыпей, глубоководных брекчий, обвалных и селевых отложений.

Форма обломков определяется составом разрушающейся породы, ее трещиноватостью, сланцеватостью, слоистостью. Например, при разрушении тонкослоистых, листоватых сланцев не

получаются изометричные обломки. Округлая форма гальки характерна в общем случае для речных отложений. В морских отложениях преобладают уплощенные гальки, в пустынных встречаются эоловые многогранники. Утюгообразные валуны встречаются в ледниковых отложениях.

Степень окатанности обломков зависит от следующих факторов: 1) от состава пород (обломки мягких пород окатываются быстрее и лучше, чем твердых; слюда при переносе крошится, расщепляется на мельчайшие чешуйки, но не окатывается); 2) от первоначальной формы обломков; 3) от скорости и длительности переноса. По наиболее простой шкале устанавливается пять категорий окатанности обломков: неокатанные, угловатые, полуугловатые, полуокатанные, окатанные. Наилучшая окатанность наблюдается у морских галечников, образовавшихся в результате перемыва принесенного в море реками материала. Плохо окатанный материал характерен для отложений конусов выноса временных потоков, верховьев рек и для делювия. Происхождение песков определяют по содержанию в них зерен разной окатанности. У речных песков преобладают полуугловатые и полуокатанные зерна, у прибрежно-морских — полуокатанные и окатанные, у дюнных — окатанные.

Характер поверхности обломков определяется их составом и средой, в которую они попали. Ямчатая, бугорчатая, шероховатая поверхность обломков часто объясняется полиминеральностью их состава. Для обломков, попавших в подвижную водную среду, характерна гладкая поверхность; наиболее отполирована морская галька. В ледниковых отложениях на поверхности валунов и обломков могут быть борозды, шрамы, царапины. Обломки пород в пустынных отложениях покрыты «загаром пустыни», иногда они имеют шагреневую поверхность, трещиноватость.

Расположение обломочного материала позволяет установить направление движения воды, его характер. Так, в русле реки удлиненные гальки разворачиваются по течению. В зоне приобья удлиненные обломки располагаются почти параллельно береговой линии. В русловых отложениях нередко наблюдается черепитчатое наложение галек. О направлении движения воды в потоках можно судить также по косам, находящимся за крупными валунами и обломками.

Характеристика цементирующей массы (состав, количество, соотношение с обломочным материалом) — необходимый элемент анализа структуры обломочных пород. Например, карбонатный цемент характерен для неподвижных галечников водных бассейнов. Конгломераты, образовавшиеся из подвижных галечников, содержат мало цемента, в них резко преобладает обломочный материал. Концентрация крупнообломочного материала на отдельных участках указывает на расположение основного русла.

Окраска пород может служить индикатором среды осадкообразования. Так, зеленый цвет отложений иногда объясняется присутствием глауконита — минерала от светло-зеленого до черно-зеленого цвета, образующегося в морских условиях. Черный и темно-серый цвет часто наблюдается у отложений, сформировавшихся в восстановительных условиях. Ископаемые песчаные и песчано-глинистые отложения пустынь нередко бывают красноцветные (красные, бурые, коричневые).

АНАЛИЗ ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Анализ общегеологических данных состоит в определении площади распространения отложений, их мощности, взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими отложениями, а также с соседними. одновозрастными образованиями (переход по простиранию). Так, пустынные отложения отличаются огромными площадями распространения при сравнительно небольшой мощности. Отложения подножий гор протягиваются на десятки километров и имеют большую мощность. Немые параллельно-слоистые песчаники, переходящие во все стороны по простиранию, а также вверх и вниз по разрезу в отложения с остатками морской фауны, имеют морское происхождение.

Фациальный анализ требует комплексного изучения отложений с применением всех трех видов исследований. В закрытых районах, изучаемых с помощью буровых скважин, традиционные методы фациального анализа дополняются результатами сейсморазведки (*сейсмостратиграфия*, или прогнозирование геологического разреза). Сейсморазведка дает возможность выявлять рифовые массивы высотой 100—300 м на глубине более 2 км, зоны выклинивания песчаных толщ, клиноморфное заполнение глубоких впадин осадками, приносимыми с бортов этих впадин, и т. п.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ ФАЦИИ

Первая наиболее детальная и полная классификация морских и континентальных фаций по четырем соподчиненным категориям (фа́ция — сервия — нимия — формация) была предложена Д. В. Наливкиным [1955 г.]. *Сервия* — это «букет» фаций, постепенно переходящих друг в друга и образующих единое географическое явление (пляж открытого моря, морской пролив и т. п.). Комплекс сервий — это *нимия* (например, шельф севера Евразии). Нимии объединяются в формацию материк или формацию море (например, Северный Ледовитый океан). Однако систематизацию фаций еще нельзя считать окончательно разработанной. Исследователи по-разному группируют фации и устанавливают категории различных рангов. Ниже приведена краткая характеристика трех основных групп фаций: морских, бассейнов ненормальной солености и континентальных.

Морские фации зависят прежде всего от глубины бассейна, поэтому они разделяются по батиметрическим областям. Для современных морей и океанов вычислена батиграфическая кривая и выяснены закономерности распределения глубин в Мировом океане. Наибольшую площадь (76,3 %) занимают глубины свыше 3000 м; 16,5 % лежит на глубине от 200 до 3000 м; только 7,2 % приходится на глубины до 200 м. Обычно выделяют следующие батиметрические области: *литоральную* (прибрежную глубиной несколько метров); *неритовую* — до глубины 200 м; *батиальную* — от 200 до 3000 м; *абиссальную* — свыше 3000 м. Абиссальная область располагается над ложем океана, а остальные области — над подводной окраиной материка, состоящей из шельфа и материкового склона.

НЕРИТОВАЯ ОБЛАСТЬ. ШЕЛЬФ

Шельф — относительно мелководная, примыкающая к суше часть дна. Одной границей шельфа служит береговая линия, а другой — перегиб в рельефе дна к более крутому материковому склону. Перегиб может быть на разной глубине, условно за нижнюю границу шельфа принята изобата 200 м. Ширина современных шельфов колеблется в значительных пределах. Так, северный шельф Евразии простирается на многие сотни километров, а тихоокеанский шельф Южной Америки прослеживается всего на несколько километров. Средний угол наклона поверхности современных шельфов 7'. На фоне шельфовых равнин выделяются поднятия, впадины, шельфовые желоба. Поскольку шельф обычно является затопленной частью материка (например, шельф Северного Ледовитого океана), то на нем прослеживаются затопленные речные долины и другие реликты наземного рельефа.

Для литоральной и неритовой областей характерны небольшие давления, движение воды, проникновение солнечного света. Температура воды зависит от широты, на которой находится бассейн, и от времени года. Активное перемешивание водной толщи при волнении может распространяться до глубины 50—70 м; это приводит к обогащению воды кислородом воздуха, поэтому в верхней части неритовой области возникает окислительная среда. Все это благоприятствует обитанию здесь разнообразных растений и животных. Биомасса обитателей морского дна шельфа составляет в среднем 200—250 г/м², но может достигать 70—80 кг/м², а число экземпляров может доходить до 1 млн. на 1 м².

Воды неритовой области тоже активно заселяются. Так, в толще воды на шельфе Атлантического океана биомасса планктона составляет 0,5 г/м³, а в центральной части океана —

в 10 раз меньше (количество нектона соответственно 1450 и 12 кг/км²). Наиболее заселена верхняя часть шельфа, куда проникает солнечный свет (рис. 5.10).

Живые организмы играют важную роль в геологической истории моря. В результате их жизнедеятельности и отмирания создаются горные породы. Живые организмы разрушают твердые породы и перерабатывают рыхлые осадки, извлекают из воды взвесь, концентрируют химические элементы и соединения, изменяют рельеф дна.

Отложения шельфа представлены обломочными, органическими, хемогенными и вулканогенными образованиями.

Обломочные осадки шельфа сложены грубообломочными (глыбы, валуны, щебень, гальки, гравий), песчаным и пелитовым материалом. На шельфе перемещается, перерабатывается и отлагается огромное количество обломочного материала. Большая часть шельфа покрыта рыхлыми образованиями. Распределение обломочного материала по размерам обломков и по зернистости зависит от многих причин: рельефа и строения прилегающей суши и морского берега, характера береговой линии, рельефа морского дна, направления господствующих ветров, действия течений и т. п. Поэтому только в 50 % выполненных к настоящему времени наблюдений отмечается закономерное уменьшение размера зерен по мере удаления от берега. Глины могут отлагаться и у самого берега, а галечники — за полосой песка вдали от берега. Вместе с тем установлено, что в мелководной части шельфа (до глубины 50—70 м), где волнение распространяется почти до дна, преобладают пески и алевролиты. В более глубокой части шельфа обстановка сравнительно спокойная, сюда значительная часть обломочного материала поступает из взвеси, переносимой в верхней толще воды. Здесь накапливаются тонкозернистые осадки, преобладают глины, иногда наблюдается градационная слоистость.

Органогенные отложения подразделяются на карбонатные и кремнистые. Обычно органическими называют отложения, состоящие более чем на треть из органических остатков. Кремнистые осадки — это радиоляриевые и диатомовые илы. Карбонатные породы более многочисленны и разнообразны. Одни из них являются результатом жизнедеятельности бактерий или водорослей (строматолитовые и онколитовые известняки). Другие состоят из карбонатного скелета или его фрагментов. К таким образованиям древних морей относят фораминиферовые, археоциатовые, строматопоратовые, коралловые, криноидные известняки и брахиоподовые, пеллециподовые, гастроподовые ракушечники.

Хемогенные отложения включают карбонатные, кремнистые, железистые, марганцевые породы, а также глауконит и фосфориты. К хемогенным карбонатным отложениям относятся доломиты и известняки, в том числе оолитовые известняки, харак-

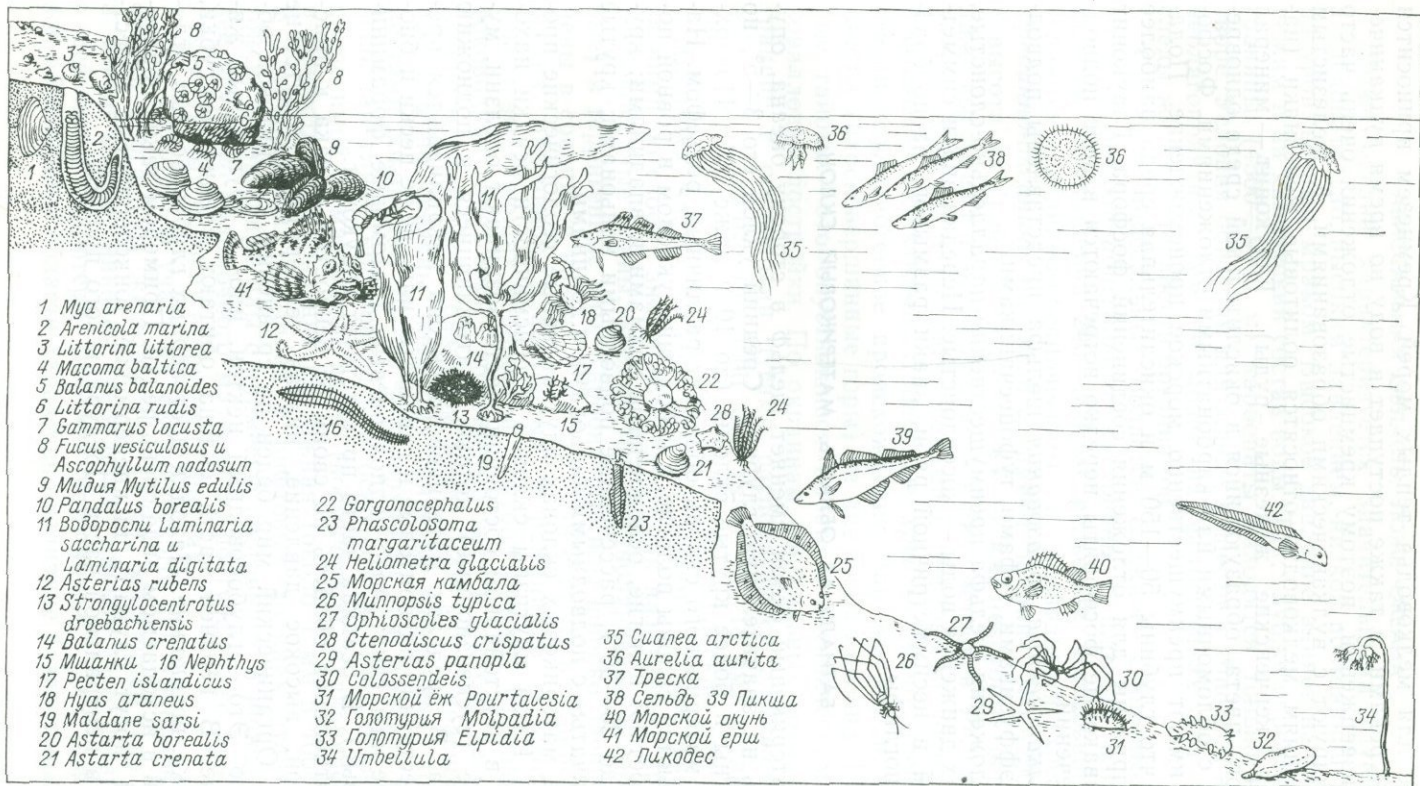


Рис. 5.10. Зональное распределение фауны Баренцева моря [Зенкевич Л. А., 1955 г.].

терные для мелководья теплых морей. Кремнезем приносится в море реками, а также поступает в воду во время вулканических извержений, поэтому кремнистые отложения очень часто ассоциируют с вулканическими образованиями. К железистым отложениям мелководья относятся оолитовые железняки (например, керченские железные руды). Глауконит — минерал зеленого цвета, образующийся в окислительной среде одновременно с обломочными или карбонатными отложениями. Фосфориты имеют преимущественно морское происхождение. Полагают, что глубины 50—150 м и окислительная среда наиболее благоприятны для отложения соединений фосфора. Глауконит и желваковые фосфориты нередко встречаются в зоне подводных течений.

Вулканогенные образования шельфа представлены подводными эффузивами, туфами, туфопесчаниками.

Отложения шельфа преимущественно параллельно-слоистые, в зонах движения воды — косослоистые. Нередки знаки симметричной и несимметричной ряби, знаки размывов, разнообразные биоглифы.

БАТИАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ. МАТЕРИКОВЫЙ СКЛОН

Материковый склон сменяет шельф в сторону океана, опускаясь на значительную глубину. Средний уклон его 3—5°, но известны и более крутые склоны (до 10 и даже 30°). Поверхность материкового склона обладает различным рельефом. Наблюдаются склоны пологие, с небольшим уклоном и ровной поверхностью; пологие, осложненные холмами и впадинами; крутые (до 20—30°), рассеченные подводными каньонами; крутые ступенчатые с подводными каньонами и долинами.

На материковых склонах идут активные геологические процессы. Из-за крутизны склонов и сейсмичности осадки находятся в неустойчивом состоянии, часто возникают оползни, мутьевые (суспензионные) потоки, скатывающиеся к подножию склона. В пределах материкового склона накапливаются преимущественно алевритовые и глинистые илы, реже пески и биогенные илы (диатомово-радиоляриевые, диатомовые, фораминиферовые). В осадках часто присутствует глауконит.

Батиальная область по своим особенностям близка к абиссальной: высокое давление, низкая температура, отсутствие света. Органический мир беден по сравнению с неритовой областью. Это — глубоководный нектон, ило- и трупоядные животные. В верхней части склона обитают единичные губки, мшанки, иглокожие. Находки достоверных глубоководных отложений в ископаемом виде очень редки. Примером таких образований могут служить нижнепермские тонкозернистые известняки в центральной части Предуральяского прогиба.

Ложе океана характеризуется значительными глубинами, а следовательно, высоким давлением, низкой постоянной температурой, вечным мраком. Высокое давление влияет на газовый режим и на химический состав воды. Так, глубже определенной границы (4500—5000 м) карбонаты находятся только в растворе. Условия обитания для живых существ в абиссали весьма неблагоприятны. Тем не менее на фотоснимках дна видны следы жизнедеятельности организмов.

Строение абиссальных областей сложное. Огромные площади занимают *абиссальные котловины* с плоским или холмистым (превышения 200—300 м) рельефом. Котловины разделяются срединно-океаническими и подводными хребтами. *Срединно-океанические хребты* имеют ширину 300—2000 км, а высота их гребней достигает 3,5—4 км, некоторые вершины даже выступают над уровнем моря в виде островов. Рельеф срединных хребтов резко расчлененный с рифтовыми долинами и рифтовыми поднятиями. *Подводные хребты* имеют преимущественно вулканогенное происхождение, так же как и многие *гайоты* (плосковершинные горы) на дне Тихого океана. Некоторые гайоты — это опустившиеся вместе с океаническим дном коралловые постройки. По окраинам абиссальных котловин на границе с островными дугами располагаются *глубоководные желоба* — длинные (до 5500 км), узкие (5—18 км) и глубокие (8—10 км) прогибы с крутыми склонами и плоским дном.

Большую часть ложа океана покрывают карбонатные илы; за ними по своему значению следуют так называемые красные глубоководные глины, кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) и терригенные илы. Карбонатные илы широко распространены в средних и низких широтах. Они состоят из микроскопических раковинок планктонных фораминифер и скорлупок известывыделяющих водорослей (фитопланктон). Красная глубоководная глина имеет коричневый цвет и состоит из частиц глинистых минералов размером менее 0,005 мм. С красной глиной обычно связаны железомарганцевые конкреции, которые местами покрывают 70—90 % поверхности дна. Красная глубоководная глина образовалась в основном за счет осадения приносимой с материков пыли (космической, вулканической), и скорость ее накопления ничтожная (около 1 мм в 1000 лет). В глубоководных впадинах и рифтовых долинах отлагаются тонкие терригенные илы с примесью биогенного, а иногда и более крупного обломочного материала, поступающего при обвалах, мутьевых потоках и других процессах.

На некоторых участках океанического дна глубоководные осадки обогащены железом (до 14 %), марганцем (до 6 %), а также медью, никелем, кобальтом, цинком, что связывают с действием гидротерм (горячих источников). Для рифтовых зон абиссальной области характерно излияние базальтовых лав.

Бурение, проведенное с корабля «Гломар Челленджер», показало, что на дне современных океанов распространены кайнозойские, меловые и местами юрские осадки; более древних абиссальных отложений не обнаружено. Единичность находок ископаемых глубоководных отложений среди пород, слагающих современные континенты, объясняется в значительной мере трудностью их распознавания среди других морских отложений. Вместе с тем существует мнение, что глубоководные отложения появились в истории Земли довольно поздно — в процессе развития океанов и закономерного увеличения относительных превышений на поверхности нашей планеты.

В пределах каждой батиметрической области моря существуют свои парагенетические комплексы фаций: например, фации краевых морей, береговой зоны шельфа, прибрежного мелководья, глубокой части шельфа, верхней части материкового склона, подводных каньонов, подножия материкового склона, коралловых и вулканических островов, различных типов абиссальных равнин, подводных хребтов, глубоководных желобов. Каждый комплекс состоит из нескольких групп фаций. Так, в комплексе фаций береговой зоны шельфа выделяются фации берегов с интенсивной (или ослабленной) динамикой и берегов, защищенных от волн. Первая группа может состоять из фаций скал, камней, валунно-галечниковых и галечниковых пляжей.

ПРИМЕРЫ ФАЦИЙ ШЕЛЬФА

Поскольку ископаемые морские отложения континентов представлены преимущественно образованиями неглубоких бассейнов типа шельфовых морей, приведем примеры соответствующих фаций.

Береговые фации. Скалистый крутой берег, обрывающийся в воду, подвергается сильным ударам волн, поэтому для него характерны процессы разрушения. Только немногие прирастающие и всверливающиеся эвригалинные организмы могут выжить в таких условиях. Источенные камнеточками скалы и прибрежные камни с приросшими раковинами низших ракообразных — балянусов позволяют установить древнюю береговую линию. Пляж сложен рыхлыми обломочными отложениями и полого уходит под воду. Волна, набегая на такой берег, постепенно теряет свою силу и, оставляя часть принесенного материала, формирует *береговые валы*. Для них характерны отсутствие сортировки, беспорядочное расположение обломков, разная сохранность органических остатков. Ископаемые береговые валы также помогают определить положение береговой зоны древних морей.

Прибрежные фации. В прибрежном мелководье у пляжа располагаются зоны подвижных и неподвижных песков и галечников. В первой зоне обломки и зерна непрерывно переме-

щаются. При этом совершенствуется их окатанность, полируется поверхность, вырабатывается уплощенная форма. Попавшие сюда органические остатки разрушаются, измельчаются. Далее от берега располагается зона накопления обломочного материала, образуются массивные скопления ракуши; время от времени осадки здесь перемываются. Еще дальше от берега в зоне неподвижных песков и галечников создаются благоприятные условия для обитания бентосных животных и водных растений. В отложениях этой зоны можно найти окаменелости в прижизненном положении.

Рассмотрим в качестве примера ископаемые отложения прибрежного мелководья в разрезе алайского яруса палеогена Ферганы (рис. 5.11). В его основании залегает песок 1, сменяющийся алевролитом 2 с норами высшего ракообразного, заполненными грубым песком. Выше лежащие слои 3, 4 известковистых песчаников также содержат заполненные норы ракообразных. В верхней части разреза чередуются ракушечники (5, 7, 9) и алевролиты (6, 8, 10). Ракушечники представляют собой устричные накаты из разрозненных створок устриц, образованные в мелкой сильно подвижной воде прибрежной полосы моря на небольших отмелях.

Фашии морского дна. Несмотря на общий выровненный рельеф шельфа, в его пределах есть сейчас и были в прошлом замкнутые депрессии. Неподвижность придонных вод приводит здесь к обеднению кислородом, к развитию восстановительного режима, что способствует накоплению органического вещества. Нередко это сопровождается сероводородным заражением, поэтому в таких впадинах бентос отсутствует. Ископаемые отложения подобных впадин представлены тонкозернистыми битуминозными глинистыми и карбонатно-глинистыми породами, горючими сланцами с остатками планктонных и нектонных организмов.

Участки морского дна с подводным течением характеризуются либо отсутствием осадков, либо накоплением более грубого материала, часто сокращенной мощности. На твердом морском дне в зоне движения воды поселяются прикрепленные формы. Такие участки морского дна найдены в ископаемом виде (рис. 5.12).

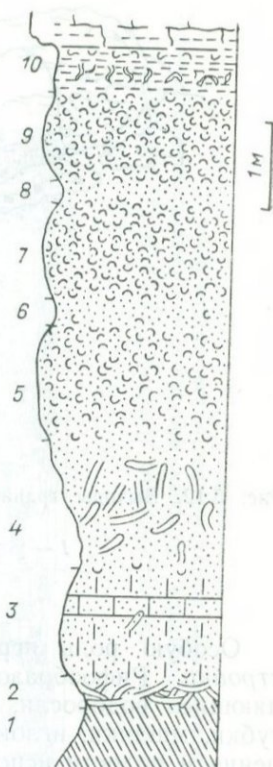


Рис. 5.11. Фрагмент разреза палеогеновых отложений Южной Ферганы [Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н., 1962 г.].

Переслаивающиеся ракушечники (устричники) и алевролиты. В основании разреза (слои 2—4) и вверху разреза (слой 10) отложения пройдены ходами ракообразных.

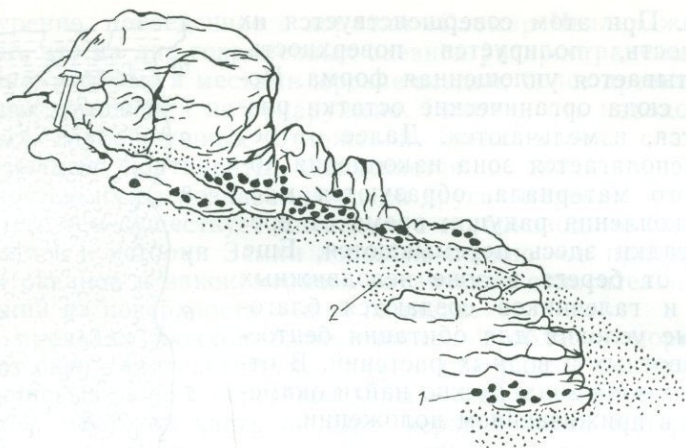


Рис. 5.12. Выходы гранита с приросшими устрицами [Пяновская И. А., Геккер Р. Ф., 1966 г.].
1 — устрицы; 2 — ракушечник (альб).

Особую роль играют на морском дне *органогенные постройки*. Рифообразователями в прошлом были известьвыделяющие водоросли, археоциаты, строматопораты, кораллы, губки, мшанки, иглокожие. Тело рифа, его поверхность, углубления и полости используются для обитания множеством организмов, поэтому биоценозы современных и ископаемых рифов очень сложные. Погребенные рифы часто являются ловушками нефти и газа.

Различают два типа органогенных построек: биостромы и биогермы. *Биостром* — органогенная постройка из нарастающих друг на друга рифостроителей (рис. 5.13), не достигающая уровня воды, караваеобразной или лепешковидной неправильной формы. В ископаемом виде биостром выглядит как линза массивного известняка среди слоистых известняков. *Биогерм* — постройка более изометричных очертаний, резко возвышающаяся над морским дном, вершина биогерма может достигать уровня воды. С крупными биогермами связан целый комплекс отложений. Тело рифа сложено массивными известняками. По его окраинам располагаются продукты разрушения: известняковые глыбы, валуны, гальки, песчаный материал, превращающийся в дальнейшем в обломочные известняки. На больших рифах (в их центральной части) иногда появляются мелководные лагуны, в которых из тончайшей взвеси (известковое молоко) отлагается тонкозернистый осадок. Примером таких пород может служить верхнеюрский литографский камень Центральной Европы. Высота рифовых массивов колеб-

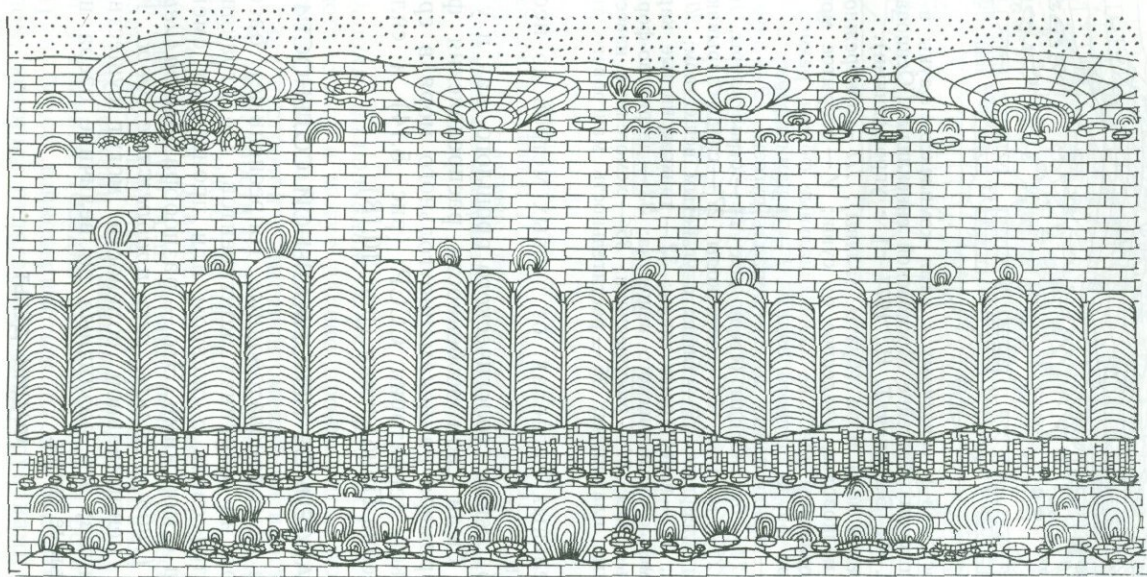


Рис. 5.13. Разрез неогенового (сарматского) биострома на левобережье Днестра [Саянов В. С., 1968 г.]. Видны слои с разными типами столбчатых, куполо- и шаровидных построек, образованных прикрепившимися фораминиферами и извествьывделяющими водорослями; общая мощность известняков 6 м.

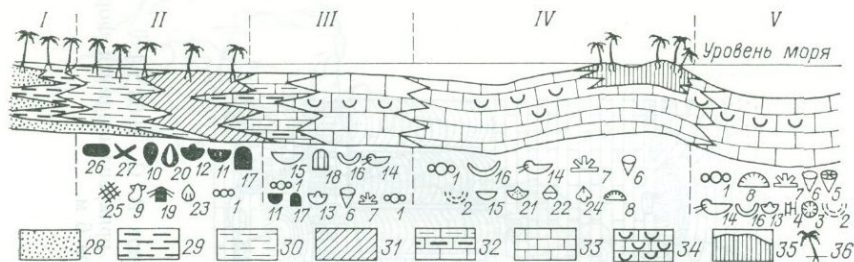


Рис. 5.14. Смена осадков и связанных с ними комплексов фауны в раннекаменноугольном (окском) бассейне Московской синеклизы ([Осипова А. И., Геккер Р. Ф., Бельская Т. Н., 1977 г.], с упрощениями).

I — суша; II — краевая зона моря (бухты, заливы); III — прибрежное мелководье; IV — мелководье, удаленное от суши; V — открытое море.

Фауна (черным обозначены наиболее эврифаунальные формы, размер значка отражает количество фауны данного вида): 1 — фораминиферы, 2 — губки, 3 — хететиды, 4 — сиригоноры, 5—8 — кораллы-ругозы, 9 — двустворки, 10 — лингулы, 11—24 — брахиоподы (среди них: 14 — стриатиферы, 16 — гигантопродуктусы), 25 — мшанки, 26 — остракоды, 27 — следы зарывающихся форм; 28 — пески и алевролиты; 29 — глины с углистым веществом; 30 — бескарбонатные глины; 31 — известковые глины; 32 — тонкозернистые карбонатные осадки с примесью органического вещества; 33 — детритово-фораминиферовые известковые илы; 34 — ракушечники; 35 — хемогенные известковые осадки с корнями плауновых; 36 — растительность мангрового типа.

лется в значительных пределах: от первых метров до нескольких сотен метров.

У каждого бассейна геологического прошлого, как и у ныне существующих, были свои особенности распределения фаций, что видно на примере раннекаменноугольного моря в средней части европейской территории СССР (рис. 5.14) и силурийского палеобассейна Прибалтики (рис. 10.18).

ФАЦИИ БАСЕЙНОВ НЕНОРМАЛЬНОЙ СОЛЕННОСТИ

Осолоненные и солоноватоводные (опресненные) бассейны часто возникают на окраинах континентов, где утрачивается либо затрудняется связь с океаном или происходит смешивание пресных вод с морскими. Это — разнообразные заливы, лагуны, эстуарии (губы), дельты рек, прибрежные озера. Кроме того, бассейны ненормальной солености могут существовать внутри континентов; это различные по величине озера и внутриконтинентальные моря.

ФАЦИИ ДЕЛЬТ

Наиболее сложный комплекс фаций развит в дельтах и вызван сложным сочетанием речных и прибрежно-морских фациальных условий (рис. 5.15).

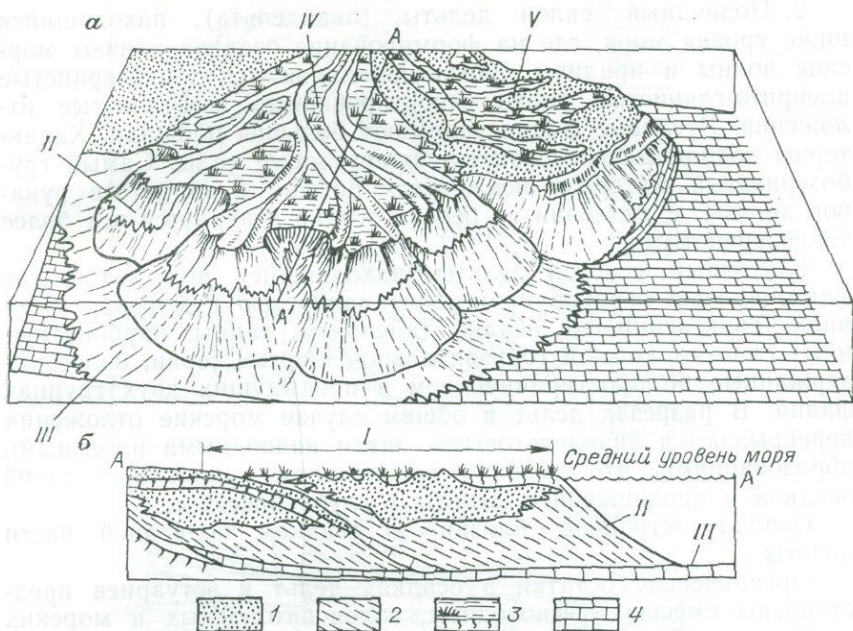


Рис. 5.15. Реконструкция дельты (а) и профиль (б) прибрежно-морских отложений каменноугольного возраста на юго-востоке Северной Америки. I — дельтовая равнина; II — подводный склон дельты; III — донный участок дельты; IV — активно нарастающая дельта; V — брошенная дельта. 1 — песчаники; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — ископаемые почвы; 4 — известняки.

Осадки аллювиально-морские формируются под влиянием речного стока и могут далеко проникать в морской бассейн — на расстояние до нескольких сотен километров. Они характеризуются пестротой и быстрой сменой по простираанию и в разрезе. В зависимости от влияния морских условий в дельте выделяются следующие три части.

1. Дельтовая равнина, находящаяся обычно выше уровня моря, где главную роль играют речные процессы. Осадки представлены косослоистыми (в русловых фациях) и горизонтально-слоистыми песками (со знаками ряби течений), реже галечниками и гравием (осадки действующих и оставленных рукавов реки) и более тонкозернистым плохо отсортированным материалом, который отлагается между рукавами во время паводков. При влажном климате здесь часто развиваются болота с торфяниками, а при засушливом климате возникают соленые озера, в отложениях которых среди тонкозернистых терригенных осадков встречаются прослой гипса и галита.

2. Подводный склон дельты (авандельта), находящийся ниже уровня моря, где на формирование осадков влияют морские волны и приливы. Здесь накапливаются тонкозернистые алевроито-глинистые плохо отсортированные косослоистые отложения. Русловые фации занимают большие площади. Характерны подводные косослоистые прирусловые валы. Самый грубозернистый материал осаждается обычно близ устьев рукавов дельты; в удалении от берега осадки становятся все более тонкозернистыми.

3. Донный участок дельты, находящийся под водой, где формирование осадков происходит полностью в морских условиях. Тонкозернистые осадки (алевроиты, глины, карбонатные илы) слагают косо- и горизонтально-слоистые серии, более выдержанные по простираению, чем в предыдущих двух группах фаций. В разрезах дельт в общем случае морские отложения перекрываются авандельтовыми, затем надводными наземными образованиями, что вызвано накоплением приносимых рекой осадков и продвижением дельты в глубь бассейна.

Осадки эстуариев близки к осадкам подводной части дельты.

Органические остатки в осадках дельт и эстуариев представлены смесью пресноводных, солоноватоводных и морских организмов; многочисленны остатки наземных растений. В отложениях дельтовой равнины преобладают остатки пресноводных и наземных организмов; при продвижении в глубь моря начинают преобладать солоноватоводные формы. На донном участке дельты основную роль играют морские организмы, однако среди них не встречаются чутко реагирующие на изменение солености кораллы, иглокожие, головоногие моллюски.

ФАЦИИ ЛАГУН, ЗАЛИВОВ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Эти фации во многом определяются физико-географическими условиями (климат, наличие впадающих рек, степень изоляции от моря). Наиболее важными особенностями таких бассейнов являются их мелководность и ненормальная соленость. Во влажном климате и при поступлении речной воды эти бассейны становятся солоноватоводными; в засушливом климате, когда количество атмосферных осадков не восполняет испаряющуюся воду, развивается осолонение. Кроме того, соленость может меняться от сезона к сезону.

Для рассматриваемых бассейнов характерны мелкозернистость и горизонтальная слоистость отложений, а также однообразный состав органических остатков. Из терригенных осадков распространены пески, алевроиты, глины, хотя в прибрежных частях бассейнов могут встречаться также гравий и галечник. Хемогенные эвапоритовые осадки широко развиты в осолоненных бассейнах, это разнообразные соли (сульфин, галит, мира-

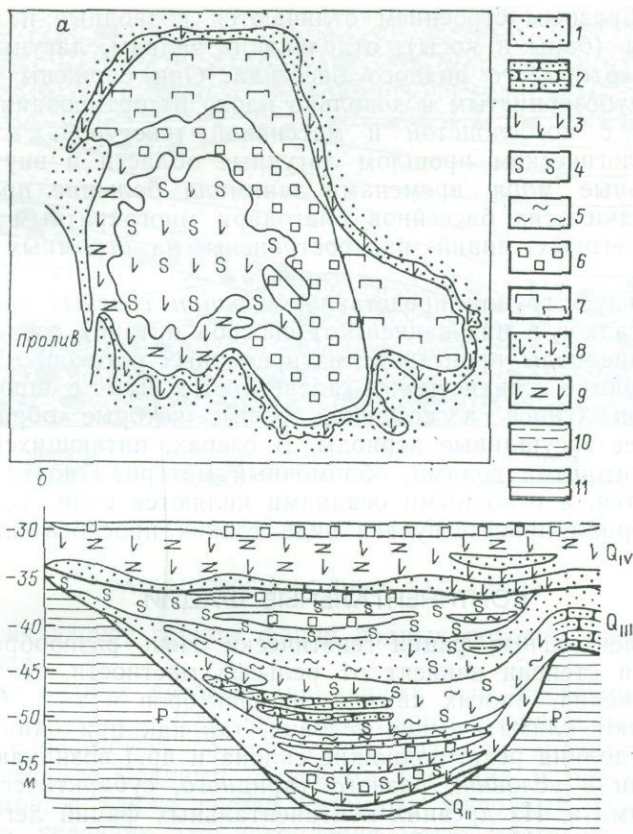


Рис. 5.16. Геологическая схема зал. Кара-Богаз-Гол (по В. П. Федину, упрощено) и геологический разрез четвертичных отложений (по В. В. Куриленко, упрощено).

1 — песок; 2 — песчаник; 3 — гипс; 4 — глауберит; 5 — мирабилит; 6 — галит; 7 — астраханит-галитовые отложения; 8 — гипсово-карбонатные отложения с песком; 9 — гипсово-карбонатные отложения с фауной; 10 — глины; 11 — палеогеновые глины и суглинки.

билит и др.), гипс, ангидрит (рис. 5.16). В некоторых бассейнах отлагаются карбонатные илы. При определенных условиях могут накапливаться железистые, бокситовые и марганцевые осадки. Органогенные отложения состоят из остатков эвригалинных организмов (пеллеципод, гастропод, мшанок и др.) и разнообразных водорослей, в том числе кремнистых и известьвыделяющих. При заболачивании лагунов и озер появляются торфяники. В застойных участках бассейнов развиваются восстановительные условия, здесь могут образоваться сапропелиты.

Своеобразным строением отличаются подводные и надводные валы (бары и косы), отделяющие заливы, лагуны и лиманы от открытого водного бассейна. Они сложены относительно грубозернистым и довольно плохо отсортированным материалом с косослойной и массивной текстурой.

В геологическом прошлом лагунные области и внутриконтинентальные моря временами занимали большие пространства; осадки этих бассейнов благодаря многократным миграциям береговых линий распространены на огромных территориях.

Отдельную группу представляют *фации соленых озер*. Характер осадков в них зависит от способа питания озера. Если поступление воды происходит из временных потоков, в озерах накапливаются глинистые и алевритовые илы с прослоями эвапоритов (гипса и каменной соли), которые образуются в наиболее засушливые периоды. В озерах, питающихся солеными грунтовыми водами, обломочный материал почти не откладывается, а основными осадками являются соли. Терригенный материал присутствует в виде тонких прослоев или примесей.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Континентальные фаии генетически очень разнообразны и в большой степени зависят от рельефа местности, тектонических движений, многих химических факторов и т. д. Особую роль играют климатические условия, так как при одинаковом рельефе (долина реки, подножие склона и др.) возникают разные фаии в условиях разного (аридного, субарктического и т. п.) климата. Из древних континентальных фаций легче восстанавливаются фаии областей аккумуляции, занимавшие пониженные части рельефа. Однако значительная территория континентов является областью размыва и выветривания. Восстановление фаций таких областей проводится главным образом по результатам изучения прилегающих к ним территорий, на которых отлагались продукты разрушения, а также на основе исследований кор выветривания. Определение синхронности континентальных фаций затрудняется частыми размывами и переотложениями осадков, а также бедностью и однообразием органических остатков. Большую роль в стратиграфии континентальных отложений играют споры и пыльца наземных растений.

Каждая крупная физико-географическая обстановка (речная долина, область пустынь, приледниковая равнина и т. д.) может быть охарактеризована определенным набором фаций — парагенетическим рядом фаций. На площади этих многочисленных фаций формируются определенные отложения — генетические типы: лимнические, делювиальные, аллювиальные, гляциальные, флювиогляциальные, эоловые и т. д.

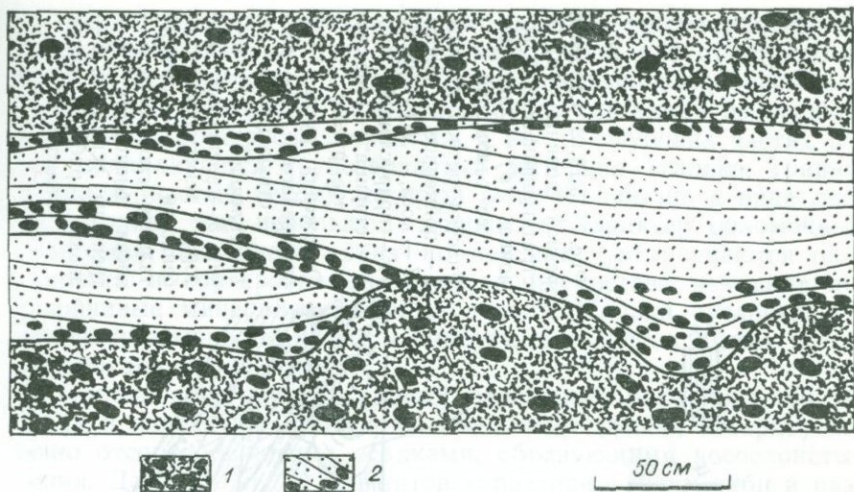


Рис. 5.17. Чередование отложений временных (1) и постоянных (2) потоков.

ФАЦИИ ПРЭСНОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Они включают группы фаций водных потоков, озер, болот, источников.

Фации водных потоков (временных или постоянно действующих — речных). Для них характерны терригенные осадки с косой слоистостью, поверхностями размыва, значительной изменчивостью, с редкими остатками растений и пресноводных организмов, а также костей наземных животных. При благоприятных условиях эти накопления могут достигать большой мощности и занимать значительную площадь.

Наиболее типичными образованиями временных потоков являются *конусы выносов предгорий*. Грубообломочный плохо окатанный материал (пролювий), сносимый временными потоками к подножию горной страны, формирует предгорную равнину. Для такой толщи характерно включение отложений грязевых потоков (селей) — массы неотсортированного песчано-глинистого материала с крупными обломками (рис. 5.17). Ниже по склону грубозернистые осадки переходят в песчано-галечные отложения постоянных водотоков. Площадь распространения отложений предгорий обычно неширока, но имеет большую протяженность, так как эти осадки тянутся вдоль подножия горных цепей; в составе обломков отражается состав разрушающихся гор.

Отложения речных фаций широко распространены среди континентальных осадков. Реки являются главнейшими агентами переноса продуктов разрушения суши в водные бассейны. При транспортировке часть осадков остается в речной долине.

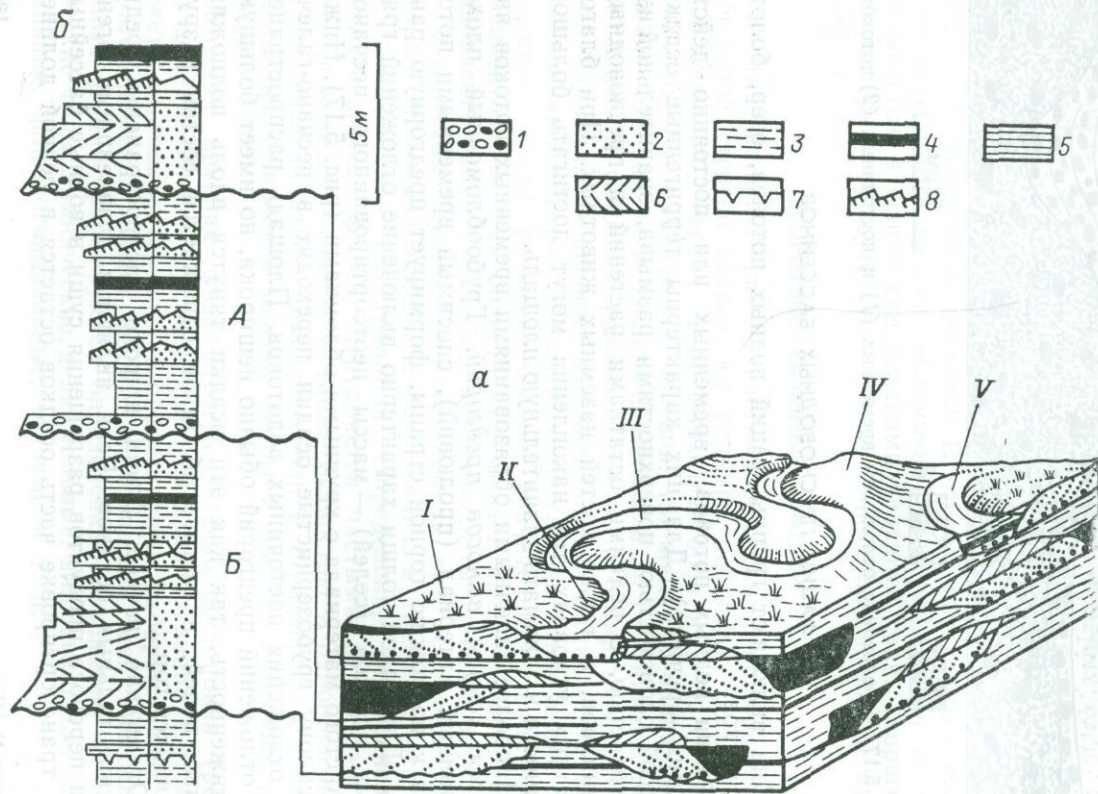


Рис. 5.18. Строение речной долины (а) и стратиграфическая колонка (б) слагающих ее отложений.

Участки речной долины: I — пойменное болото, II — коса, III — русло, IV — прирусловый вал, V — старца (брошенное русло).

Отложения русла: А — брошенного, Б — действующего.

I — галечники; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — торф; текстурные особенности: 5 — горизонтальная слоистость, 6 — косая слоистость, 7 — трещины усыхания, 8 — знаки яри, косая слоистость.

Речные отложения представлены разными генетическими типами, замещающими друг друга во времени и в пространстве (рис. 5.18). Выделяют группы отложений русловых, береговых, паводковых площадей. Отложения русел слагаются из осадков глубоких частей русел, перекаатов и кос. В глубоких частях русел накапливается грубозернистый материал (галька, гравий, крупнозернистый песок), который залегает обычно в виде линзообразных тел небольшой мощности. Характер обломочных отложений изменяется вниз по течению: увеличиваются окатанность и сортировка обломков, в их составе исчезают неустойчивые минералы и горные породы. Гальки русловых отложений обычно округлые в поперечном сечении, имеют плохо обработанную поверхность.

Наибольшая часть русловых отложений накапливается на косах и перекатах, сложенных песчаными (песок, алеврит) хорошо отсортированными осадками, образующими косослоистые серии. Для отложений перекаатов характерны знаки ряби и размыва; последние возникают в связи с миграцией неустойчивой массы осадков вниз по течению. Перекааты могут превращаться в речные острова с наземной растительностью. В отложениях кос встречаются затопленный растительный материал и раковины пресноводных моллюсков. Особое место среди речных отложений занимают тонкослоистые глинистые осадки изолированных участков русел-стариц, где осаждение терригенного материала происходит из взвеси, приносимой паводками. Со временем старицы могут превращаться в болото.

Отложения паводковых площадей образуются на самых низких участках пойм, выполняющих роль отстойных бассейнов, в которых откладываются взвешенные тонкозернистые осадки (алевериты и глины). Осадки образуют серии, внутри которых наблюдается уменьшение зерен снизу вверх. Встречаются остатки пресноводных моллюсков и костей позвоночных животных. На поверхностях пластов часты трещины усыхания. При влажном климате могут возникать пойменные болота, дающие прослойки торфа. Иногда в пойме располагаются мелкие озера. Древние аллювиальные равнины, формируясь длительное время в результате миграции рек, занимали огромные площади.

Озерные (лимнические) фации довольно разнообразны и зависят от происхождения озера, климата и рельефа района, а также от количества поступающих осадков. Общими признаками озерных отложений являются замкнутость контура их распространения и зональное распределение осадков. В зоне приобья у берега откладывается наиболее крупнозернистый материал, глубже — мелкозернистый, в зоне ниже волнового базиса — самый тонкозернистый. Однако в крупных озерах, принимающих в себя реки или имеющих извилистые берега, правильная зональность осадков может нарушаться. Озерные

отложения обычно имеют горизонтальную, иногда очень тонкую, слоистость; косослоистые породы редки.

Наиболее распространены обломочные и в меньшей степени хемогенные и органогенные отложения. Из терригенных осадков преобладают пески, алевриты, пелиты. Хемогенные осадки могут быть представлены известняками, железистыми и марганцевыми соединениями, бокситами. Среди органогенных озерных отложений в застойных частях озер может образовываться сапропель, а при зарастании озера часто появляется торф. При хорошей циркуляции вод в них пышно развивается органический мир и вследствие этого могут возникать кремнистые и карбонатные органогенные отложения (например, диатомиты и ракушняки). Вертикальный разрез озерных отложений обычно представляет собой регрессивный цикл, связанный с заполнением озера осадками.

В пресноводных озерах обитают немногочисленные виды пресноводной фауны: гастроподы, пелециподы, остракоды, филлоподы. Растительная жизнь обильна на мелководье и на поверхности воды. В мелководных озерах, где зона обитания растений достаточно широка, органогенные осадки, в том числе кремнистые и карбонатные, могут играть большую роль. При разрушении карбонатов, образованных некоторыми известково-делегующими водорослями, получается озерный мел (гажа).

Болотные фации возникают на влажных плохо дренируемых равнинах и на месте зарастающих озер. Наиболее типичным болотным образованием является торф; обычно он чередуется с маломощными глинистыми прослоями. В осадках встречаются стяжения и прослой железистых соединений. Известны месторождения озерно-болотных железных руд.

Фации источников и карстовых полостей встречаются довольно редко. В ископаемом состоянии они выявляются по хемогенным, преимущественно карбонатным, отложениям (известковые туфы и травертины); иногда им сопутствуют карстовые брекчи.

ФАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ЛЕДНИКОВ

Наиболее мощные ледниковые отложения обычно возникают при отступании или временной остановке ледника (рис. 5.19). Транспортируемый ледником материал сгружается в виде конечной морены; затем осадки подвергаются воздействию вод, возникающих в большом количестве при таянии ледника. Оставшиеся после отступания ледника отложения могут быть существенно переработаны водными потоками.

Ледниковые отложения разделяются на два основных типа.

1. Не переработанные водой — гляциальные — отложения образуют морены. Они отлагаются непосредственно ледником и представлены валунными глинами и суглинками (тиллями);

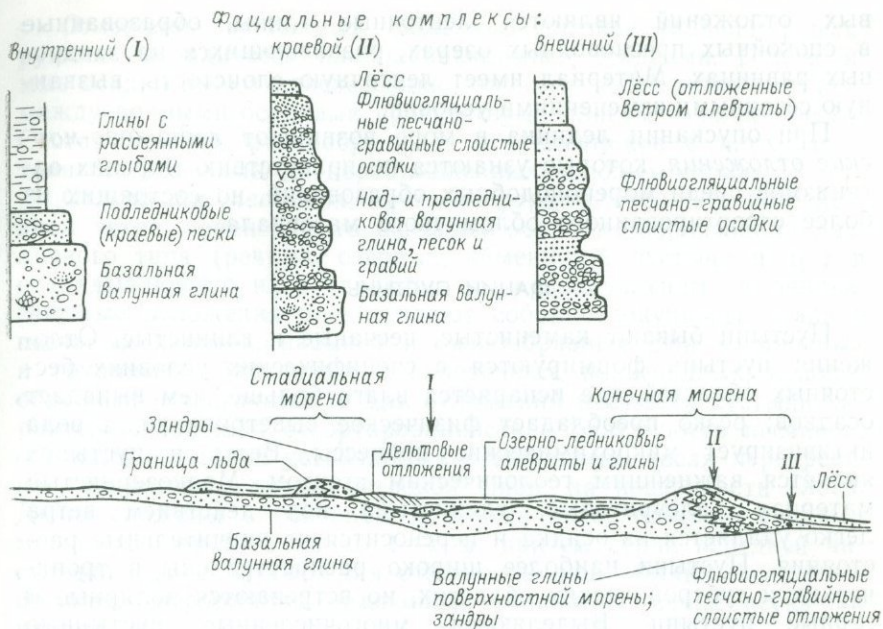


Рис. 5.19. Упрощенная схема комплексов пород, образующихся при наступании и отступании покровного ледника.

литифицированные их разности называются тиллитами. Тилли и тиллиты состоят из неотсортированных обломков, размер которых колеблется от валунов или крупных блоков до песчинок. Объем обломочного материала в массе породы может значительно меняться, но обычно составляет не более трети. Слоистость не развита; сортировка и ориентировка обломков отсутствуют. Состав обломков разнообразный; их поверхность часто несет следы притертости и штриховки; характерны обломки угогообразной формы. Органические остатки не характерны.

2. Переработанные водой — флювиогляциальные — отложения широко развиты за пределами ледника и морен. Сортированность этих отложений гораздо лучше; характерна горизонтальная и косая слоистость; материал представлен преимущественно песчаными и глинистыми разностями. В прилегающих к леднику областях (в отложениях озов, камов и т. д.) среди слоистых пачек пород присутствуют линзообразные прослои неслоистых осадков. В более удаленных от ледника областях при континентальном оледенении формируются ледниковые зандровые равнины. Осадки на этих площадях переносятся водой по системам непостоянных ветвящихся водотоков. Породы здесь характеризуются косой слоистостью, грубой зернистостью и относительно плохой сортировкой. Важным спутником леднико-

вых отложений являются ленточные глины, образованные в спокойных пресноводных озерах, развивающихся на задровых равнинах. Материал имеет ленточную слоистость, вызванную сезонными изменениями условий.

При опускании ледника в море возникают *ледниково-морские отложения*, которые узнаются по присутствию морских организмов среди мореноподобных образований, но состоящих из более отсортированного обломочного материала.

ФАЦИИ ПУСТЫНЬ

Пустыни бывают каменистые, песчаные и глинистые. Отложения пустынь формируются в специфических условиях бессточных областей, где испаряется влаги больше, чем выпадает осадков; резко преобладает физическое выветривание, а вода активизирует микрохимические процессы. Ветер в пустынях является важнейшим геологическим агентом. Мелкозернистый материал (алевритовый, глинистый) под действием ветра легко удаляется из осадка и переносится на значительные расстояния. Пустыни наиболее широко распространены в тропических и субтропических областях, но встречаются полярные и горные пустыни. Выделяются многочисленные пустынные группы фаций. Осадки пустынь развиты на значительной площади, но имеют небольшую мощность.

Отложения скалистых и каменистых пустынь образованы обычно неокатанным грубообломочным материалом, не имеющим следов транспортировки; тонкозернистый материал удаляется при ветровой эрозии. На обломках, как и на коренных породах, наблюдается загар пустыни; обычны ограненные ветром камни, образующие пустынные многогранники (пустынные гальки). Иногда на них возникает шагреневая поверхность; осадки насыщены обломками устойчивых пород. Характерны причудливые формы выветривания. Отложения скалистых и каменистых пустынь имеют незначительную мощность; эти образования редко сохраняются в древних осадках, так как участки их накопления являются областями эрозии.

Отложения глинистых пустынь и отложения на пониженных участках пустынь возникают там, где во время выпадения осадков скапливается вода и получают очень мелкие быстро высыхающие водоемы. На таких участках формируются такыры, солончаки, соляные блюдца. Наиболее характерными осадками являются обычно параллельно-слоистые глинистые и алевритовые илы, перемежающиеся с прослоями гипсоносных илов и соляных корок. Характерны многоугольники высыхания и рассеянные кристаллы соли (в ископаемом состоянии — глиптоморфозы по каменной соли). Прослой эолового песка часто сохраняются в разрезах рядом с прослоями гипса и каменной соли.

Отложения пустынных временных потоков (вадей) формируются спорадически накапливающимися осадками. Переносимые осадки имеют консистенцию, близкую к грязевым потокам; между водными осадками присутствуют пласты эолового песка. Состав осадков разнообразный: от галечников с плохо окатанными гальками до переотложенных эоловых песков.

Отложения песчаных пустынь формируются под воздействием ветра, переносящего песчаные зерна из образований различного типа (речных, озерных, каменной пустыни и др.) и откладывающего их в удалении от первоначального источника. Эоловые отложения представляют собой совокупность осадков песчаных наносов, насыпей и разнообразных дюн (одиночных и групповых, барханных и поперечных, копьевидных, куполообразных и звездчатых). Для отложений песчаных пустынь характерны хорошая отсортированность и окатанность песчинок, обогащение осадка устойчивыми минералами, косая перекрестная слоистость, знаки ветровой ряби на поверхности слоев. Дюны сложены в основном пологими косослоистыми сериями мощностью от 1—5 см до 1—2 м, причем серии передней части дюн более крутые; для отложений дюн обычны мелкоштабные деформации, вызванные оползнями пачек песка на их склонах.

Органические остатки в пустынных отложениях редки и принадлежат наземным растениям и животным.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ И ПРОФИЛИ

Палеогеографические реконструкции широко используются не только в обобщающих геологических трудах и учебниках, но и при детальном, в том числе поисковых, работах. На наиболее простых палеогеографических схемах, составляемых обычно для континентов или крупных районов, показываются положение моря и суши. В нашем учебнике характеристика периодов фанерозоя сопровождается палеогеографическими схемами континентов, на которых кроме морских бассейнов по мере возможности показаны области континентального осадконакопления, подводного и наземного вулканизма, развития рифов и ледников, расположение молодых складчатых областей (например, в схемах для карбона и перми). При детальном исследовании составляются крупномасштабные карты фаций, которые позволяют проследить природные обстановки, контролирующее размещение полезных ископаемых.

Палеогеографические карты отличаются от географических прежде всего тем, что географическая карта составлена на конкретный момент, а на палеогеографических картах отражена в обобщенном виде география земной поверхности, существовавшая на протяжении нескольких миллионов лет. За это время неоднократно сменялись и перемещались не только фации, но и комплексы фаций. При построении палеогеографиче-

ских карт одной из главных задач является как можно более точная синхронизация отложений различного генезиса, поэтому карты составляются на детальной стратиграфической основе. Для создания карт требуется сеть хорошо изученных разрезов, по которым проведен комплексный фациальный анализ.

Примером региональных палеогеографических карт является «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» [1968, 1969 гг.], в составлении которого участвовали более 1000 специалистов нашей страны. В этом атласе впервые дана полная серия карт в относительно крупном масштабе (1:7 500 000) начиная с раннего протерозоя (2,5 млрд. лет). Длительность хронологического расчленения для фанерозоя соответствует геологическому веку.

Литолого-палеогеографические карты несут богатую информацию. Соответствующими значками на них отражают литологический состав первичных осадков, а также дополнительные признаки, указывающие на условия осадкообразования (угленосность, красноцветность, присутствие глауконита и других минералов, наличие органических остатков). Часто отмечают значками полезные ископаемые, приуроченные к этому интервалу разреза. Палеогеографию прошлого показывают цветом, причем в тех же красках, какие приняты на обычных физико-географических картах.

Достаточно даже беглого взгляда, чтобы увидеть отличие палеогеографической карты от географической, особенно в изображении суши, так как определение характера древней суши — задача чрезвычайно сложная. При выяснении рельефа обычно учитывают: характер продуктов разрушения, накопившихся на соседних территориях, тектонический режим, положение рассматриваемого района. Существование высоких гор доказывается, в частности, наличием грубообломочных образований подножий. Строение древних равнин и низменностей восстанавливают по наземным равнинно-озерным, болотным и аллювиальным отложениям. Иногда удается показать древние речные долины и дельты, а по находкам тиллитов — ледники. Отмечают также области вулканической деятельности, отдельные вулканы и их пояса.

В пределах морских бассейнов различными оттенками синего цвета показывают обстановки, отвечающие верхней части шельфа, глубокой части шельфа, а также глубоководным областям. Отмечают районы подводного магматизма, наносят крупные рифовые массивы и зоны развития рифов. Бассейны повышенной солёности устанавливаются по присутствию каменной и калийной солей, гипса, ангидрита, а также угнетенной эвригалинной фауны. Бассейны пониженной солёности выделяются по характерной фауне и растительным остаткам.

Хорошая изученность палеогеографии некоторых районов позволяет построить для них более детальные карты, на кото-

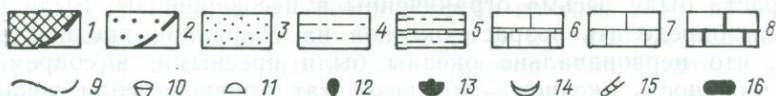
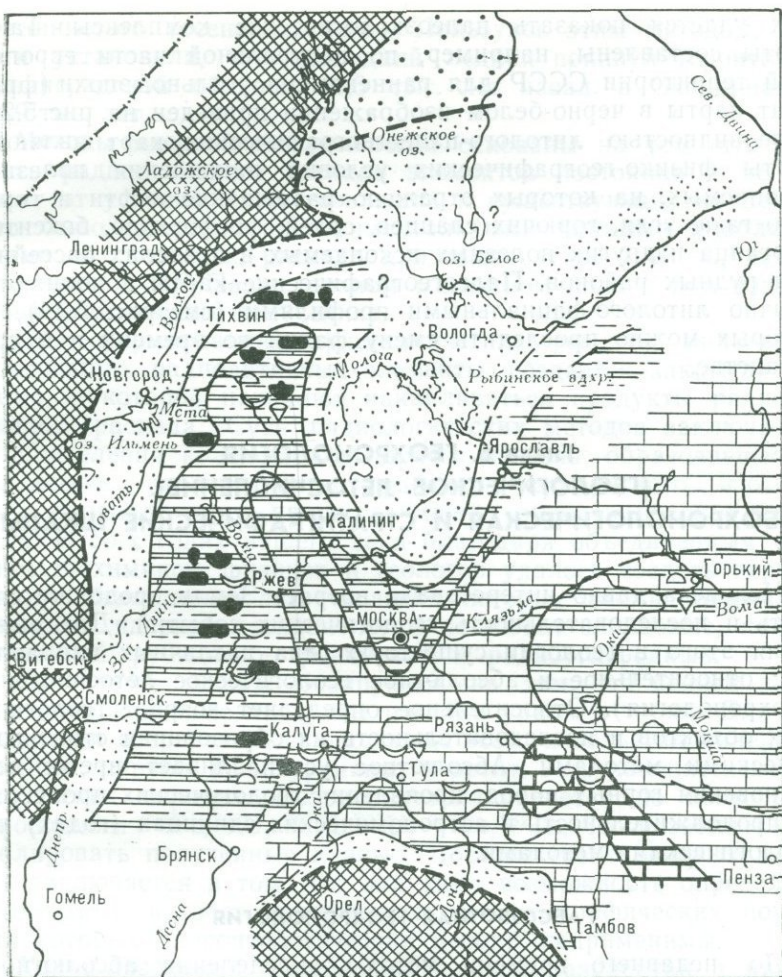


Рис. 5.20. Палеогеографическая карта центральных районов Европейской части СССР в алексинское время (ранний карбон) ([Осипова А. И., Геккер Р. Ф., Бельская Т. Н., 1971 г.], с изменениями).

1 — области размыва; 2 — суша с накоплением осадков; зоны: 3 — прибрежно-континентальная, 4 — чередующихся континентальных и морских фаций, 5 — прибрежное мелководье, 6 — мелководье с накоплением карбонатных илов, 7 — открытого моря, 8 — скопления кораллов, криноидей; 9 — границы зон; фауна (эврифациальные формы показаны черными значками): 10 — одиночные ругозы, 11 — колониальные ругозы, 12 — лингулы, 13 — другие эврифациальные брахиоподы, 14 — гигантопродуктусы, стриатиферы, 15 — наутилоидей, 16 — остракоды.

рых удается показать палеозоологические комплексы. Такие карты составлены, например, по центральной части европейской территории СССР для раннекаменноугольной эпохи (фрагмент карты в черно-белом изображении приведен на рис. 5.20). Разновидностью литолого-палеогеографических карт являются карты физико-географических условий накопления полезных ископаемых, на которых отражено размещение нефти и горючего газа, угля, горючих сланцев, солей, фосфоритов, бокситов, марганца и других полезных ископаемых в пределах бассейнов или рудных районов. Палеогеографические карты дополняются обычно литолого-фациальными профилями (см. рис. 5.14), на которых можно проследить смену фаций во времени и в пространстве.

Глава 6. ГЕОХРОНОЛОГИЯ (ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЛЕТОСЧИСЛЕНИЕ).

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Человека давно интересовали возраст Земли, продолжительность и последовательность геологических событий. Для выяснения этого в геологии существуют два различных направления: относительное и абсолютное геологическое летоисчисление (геохронология). Относительное определяет возраст геологических объектов и последовательность их образования стратиграфическими методами. Абсолютное устанавливает время возникновения горных пород, проявления геологических процессов, их продолжительность в астрономических единицах (годах) радиологическими методами.

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

До недавнего времени методы определения абсолютного возраста были весьма ограничены и несовершенны. Были попытки определить возраст океанов на основании предположения, что первоначально океаны были пресными, а современная соленость океанов — это результат привноса соли реками с континентов, годовое количество которого может быть оценено. По известной скорости отступления Ниагарского водопада и длине образовавшегося каньона вычислялся возраст водопада; по погребенным памятникам человеческой культуры в долине Нила устанавливалась длительность формирования его дельты и т. д.

Широко распространен метод определения возраста по *ленточным глинам*, которые отлагаются в спокойных приледниковых бассейнах при сезонном изменении климата. За год образуется лента из двух тонких слоев: песчаного (весенне-летнего)

и глинистого (осенне-зимнего). Пользуясь этим методом, геологи установили, что последний ледник покинул территорию Ленинградской области 16,5 тыс. лет назад, а Скандинавию 8—9 тыс. лет.

Методы ядерной геохронологии основаны на том, что скорость радиоактивного распада элементов постоянна и не зависит от условий, существовавших и существующих на Земле. Это было доказано экспериментальными данными (наблюдениями за скоростью распада при температуре 7000 °С, давлении более $2 \cdot 10^7$ Па, в сильном магнитном поле и при воздействии космического излучения).

При формировании кристаллических решеток минералов, содержащих радиоактивные элементы, создается закрытая система, в которой начинают накапливаться продукты радиоактивного распада. Суть радиологических методов заключается в определении количества дочернего изотопа, образовавшегося вследствие радиоактивного распада материнского изотопа. Зная скорость этого процесса, можно оценить возраст минерала. В 50-х годах нашего века благодаря объединенным усилиям геохимиков, физиков и геологов удалось создать первую шкалу абсолютного летосчисления истории Земли. Ведущими методами ядерной геохронологии являются свинцовые, калий-аргоновый, рубидиево-стронциевый и радиоуглеродный.

Свинцовые методы базируются на том, что свинец и гелий — это конечные продукты распада урана и тория. Для определения возраста по свинцу чаще всего используют минералы монацит, циркон, реже уранинит и ортит, встречающиеся в магматических породах. Возраст устанавливается по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, что позволяет контролировать полученные данные. Достоинство свинцовых методов заключается в том, что они дают возможность определять абсолютный возраст изверженных и метаморфических пород, для которых палеонтологические методы неприменимы.

Калий-аргоновый (аргоновый) метод разработан в нашей стране Э. К. Герлингом. Метод основан на том, что в процессе самопроизвольного распада калия 11 % атомов ^{40}K переходят в аргон ^{40}Ar , а остальные 89 % — в изотоп ^{40}Ca . Широкое применение метода объясняется тем, что калий присутствует в составе таких распространенных в природе минералов, как полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены. Метод позволяет установить абсолютный возраст не только интрузивных и эффузивных, но и осадочных пород. Однако он пригоден лишь для тех пород, которые не подвергались достаточно сильному нагреванию (свыше 300 °С) и большому давлению.

Рубидиево-стронциевый метод основан на распаде рубидия ^{87}Rb и превращении его в изотоп стронция ^{87}Sr . Изотоп ^{87}Rb присутствует в виде примеси в калиевых минералах (чаще всего используют слюды: биотит, мусковит, лепидолит). Из-за

низкой скорости распада рубидия метод применяется в основном для определения возраста докембрийских пород.

Радиоуглеродный метод базируется на определении радиоактивного изотопа углерода ^{14}C в органических остатках. Этот изотоп постоянно образуется в атмосфере из азота ^{14}N под воздействием космического излучения и усваивается живыми организмами. После отмирания организма происходит распад углерода ^{14}C с известной скоростью, что и позволяет определить время захоронения организма и возраст вмещающих его слоев. Изотоп ^{14}C распадается с большой скоростью, поэтому метод применим лишь для отложений, абсолютный возраст которых не древнее 60 тыс. лет. Радиоуглеродный метод широко используется при изучении четвертичных отложений и в археологии.

Существует ряд других методов ядерной геохронологии, разработка и совершенствование которых продолжаются.

Надо отметить, что наряду с несомненными преимуществами методы ядерной геохронологии имеют и недостатки, ограничивающие их применение. Среди них — относительно невысокая точность метода (в лучшем случае 3—5 %), не позволяющая разрабатывать детальную стратиграфию. Поясним это на примере. Средняя продолжительность века в ордовике составляет около 10 млн. лет. Погрешность же методов ядерной геохронологии для ордовика достигает 12—15 млн. лет. Ясно, что даже ярусные подразделения с помощью этих методов не могут быть уверенно установлены. Результаты абсолютной геохронологии могут лишь дополнить, но не заменить геологические данные, которые всегда должны быть ведущими при определении возраста горных пород. Еще одним недостатком ядерной геохронологии является значительное искажение результатов вследствие наложенного на породы и минералы метаморфизма, а также высокая стоимость методов. Наконец, в горных породах радиоактивные элементы часто вообще отсутствуют и, следовательно, о применении радиологических методов не может быть и речи.

На основе методов ядерной геохронологии удалось определить продолжительность эр и периодов. В СССР принята следующая геохронологическая шкала (табл. 6.1).

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Относительная геохронология разрабатывается при помощи палеонтологических (биостратиграфических) и непалеонтологических методов стратиграфии. Для позднего докембрия и фанерозоя ведущими, безусловно, являются палеонтологические методы. Одной из задач стратиграфии является расчленение осадочных и вулканогенных толщ в обнажении или скважине на интервалы, что осуществляется различными способами

Геохронологическая шкала [Афанасьев Г. Д.,
Зыков С. И., 1975 г.]

Эра и ее продолжительность, млн. лет	Период	Длительность периода, млн. лет	Нижняя граница периода, эры, млн. лет
Кайнозойская 66	Четвертичный	0,7	0,7
	Неогеновый	24	25
	Палеогеновый	41	66
Мезозойская 169	Меловой	66	132
	Юрский	53	185
	Триасовый	50	235
Палеозойская 335	Пермский	45	280
	Каменноугольный	65	345
	Девонский	55	400
	Силурийский	35	435
	Ордовикский	55	490
	Кембрийский	80	570
Протерозойская 2000	—	—	2600 ± 100
Архейская 1000	—	—	>3500

и по различным признакам. При этом стремятся выделить естественные части в разрезе таким образом, чтобы они узнавались и другими исследователями. Выделенные в обнажении (скважине) слои объединяются в пачки, толщи. В дальнейшем слои, пачки, толщи одного обнажения (скважины) сравнивают с подразделениями другого обнажения (скважины) и устанавливают корреляционные уровни.

НЕПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Непалеонтологическими методами стратиграфии являются литологические, геофизические, общегеологические методы, а также ритмостратиграфия и климатостратиграфия.

Литологические методы расчленения отложений состоят в выделении интервалов разреза (слоев или групп слоев), отличающихся от подстилающих и перекрывающих интервалов по цвету, вещественному составу, текстурным особенностям, включениям и другим литологическим особенностям. Затем в разрезе устанавливают наиболее заметные, отличные от других слои и пачки. Например, среди чередующихся красных и коричневых слоев песчаников и алевролитов отмечают слой зеленовато-серых аргиллитов с карбонатными стяжениями, среди белых мелоподобных мергелей — пачки глауконитовых извест-

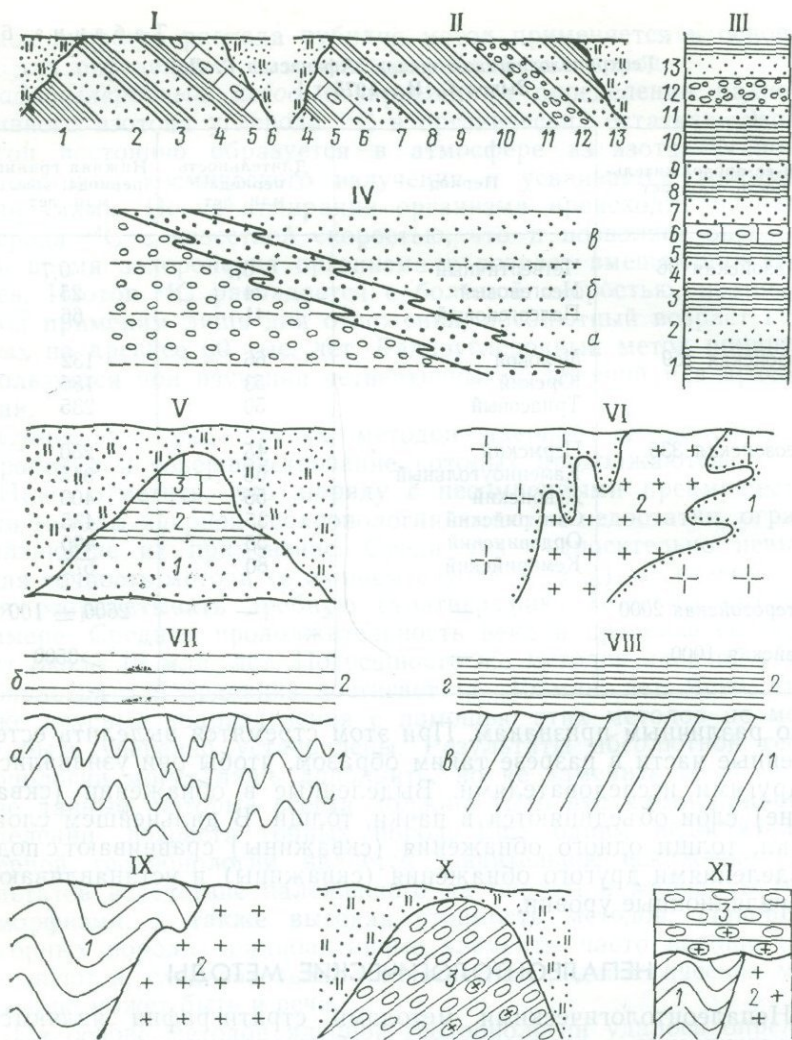


Рис. 6.1. Примеры, иллюстрирующие применение непалеонтологических методов при определении последовательности образования пород.

I—III — маркирующий горизонт — слой 6; *IV* — изменение возраста при перемещении береговой линии (*a, б, в* — разновозрастные уровни); *V* — верхний слой моложе нижнего; *VI* — интрузия 2 моложе вмещающей интрузии 1; *VII, VIII* — выделение структурных этажей 1, 2 (*a* — гнейсы, *б* — песчаники, *в* — амфиболиты, *г* — аргиллиты); *IX—XI* — выяснение взаимоотношений с интрузией (*IX* — граниты 2 моложе толщи сланцев 1; *X* — конгломераты 3 с галькой гранитов, обнажение на задернованном склоне; *XI* — общая последовательность пород в стратиграфической колонке).

няков. Такие слои и пачки, узнаваемые в соседних обнажениях (скважинах) и прослеживаемые иногда на значительные расстояния, получили название *маркирующих горизонтов*. При их помощи сопоставляют разрезы между собой и строят сводные разрезы (рис. 6.1, I—III).

Некоторые маркирующие горизонты, например бентониты (глины, образовавшиеся из вулканического пепла, разнесенного ветром на огромные расстояния), протягиваются среди толщ разного литологического состава. Но бывает и так, что одна и та же по литологическому составу толща при прослеживании на большие расстояния может последовательно изменять свой возраст. Это связано с тем, что обстановка осадконакопления не остается неизменной. Так, при углублении бассейна мелководные отложения будут перемещаться вслед за береговой линией и становиться соответственно все моложе (рис. 6.1, IV). Изменение возраста литологических тел в связи с миграцией (перемещением) береговой линии получило название *принципа Н. А. Головкинского* (1868 г.). Согласно этому принципу, разновозрастны только те осадки, которые отлагались вдоль существовавших в каждый данный момент зон седиментации, параллельных береговой линии.

К литологическим методам относятся и *минералого-петрографические*, когда слои и пачки сравнивают по минералогическим ассоциациям, степени диагенеза и метаморфизма. Применяются они на ограниченной площади, где действовали одинаковые процессы.

Геофизические методы близки к литологическим и основаны на сравнении пород по их физическим свойствам. Они применяются для корреляции разрезов между собой и с опорным разрезом, возраст отложений которого определен другими методами.

Широко используется *анализ результатов каротажа* (геофизических исследований скважин). Наиболее распространен электрический каротаж. Разная способность горных пород поглощать воду, нефть, промысловую жидкость отражается на их электрических свойствах. По необсаженной скважине непрерывно измеряют естественное электрическое поле (потенциал собственной поляризации) ПС и кажущееся удельное сопротивление КС (сопротивление поровых вод и частично самой породы). Разница в значениях ПС и КС позволяет различать обломочные, глинистые и карбонатные породы, выделять рудные тела, пласты насыщенные нефтью (рис. 6.2). Например, на диаграммах ПС пески и песчаники будут выделяться минимумами, а на диаграммах КС, наоборот, — максимумами.

Радиоактивный каротаж состоит в измерении как естественного излучения, так и возникающего при искусственном облучении. Повышенной радиоактивностью обладают битуминозные породы, калийные соли, а низкой — ангидрит, гипс, доло-

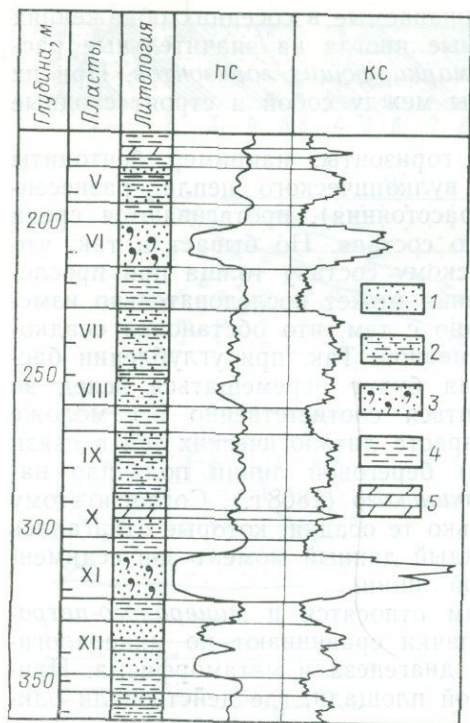


Рис. 6.2. Результаты электрического каротажа одного из интервалов разреза по скважине ([Степанов Д. Л., Месежников М. С., 1979 г.] с упрощениями).

1 — песчаники; 2 — глинистые песчаники; 3 — нефтеносные песчаники; 4 — глины; 5 — мергели.

магнитичности сохранился в горной породе и может быть определен. «Окаменевший геомагнетизм» позволяет сопоставлять отложения и выяснять их возраст.

В геологической истории Земли менялось положение магнитных полюсов; не оставалось постоянным и расположение крупных блоков земной коры. Вместе с тем установлено, что разновозрастные породы в пределах таких блоков обладают одинаковым вектором первичной намагнитченности. По массовым наблюдениям, выполненным в разных блоках, удается определить положение магнитных полюсов. Так, в начале девона один из полюсов находился примерно на 28° с. ш. и 159° в. д., а в конце палеозоя — на 45° с. ш. и 165° в. д.

В течение геологической истории геомагнитное поле претерпело множество инверсий (обращений полярности), в резуль-

маты. Применяют еще акустический, термический, механический и другие виды каротажа. Результаты каротажа опорной скважины получают геологическое объяснение при сравнении их с данными изучения керна. Сопоставляя диаграммы различных видов каротажа, можно установить литологический состав и последовательность пород в скважине, их мощность, выделить маркирующие горизонты и провести корреляцию с геологическими разрезами, вскрытыми другими скважинами.

Палеомагнитный метод основан на явлениях палеомагнетизма, заключающихся в том, что магнитное поле Земли геологического прошлого зафиксировано в горных породах. При своем образовании горные породы намагничивались по направлению геомагнитного поля того времени и места, где они возникали. Полученный при этом вектор первичной намагнитченности сохранился в горной породе и может быть определен. «Окаменевший геомагнетизм» позволяет сопоставлять отложения и выяснять их возраст.

тате чего в разрезах осадочных и вулканических образований чередуются зоны прямой (совпадающей с современной) и обратной намагниченности. *Геоманнитные инверсии* — события глобального масштаба, поэтому теоретически возможна хронологическая корреляция прямо и обратно намагниченных пород по всему миру. Для этого вначале надо знать абсолютный возраст пород, в которых установлена полярность магнитного поля. Пока магнитохронологическая шкала геоманнитной полярности разработана только для позднего кайнозоя, это сделано по основным эффузивам и глубоководным океаническим осадкам.

Геоманнитные инверсии проявлялись во времени неравномерно. Длительные интервалы прямой или обратной намагниченности чередовались с интервалами частых инверсий. Этот процесс подчиняется сложной ритмичности. При изучении полных стратиграфических разрезов выявляются интервалы сгущений и разрежений инверсий, а также их характерные последовательности. На этой основе построена палеомагнитостратиграфическая шкала фанерозоя СССР (рис. 6.3). Применение палеомагнитного метода сдерживается его трудоемкостью, необходимостью иметь множество опорных разрезов.

Ритмостратиграфия заключается в изучении чередования различных пород в разрезах. Определяются наборы (ритмы)

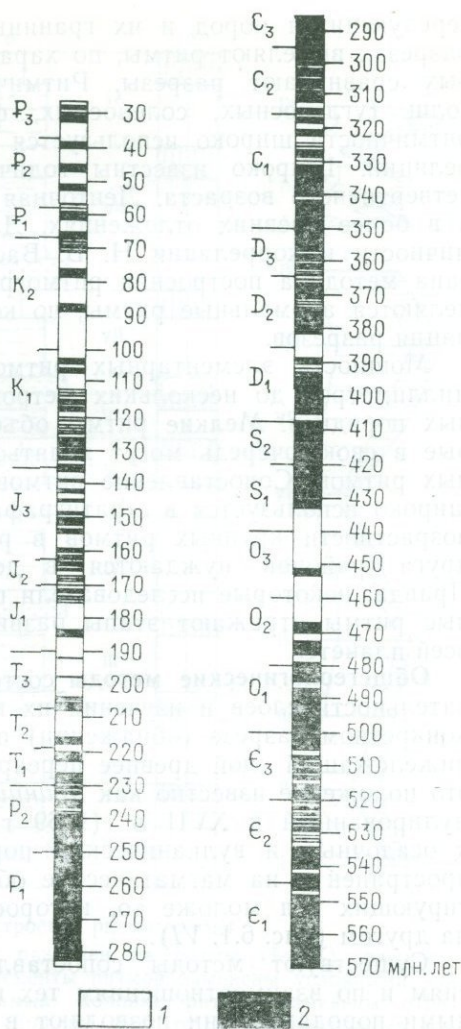


Рис. 6.3. Палеомагнитная шкала палеозоя, мезозоя и палеогена СССР ([Палеомагнитология, 1982 г.], с упрощениями).

Намагниченность: 1 — прямая, 2 — обратная.

чередующихся пород и их границы. В ритмично построенных разрезах выделяют ритмы, по характерным особенностям которых сравнивают разрезы. Ритмичность типична для многих толщ (угленосных, соленосных, флишевых), поэтому анализ ритмичности широко используется для их расчленения и корреляции. Широко известны годовые ритмы ленточных глин четвертичного возраста. Ленточная слоистость устанавливается и в более древних отложениях. Для облегчения анализа ритмичности и корреляции Н. Б. Вассоевичем [1948 г.] разработана методика построения ритмограмм (рис. 6.4). На них выделяются аномальные ритмы, по которым и проводится корреляция разрезов.

Мощность элементарных ритмов различна: от нескольких миллиметров до нескольких метров. Ритмичность бывает разных порядков. Мелкие ритмы объединяются в крупные, которые в свою очередь могут являться частями еще более крупных ритмов. Сопоставление ритмов разных порядков довольно широко используется в стратиграфии. Однако выводы об одновозрастности крупных ритмов в разрезах удаленных друг от друга районов нуждаются в дополнительном обосновании. Правда, некоторые исследователи полагают, что наиболее крупные ритмы отражают этапы развития Земли и синхронны по всей планете.

Общегеологические методы состоят в определении последовательности слоев и изучении их взаимоотношений. В каждом конкретном разрезе (обнажении) при ненарушенном залегании нижележащий слой древнее перекрывающего (см. рис. 6.1, V); это положение известно как *принцип (закон) Н. Стенона*, сформулированный в XVII в. (1669 г.). Он обычно применяется к осадочным и вулканическим породам, но может быть распространен и на магматические образования. Из двух контактирующих тел моложе то, которое повлияло (оставило след) на другом (рис. 6.1, VI).

Существуют методы сопоставления разрезов по несогласиям и по взаимоотношениям тех или иных пород с изверженными породами. Они позволяют в первом приближении наметить близкие по возрасту фрагменты разрезов. Несогласия — это естественные рубежи, по которым расчленяются разрезы. Затем сопоставляются толщи, занимающие одинаковое положение по отношению к поверхностям несогласия. К таким методам относится *метод выделения структурных этажей*. Полагают, что образования одинаковых этажей ближе по возрасту друг к другу, так как они существовали до (или после) события, вызвавшего несогласие. На рис. 6.1 VII, VIII гнейсы *a* и амфиболы *в* нижних этажей образуют древний комплекс, а песчаники *б* и аргиллиты *г* — молодой. При использовании этого метода в сложно построенных областях развития метаморфических образований (когда выделяется несколько струк-

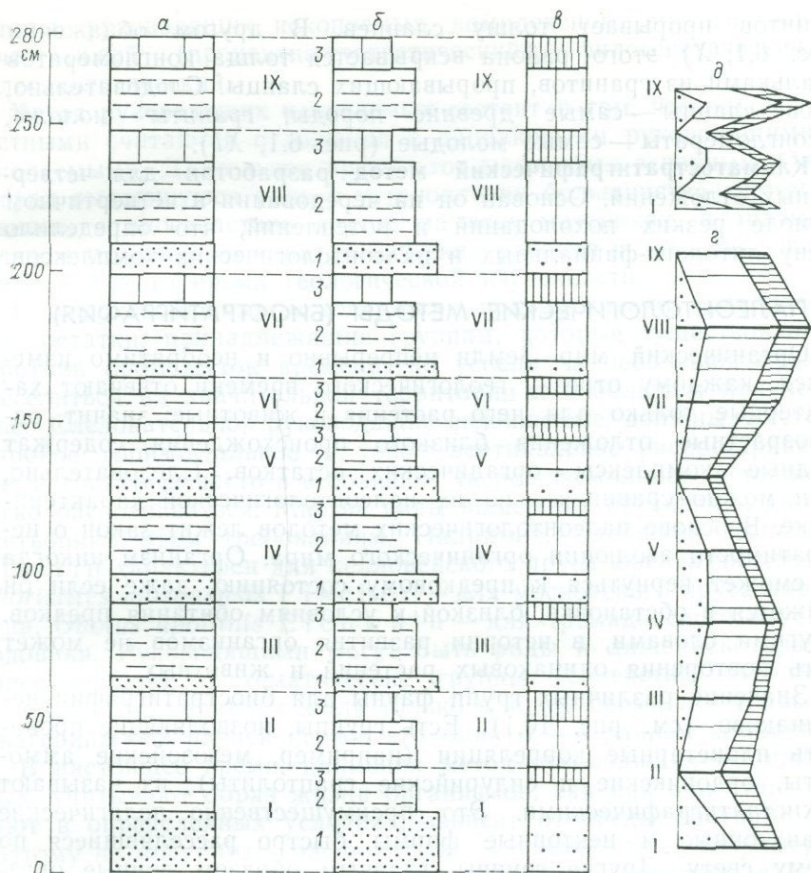


Рис. 6. 4. Построение ритмограммы.

а — послойный разрез; б — разрез разделен на ритмы (I—IX), выделены элементы (1, 2, 3) ритмов; в — элементы ритмов заменены условными знаками (произвольно); г — ритмограмма: колонки ритмов заменены отрезками горизонтальных линий (расположены друг от друга на равных расстояниях), границы элементов ритмов соединены прямыми линиями; д — ритмограмма того же разреза в более компактном и удобном виде: уменьшен вертикальный масштаб и убраны отрезки линий, обозначающих колонки ритмов (вертикальный масштаб ритмограмм выбирается исполнителями).

турных этажей) есть опасность сопоставления толщ, принадлежащих разным этажам. По этой же причине указанный метод не применяют для удаленных друг от друга регионов.

Метод изучения взаимоотношений с изверженными породами позволяет определить последовательность образования горных пород. Так, в обнажении на рис. 6.1, IX интрузия

гранитов прорывает толщу сланцев. В другом обнажении (рис. 6.1, X) этого района вскрывается толща конгломератов с гальками из гранитов, прорывающих сланцы. Следовательно, здесь сланцы — самые древние породы, граниты — моложе, а конгломераты — самые молодые (рис. 6.1, XI).

Климатостратиграфический метод разработан для четвертичных отложений. Основан он на чередовании в четвертичном периоде резких похолоданий и потеплений, что определило смену литолого-фациальных и палеонтологических комплексов.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ (БИОСТРАТИГРАФИЯ)

Органический мир Земли непрерывно и необратимо изменялся, каждому отрезку геологического времени отвечают характерные только для него растения и животные; значит, разновозрастные отложения близкого происхождения содержат сходные комплексы органических остатков. Следовательно, слои можно сравнивать по их палеонтологической характеристике. В основе палеонтологических методов лежит закон о необратимости эволюции органического мира. Организм никогда не сможет вернуться к предковому состоянию, даже если он окажется в обстановке, близкой к условиям обитания предков. Другими словами, в истории развития организмов не может быть повторения одинаковых растений и животных.

Значение различных групп фауны для биостратиграфии неодинаково (см. рис. 10.1). Есть группы, позволяющие проводить планетарные корреляции (например, мезозойские аммониты, ордовикские и силурийские граптолиты); их называют архистратиграфическими. Это преимущественно пелагические планктонные и нектонные формы, быстро расселявшиеся по всему свету. Другие группы, главным образом донные организмы, распространявшиеся в личиночной стадии, менее пригодны для широкой корреляции, но они играют ведущую роль в региональной биостратиграфии. Для исследования закрытых районов, изучаемых при помощи буровых скважин, огромное значение приобретают микроскопические органические остатки (микрофоссилии) животного, растительного и даже невыясненного происхождения. К микрофоссилиям относятся скелеты мелких животных (фораминифер, радиолярий, остракод), некоторые водоросли, споры и пыльца высших растений, мелкие фрагменты скелета (конодонты, сколекодонты, чешуйки рыб), спороморфные и другие биогенные образования.

Научно-технический прогресс XX в. оказал заметное влияние и на палеонтологию. Новые приборы и аппаратура позволяют усовершенствовать способы извлечения органических остатков из горных пород и методы их изучения. Все больше групп организмов привлекается на службу биостратиграфии. Для определения геологического возраста биостратиграфия использует

методы: руководящих ископаемых, комплексного анализа, количественный (процентно-статистический), филогенетический, палеоэкологический.

Метод руководящих ископаемых состоит в том, что разновозрастными считаются отложения с одинаковыми руководящими ископаемыми. Длительное время этот метод был основным. Он сыграл выдающуюся роль в установлении большинства систем, отделов, а впоследствии ярусов на всех материках, в значительном удалении от стратотипических районов и зачастую при невысокой в то время геологической изученности.

Под *руководящими ископаемыми* подразумевают органические остатки, принадлежащие группам, которые существовали короткий промежуток времени, но успели за небольшой срок расселиться на значительной территории и в большом количестве. Следовательно, руководящие ископаемые должны иметь широкое горизонтальное и узкое вертикальное распространение, встречаться часто и в большом числе экземпляров, а также легко распознаваться. Многие виды вымерших организмов удовлетворяют этим требованиям. Например, *Cadoceras elatmae* Nikitin характерен для келловейского яруса юрской системы, *Choristites mosquensis* Fischer — для московского яруса карбона, *Obolus apollinis* Eichwald — для тремадокского яруса ордовика. Руководящими могут быть роды и даже некоторые более крупные систематические группы (семейства, отряды, классы). Так, цератиты жили только в конце перми и в триасе, швагерини — в ранней перми, археоциаты — в раннем кембрии.

В настоящее время, применяя метод руководящих ископаемых, учитывают образ жизни организмов, так как они существуют в определенных условиях, зависят от среды обитания и поэтому не могут быть распространены повсеместно. Например, среднекембрийские трилобиты рода *Paradoxides* найдены в Европе, Сибири, Средней Азии, Монголии, Китае, Австралии, Антарктиде, но только в морских отложениях. Брахиоподы *Conchidium knighti* Sowerby встречаются в лудлове (верхний силур) Северной Америки, Британских островов, Прибалтики, Приднестровья, Урала, Новой Земли, Средней Азии, Западного Саяна, Алтая и Северо-Востока СССР. Однако везде раковины этого вида обнаружены в определенном типе карбонатных отложений. Когда перемещаются фации, вместе с ними переселяются и организмы. При восстановлении прежней обстановки они могут возвратиться, тогда в разрезе повторяются руководящие ископаемые. Такое явление называется рекурренцией, процесс этот может быть неоднократным.

Наряду с широко распространенными (космополитными) видами существовали виды, обитавшие на ограниченной площади (эндемичные). Так, в силуре юга Сибири и Монголии многочисленны находки брахиопод тувелл (*Tuvaella*). На этой территории тувеллы являются руководящими, занимая определенный

интервал разреза, но провести по ним корреляцию с разрезами силура других районов невозможно, так как нигде больше они не встречаются.

Метод комплексного анализа органических остатков заключается в выяснении распределения всех окаменелостей в разрезах, установлении смены комплексов и прослеживании выделенных комплексов от разреза к разрезу. Метод хорошо иллюстрируется на графиках. Для этого наименования органических остатков располагают в общем списке окаменелостей в порядке их появления в разрезе, отмечая линиями интервал, на котором встречается каждая форма. На получившемся графике — «лесенке» ступени показывают смену комплексов.

Так, на графике (рис. 6.5, а) видно, что в однообразной по литологии толще сменяются пять палеонтологических комплексов. В них присутствуют формы, не выходящие за пределы интервала, доживающие, исчезающие в его конце, появляющиеся и проходящие. Устойчивость выделенных комплексов проверяется в нескольких разрезах. Называют комплекс по типичному виду (*вид-индекс*). Этот метод позволяет установить естественные рубежи смены фауны и флоры. При его применении также необходимо анализировать фациальные особенности разреза. В примере на рис. 6.5, б все семь пачек слоев имеют собственный набор окаменелостей, однако легко заметить их повторение в пачках 1 и 3; 2 и 4; 5 и 7, что связано с близостью фаций. Таким образом, в разрезе присутствуют уже не семь палеонтологических комплексов, а только два (пачки 1—4; 5—7).

При комплексном анализе учитывается и количественная характеристика фауны. Увеличение численности показывается на графике утолщением соответствующих линий. В рассмотренном примере по этому признаку выделяется пачка 2 — своеобразный маркирующий уровень. Графики распространения форм в разрезе первоначально составляются отдельно для каждой группы организмов и затем сравниваются.

Количественные методы корреляции заключаются в использовании математического аппарата для анализа палеонтологических комплексов. В простейшей форме метод состоит в сравнении изучаемого слоя со слоями опорного разреза по содержанию общих окаменелостей. Например, в исследуемом слое присутствует 5 % видов слоя а; 15 % — слоя б; 50 % — слоя в; 18 % — слоя г; 12 % — слоя д. По наибольшему содержанию общих видов изучаемый слой сопоставляют со слоем в. Сравнивают слои и пачки по специально разработанным коэффициентам сходства. Эти методы носят формальный характер; они применяются в комплексе с другими методами, так как одновозрастные, но разнофациальные комплексы могут иметь мало общих форм.

Филогенетический метод заключается в выяснении смены родственных организмов во времени, он основывается на прин-

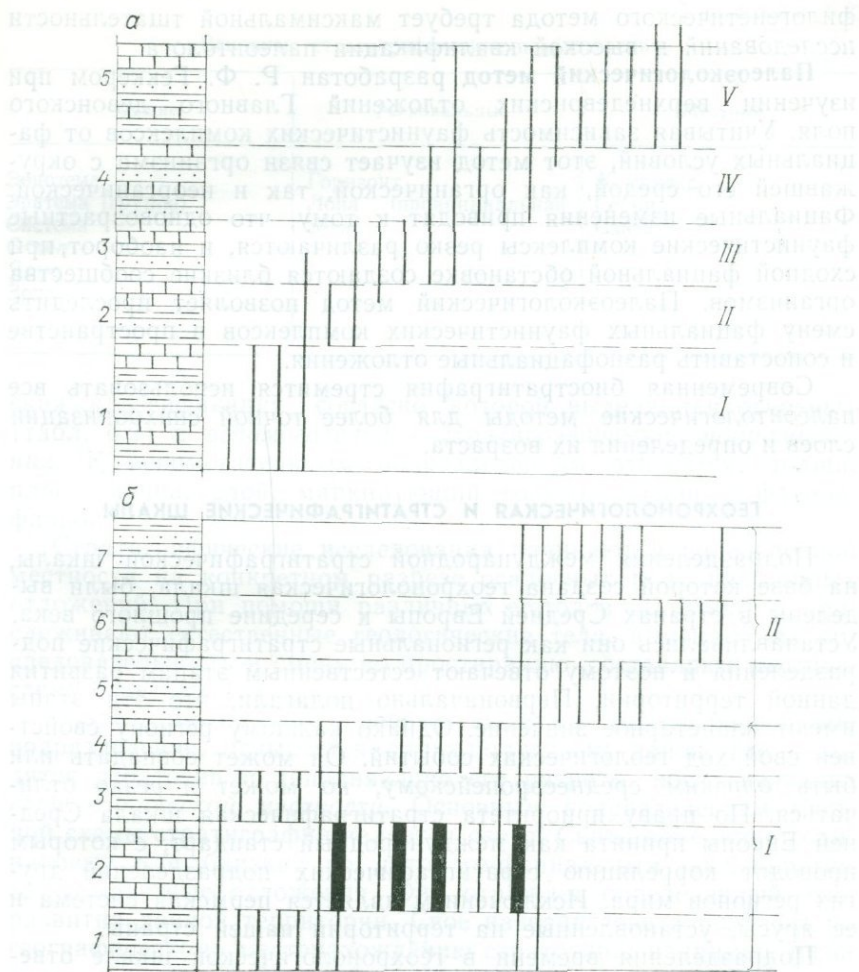


Рис. 6.5. Выделение разновозрастных палеонтологических комплексов.

ципах эволюционного развития. Полагают, что потомки устроены более прогрессивно, чем предки, и их остатки будут встречаться в более молодых отложениях. Так, хорошо известна история развития аммоноидей от палеозойских гониатитов с простой перегородочной линией до аммонитов с очень сложной линией. Чтобы применить филогенетический метод, надо выяснить филогенез конкретной родственной группы, т. е. установить, когда появились данные организмы, сколько времени они существовали, кто и какие были их предки, кто стали потомками и как они в свою очередь развивались. Применение

филогенетического метода требует максимальной тщательности исследований и высокой квалификации палеонтолога.

Палеоэкологический метод разработан Р. Ф. Геккером при изучении верхнедевонских отложений Главного девонского поля. Учитывая зависимость фаунистических комплексов от фациальных условий, этот метод изучает связи организма с окружающей его средой, как органической, так и неорганической. Фациальные изменения приводят к тому, что разновозрастные фаунистические комплексы резко различаются, и наоборот, при сходной фациальной обстановке создаются близкие сообщества организмов. Палеоэкологический метод позволяет проследить смену фациальных фаунистических комплексов в пространстве и сопоставить разнофациальные отложения.

Современная биостратиграфия стремится использовать все палеонтологические методы для более точной синхронизации слоев и определения их возраста.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Подразделения международной стратиграфической шкалы, на базе которой создана геохронологическая шкала, были выделены в странах Средней Европы к середине прошлого века. Устанавливались они как региональные стратиграфические подразделения и поэтому отвечают естественным этапам развития данной территории. Первоначально полагали, что эти этапы имеют планетарное значение. Однако каждому региону свойствен свой ход геологических событий. Он может совпадать или быть близким средневропейскому, но может и резко отличаться. По праву приоритета стратиграфическая шкала Средней Европы принята как международный стандарт, с которым проводят корреляцию стратиграфических подразделений других регионов мира. Исключением является пермская система и ее ярусы, установленные на территории нашей страны.

Подразделения времени в геохронологической шкале отвечают определенному рангу стратиграфических подразделений. *Геохронологическая шкала* включает следующие подразделения времени: эон, эра, период, эпоха, век, фаза. В *общей стратиграфической шкале* им соответствуют: эонотема, эратема (группа), система, отдел, ярус, зона. Покажем это на примере.

Фанерозойский эон	Фанерозойская эонотема
Мезозойская эра	Мезозойская эратема (группа)
Меловой период	Меловая система
Позднемеловая эпоха	Верхний отдел
Коньякский век	Коньякский ярус
Фаза <i>Inoceramus involutus</i>	Зона <i>Inoceramus involutus</i>

В Советском Союзе действует Стратиграфический кодекс СССР, выполнение которого обязательно при проведении геологических работ. В кодексе принята стратиграфиче-

Основные стратиграфические подразделения

Общие	Региональные	Местные
Эонотема Эратема (группа) Система Отдел Ярус Зона	Горизонт Лона (провинциальная зона)	Комплекс Серия Свита

ская классификация, согласно которой выделяются *основные* (табл. 6.2) и *вспомогательные* стратиграфические *подразделения*. К вспомогательным подразделениям относятся: толща, пласт, пачка, слой, маркирующий горизонт, слои с фауной, флорой.

Стратиграфические исследования начинают в определенной местности на конкретном разрезе осадочных и вулканогенных отложений. При помощи различных методов выделяют и прослеживают естественные геологические тела, выясняют их последовательность и смену по простиранию, составляют местную схему стратиграфии.

Разрез, на котором впервые выделено стратиграфическое подразделение, называется стратотипом; район, где находятся стратотип и дополняющие его разрезы, носит название *стратотипической местности*. Основным подразделением местной схемы стратиграфии является *свита*. Свита объединяет одинаковые или близкие по литолого-фациальным особенностям одновозрастные отложения. Она отражает определенный этап развития данной территории. Свое название свита получает по географическому местонахождению стратотипа: например, низвенская свита (р. Низва), байтальская свита (пос. Бай-Тал), полудовская свита (гора Полудов Камень) и т. п.

Свита подразделяется на подсвиты. Так, серегинская свита может делиться на нижне-, средне- и верхнесерегинскую подсвиты. *Серия* объединяет залегающие одна на другой две (или более) свиты, характеризующиеся общими признаками, и получает свое название. *Комплекс* объединяет две или несколько серий и также имеет собственное название. Местные стратиграфические подразделения не являются временными; это реальные геологические тела. Их существование не зависит от того, каким образом они сопоставляются с подразделениями общей шкалы, и заменяться этими подразделениями не должны.

Региональные стратиграфические подразделения устанавливаются для геологического региона, крупного палеобассейна

Схема стратиграфии лудловских отложений Прибалтики 1978 г. (с сокращениями)

Общая шкала			Региональные стратиграфические подразделения		Корреляция местных стратиграфических разрезов				
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Зона	Характерные комплексы органических остатков	Средняя Эстония, о. Сааремаа	Северная Латвия	Западная Латвия, Западная Литва	
Силурийская	Верхний	Лудловский	Паадлаский	?		Паадлаская свита Глинистые и биогермные известняки с <i>Laceripora cribrosa</i> (Eichw.) 9 м Водорослевые и биогермные известняки, мергели с <i>Thecia swinderniana</i> (Goldf.) 8 м Детритовые известняки и доломиты с <i>Protochonetes striatellus</i> (Dalm.) 14 м	Кихнусская свита. Массивные доломиты с <i>Thelodus schmidti</i> (Pand.)	Торгуская свита. Мергели, комковатые известняки с <i>Didymothyris didyma</i> (Dalm.)	Пагегийская свита Комковатые известняки с <i>Atrypella prunum</i> (Dalm.) 45 м Мергели и глинистые известняки с <i>Monograptus balticus</i> (Tell.) 32—53 м Дубинская свита Комковатые известняки и мергели с <i>Monoclimacis tauragensis</i> (Pask.) 10—68 м Мергели с <i>Lobograptus scanicus</i> (Tullb.), <i>Neodiversograptus nilssoni</i> (Lapw.) 79 м
				Monograptus balticus	Табуляты: <i>Thecia swinderniana</i> (Goldf.), <i>Laceripora cribrosa</i> (Eichw.). Брахиоподы: <i>Protochonetes striatellus</i> (Dalm.), <i>Didymothyris didyma</i> (Dalm.). Граптолиты: <i>Monograptus balticus</i> (Tell.), <i>Monoclimacis tauragensis</i> (Pask.), <i>Neodiversograptus nilssoni</i> (Lapw.). Рыбы: <i>Thelodus schmidti</i> (Pand.)				
				Monoclimacis tauragensis					
				Lobograptus scanicus					
				Neodiversograptus nilssoni					

седиментации или палеобиогеографической области. Основной единицей здесь является *горизонт*, представляющий собой совокупность разновозрастных свит; горизонт называется по одной из свит. *Лона* (провинциальная зона) устанавливается по палеонтологическому комплексу и называется по виду-индексу.

Упрощенный и сокращенный фрагмент схемы стратиграфии лудловских отложений силура Прибалтики приведен в табл. 6.3.

Стратиграфическая служба в нашей стране находится на высоком уровне. Законодательным органом является Межведомственный стратиграфический комитет (МСК СССР), объединяющий ведущих специалистов в области стратиграфии из различных геологических учреждений. Пленум МСК утверждает стратиграфические схемы крупных регионов, определяет дальнейшее направление исследований. По стратиграфическим схемам, принятым МСК СССР, составляются геологические карты территории нашей страны.

Глава 7. АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Историческая геология решает свои основные задачи при помощи анализа геологических разрезов. Выводы о закономерностях геологической истории земной коры бывают значительно объективнее, если они подкрепляются материалами многих геологических разрезов. Именно анализ конкретных геологических разрезов и обобщение этого материала позволили геологам выяснить распространение морей в далеком прошлом, проследить смену господства суши и широких морских трансгрессий, зафиксировать изменения климата; помогли расшифровать движения земной коры, определить местоположение, время возникновения и существования огромных горных хребтов и обширных впадин, отметить извержения вулканов, проследить движение ледников и т. д.

Используя знания по общей геологии и учению о фациях, а также опыт первой учебной геологической практики, проведем анализ геологического разреза Полюдова кряжа, расположенного на стыке Тимана и Урала (рис. 7.1), и нескольких разрезов палеозоя Восточного Казахстана.

Анализ разреза включает следующий комплекс исследований.

1. Определение последовательности образования слоев. Изучив взаимоотношения толщ в обнажениях, вскрыв канавами и шурфами задернованные участки, проследив толщи по площади, геологи установили последовательность, показанную на рис. 7.1, а. Самые древние толщи слагают ядро антиклинали, более молодые породы образуют синклинали, все это перекрывается маломощными четвертичными отложениями.

2. Определение возраста пород, по возможности каждой толщи, пачки, слоя. Решение этого вопроса, как и предыду-



Рис. 7.1. Геологический разрез Полюдова кряжа.

а — профиль; *б* — стратиграфическая колонка; *в* — колонки силурийских отложений.

1, 2 — конгломераты (1 — галечные, 2 — мелкогалечные); 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — суглинки; 6 — аргиллиты; 7 — сланцы; 8 — мергели; 9 — известняки; 10 — доломиты.

щего, — дело чрезвычайно трудоемкое, требующее поисков и тщательного сбора органических остатков, поскольку палеонтологический метод определения возраста остается для фанерозоя решающим.

Тщательно отбирают образцы для спорово-пыльцевого анализа, изучения микрофауны, палеомагнитных исследований, определения абсолютного возраста. Время, потраченное на поиски окаменелостей, окупается с лихвой: определение возраста пород позволяет проверить намеченную их последовательность и установить ее окончательно, дает возможность коррелировать разнофациальные отложения и тем самым делает палеогеографические выводы более уверенными, так как сравниваются разные фаии, одновременно существовавшие на данном участке. Выяснение возраста — это и определение времени проявления тех или иных событий. Геологи определили возраст, и поэтому на разрезе поставлены возрастные индексы.

В доломитах протерозоя были найдены многочисленные строматолиты, созданные известьевыделяющими водорослями.

Отсюда определены также микрофитофоссилии (микроскопические окаменелости растительного происхождения). В палеозойских отложениях обнаружен богатый комплекс беспозвоночных. В четвертичных суглинках присутствуют растительные остатки. Теперь можно построить стратиграфический разрез, т. е. стратиграфическую колонку (рис. 7.1, б).

3. Фациальный анализ всех пород, слагающих разрез. В качестве примера проведем его (в сокращенном виде) для силурийских отложений. Рассмотрим колонки, которые составлены по следующему друг за другом с запада на восток обнажениями силура (рис. 7.1, в). Фациальный анализ слагается из трех видов исследований: биофациального и литофациального анализов и общих геологических наблюдений.

В первом, самом западном, обнажении вскрыты внизу валунные и грубогалечные конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу мелкогалечными и гравелитами. Второй выход сложен такими же породами, но отличается от первого уменьшением размеров обломочного материала; верхняя часть толщи состоит из крупнозернистых песчаников. В третьем разрезе размер обломков становится еще меньше, сверху появляются глинистые и карбонатно-глинистые отложения. Четвертый, самый восточный, разрез сложен в основном карбонатными породами, и только внизу присутствует обломочный материал.

Для биофациального анализа нужны окаменелости. Органические остатки обнаружены в последних трех выходах. В верхней части второго обнажения и средней части третьего в песчаниках найдены обломки раковин двустворок. В глинистых породах третьего и четвертого обнажений присутствуют створки беззамковых брахиопод. В карбонатных отложениях найдены раковины замковых брахиопод, многочисленные фрагменты стеблей морских лилий, табуляты, одиночные и колониальные ругозы (некоторые из них в прижизненном положении), обломки и целые скелеты мшанок. Палеонтологическая характеристика позволяет уверенно сделать вывод о существовании на востоке моря нормальной солености, теплого, мелководного, благоприятного для обитания разнообразной морской фауны. Обломки раковин в песчаниках свидетельствуют о захоронении их в подвижной среде.

Литофациальный анализ основывается на текстурных и структурных особенностях пород. В восточных обнажениях наблюдается горизонтальная (параллельная) слоистость отложений. Поверхности напластования более или менее ровные со следами жизнедеятельности илоядных форм. В западных обнажениях хорошо видна косая слоистость. Массовые измерения слоев в сериях показали преобладающее падение на восток. Поверхности напластования несут знаки струй, потоков, ориентированные примерно в широтном направлении. Встречаются в песчаниках знаки несимметричной ряби. Следовательно, на

западе была подвижная среда осадконакопления, а на востоке — сравнительно спокойная.

Состав обломочного материала (твердый минерал — кварц), форма галек (более или менее изометричная), следы переноса (все гальки по степени окатанности — полуугловатые) указывают на деятельность водных потоков. Хотя удлиненные и плоские гальки встречаются крайне редко, по измерениям 300 удлиненных галек установлена их преимущественно широтная ориентировка.

Анализ общих геологических наблюдений состоит в изучении распространения отложений по площади, изменения их по территории развития (смены по простираанию), взаимоотношений с выше- и нижележащими отложениями, в оценке мощности. Частично все это уже выяснено. Дополним, что разновидности силурийских отложений вверх по разрезу и по простираанию сменяют друг друга постепенно. Установлено закономерное уменьшение обломочного материала вверх по разрезу и в восточном направлении. В этом же направлении появляется карбонатный цемент в обломочных породах, меняется состав отложений. Мощность конгломератов в западных обнажениях достигает 300 м, мощность карбонатно-глинистых отложений на востоке 160—200 м. Грубообломочные породы в плане слагают неодинаковую по ширине, с пережимами полосу.

Приведенную характеристику нельзя считать полной, но даже она позволяет сделать основные выводы о палеогеографии района Полюдова кряжа в силуре. Морской бассейн нормальной солености находился дальше на востоке, а здесь располагалась прибрежная его часть, куда водными потоками с суши, находившейся на западе, приносился обломочный материал. Мономинеральный состав свидетельствует не только о дальности переноса, в процессе которого были разрушены менее устойчивые минералы и окатались обломки кварца, но, вероятно, и о длительном разрушении пород в области питания еще до начала их сноса.

4. Расшифровка движений данного участка земной коры. Для этого необходимо выполнить ряд исследований. Это, во-первых, выяснение смены фаций в разрезе и на площади. Палеогеография силура, изменение характера отложений по простираанию и вверх по разрезу говорят о постепенном опускании района и наступании моря (трансгрессии) в западном направлении. Прогибание в протерозое доказывается сменой грубозернистых мелководных отложений более глубоководными.

Во-вторых, проводится анализ стратиграфических несогласий. В рассматриваемом разрезе есть только одно стратиграфическое несогласие: между силуром и средним девоном. Оно вызвано довольно быстрым поднятием. Если бы погружение до этого поднятия стало замедляться и было постепенным, в разрезе произошло бы повторение (почти зеркальное отражение)

отложений разных фаций: глубоководные отложения сменились бы мелководными и прибрежными, т. е. наблюдался бы полный непрерывный трансгрессивно-регрессивный комплекс (цикл). В рассматриваемом разрезе присутствуют только неполные циклы.

Стратиграфическое несогласие может быть вызвано и подводными размывами. При анализе несогласия геологам часто бывает важно выяснить: совсем не отлагались здесь «выпавшие» из разреза толщи или они уничтожены последующим размывом? Для этого изучают отложения непосредственно выше несогласия и в обломочном материале отыскивают следы исчезнувшей толщи (органические остатки, характерные минералы). Такой анализ обычно диктуется поисками полезного ископаемого. В изучаемом разрезе установлено, что в раннем девоне весь этот район был сушей, областью размыва.

В-третьих, проводят анализ структурных несогласий, вызванных складчатыми движениями. Структурных несогласий в разрезе три: между протерозоем и силуром; протерозоем и четвертичными отложениями; палеозоем и четвертичными отложениями. Несогласий установлено три, а складчатостей было две: первая — после накопления протерозойских толщ, но до силура; вторая — после ранней перми, до четвертичного периода. В дальнейшем, по мере прохождения курса, уточняется время проявления складчатостей: структуры этого района созданы байкальской (в конце протерозоя) и герцинской (в конце палеозоя) складчатостями.

Таким образом, в результате анализа геологического разреза восстановлена геологическая история района Полюдова кряжа. В позднем протерозое на фоне интенсивного погружения идет накопление терригенных и карбонатных отложений. В конце протерозоя проявляется складчатость, на месте морского бассейна возникают складчатые горы. Они постепенно разрушаются, на выровненную поверхность в силуре наступает море. После краткого поднятия в раннем девоне здесь снова идет интенсивное осадконакопление в морских условиях, продолжающееся до раннепермской эпохи включительно. В конце палеозоя проявляется сильная складчатость и весь этот район становится областью разрушения.

5. Выяснение истории магматизма. Для примера познакомимся со схематическими разрезами палеозоя Восточного Казахстана (рис. 7.2). В разрезе, показанном на рис. 7.2, а, толща вулканических пород подстилается и перекрывается верхнедевонскими песчаниками с растительными остатками. В середине позднего девона на пески с растениями излилась магма, образовался лавовый покров; нижележащие породы обожжены (горячий контакт). Затем на остывшую поверхность лавового потока (холодный контакт) легли пески с остатками флоры. В дальнейшем эффузивы и вмещающие их песчаники были собраны

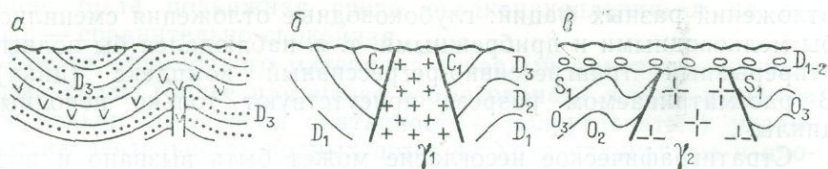


Рис. 7.2. Схематические геологические разрезы районов Восточного Казахстана.

в складки. Позднедевонский возраст вулканических пород определяется однозначно.

На другом разрезе (рис. 7.2, б) гранитная интрузия прорывает девонские и нижнекаменноугольные отложения. Контакт с вмещающими породами горячий. Возраст интрузии — послераннекаменноугольный, точнее его не определить. В разрезе, представленном на рис. 7.2, в, возраст гранитов устанавливается уверенно. Интрузия прорывает толщу ордовика и нижнего силура и с размывом перекрывается нижнедевонскими отложениями, в конгломератах которых найдены гранитные гальки. Следовательно, интрузия имеет позднесилурийский возраст.

Глава 8. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Главнейшими элементами земного рельефа являются континенты и океаны. Это разделение, как оказалось, имеет и глубокий геолого-геофизический смысл. Мощность земной коры на континентах, определяемая по возрастанию скорости прохождения продольных сейсмических волн до 8—8,2 км/с (граница Моховичича, или граница Мохо), достигает на континентах 30—70 км, а в океанических впадинах 5—15 км. Первый тип земной коры был назван *континентальным*, второй — *океаническим* *. Следующей глобальной границей, прослеживаемой повсеместно, является поверхность кристаллического фундамента со скоростью прохождения продольных сейсмических волн 5 км/с. Выше поверхности фундамента залегает так называемый осадочный слой, который слагают осадочные и слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные породы. Мощность этого слоя на континентах изменяется от нуля до 15—25 км, в океанах составляет менее 1 км (в среднем 0,3—0,4 км).

Толща между поверхностью кристаллического фундамента и поверхностью Мохо выделяется в консолидированную кору. Ее

* Ленинградский геофизик Н. К. Булин считает, что достоверность сейсмических данных в огромной степени зависит от искусства и эрудированности исполнителей и что мощность земной коры океанов и континентов практически одинакова.

верхнюю часть на континентах слагает гранитный, или *гранитно-метаморфический*, слой. В строении этого слоя участвуют граниты и разнообразные метаморфические породы, выходящие на земную поверхность в пределах щитов континентов и в центральных частях горных сооружений. Мощность гранитного слоя составляет 20—30 км; предполагается, что в пределах нижней части континентального склона он выклинивается и поэтому отсутствует в океанических впадинах, где ему соответствует слой, образованный переслаиванием базальтов и уплотненных осадочных пород. Таким образом, континентальный тип земной коры распространен не только в пределах материков, но и на шельфе и материковом склоне. Поэтому понятие «континент» в геофизическом смысле шире соответствующего географического понятия.

До последнего времени нижняя часть консолидированной коры выделялась в *базальтовый* слой, так как предполагалось, что слагающие его породы близки по своим свойствам к базальту. Граница гранитного и базальтового слоев проводилась по поверхности Конрада, фиксируемой возрастанием скорости продольных сейсмических волн до 6,2 км/с. Однако в настоящее время установлено, что граница Конрада имеет спорадическое распространение. К тому же Кольская сверхглубокая скважина, пересекая эту границу, не обнаружила на этом уровне существенного изменения состава горных пород. Поэтому сейчас ставится под сомнение правомочность выделения гранитного и базальтового слоев.

Кроме континентального и океанического типов коры различают еще кору промежуточного типа, которая подразделяется на два подтипа: субконтинентальную и субокеаническую. *Субконтинентальная* кора отличается от континентальной общей меньшей мощностью, особенно утоняется гранитный слой. Этот подтип коры характеризует окраины Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого и Южного океанов. В *субокеанической* коре, распространенной в окраинных морях, островных дугах и глубоководных желобах Тихого океана, в отличие от океанической коры, значительно — до 15—20 км — возрастает мощность осадочного слоя.

Под консолидированной корой располагается *верхняя мантия*. По предположению многих ученых, под океанами верхняя мантия сложена ультраосновными породами, что будто бы подтверждается находками таких пород в осевых частях срединно-океанических хребтов Индийского и Атлантического океанов. Под континентами для верхней мантии предполагается эклогитовый состав (базальт с очень плотной упаковкой атомов в кристаллической решетке).

Вещество мантии находится в твердом состоянии, однако в средней части верхней мантии — в интервале глубин 100—250 км под континентами и 50—40 км под океанами —

выделяется прерывистый *астеносферный слой*, в котором скорость сейсмических волн падает. Это объясняется тем, что здесь земное вещество находится в пластичном, частично в расплавленном состоянии. Часть верхней мантии, располагающаяся выше астеносферного слоя, вместе с земной корой образует *литосферу*. Именно астеносфера, как предполагают, является главным источником магматических процессов. По астеносфере, благодаря ее пластичности, в соответствии с гипотезой новой глобальной тектоники происходит движение литосферных плит. Н. И. Павленкова развивает представления о многоастеносферной модели верхней мантии, что в большей степени, по ее мнению, соответствует сложному характеру тектонических движений.

СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

Анализ обширного фактического материала, полученного при изучении земной коры континентов, давно позволил установить существование районов двух типов. В одних районах, обычно совпадающих с горными странами, отложения смяты в сложные складки, разбиты сбросами и надвигами, пронизаны изверженными породами, метаморфизованы. В других районах — обычно это равнинные территории, имеющие изометрические или угловатые очертания, — отложения не метаморфизованы, залегают горизонтально или полого; при этом под ними находятся такие же породы, как и в первом случае (рис. 8.1). Таким образом, повсеместно присутствуют дислоцированные породы, только в некоторых районах они скрыты под покровом более молодых неметаморфизованных отложений.

Первый тип районов называют складчатой областью, а при значительной протяженности — складчатым поясом; второй тип — платформой. Складчатые пояса (области) и платформы представляют собой главнейшие элементы современной структуры континентов и результат длительной истории соответствующих участков земной коры.

Для *складчатых областей (поясов)* характерны: линейность их контуров, громадная мощность накопившихся отложений (до 15—25 км), выдержанность состава и мощности этих отложений по простиранию складчатой области и резкие изменения вкрест ее простиранья; наличие своеобразных *формаций* — комплексов пород, образовавшихся совместно на определенных стадиях развития этих районов (аспидная, флишевая, спилито-кератофировая, молассовая и другие формации); интенсивный эффузивный и интрузивный магматизм (особенно характерны крупные гранитные интрузии — батолиты); сильный региональный метаморфизм; сильная складчатость, обилие разломов, в том числе надвигов, указывающих на господство сжатия. Складчатые области (пояса) возникают на месте геосинклинальных областей (поясов).

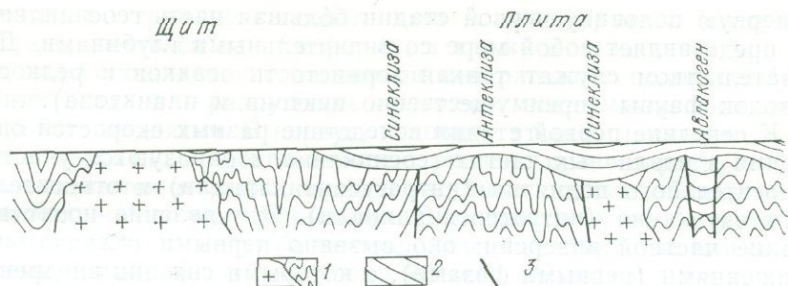


Рис. 8.1. Схема строения платформы.

1 — складчатый фундамент; 2 — платформенный чехол; 3 — разломы.

Геосинклиналь — обширная подвижная область земной коры, в которой первоначально накапливались мощные осадочные и вулканогенные толщи, затем происходило их смятие в сложные складки, сопровождающееся образованием разломов, внедрением интрузий и метаморфизмом. В развитии геосинклинали различают две стадии.

Первая — собственно геосинклинальная — стадия характеризуется преобладанием опускания. Большая мощность осадков в геосинклинали — это результат растяжения земной коры и ее прогибания, иначе мощность осадков не превышала бы глубины депрессии. Таким образом, геосинклиналь — это прежде всего подвижный участок земной коры. В первую половину первой стадии обычно накапливаются песчано-глинистые и глинистые осадки (в результате позднейшего метаморфизма они образуют черные глинистые сланцы, выделяемые в *аспидную* формацию) и известняки. Прогибание может сопровождаться разрывами, по которым поднимается магма основного состава и изливается в подводных условиях; возникшие породы после метаморфизма вместе с сопровождающими субвулканическими образованиями дают *спилит-кератофировую* формацию. Одновременно с ней обычно образуются кремнистые породы, яшмы.

Указанные формации накапливаются одновременно, но на разных площадях. Накопление спилито-кератофировой формации обычно происходит во внутренней части геосинклинали — в *эвгеосинклинали*. Для *эвгеосинклинали* характерны формирование мощных вулканогенных толщ, обычно основного состава, и внедрение интрузий габбро, диабазов и ультраосновных пород. В краевой части геосинклинали, по ее границе с платформой, обычно располагаются *миогеосинклинали*. Здесь накапливаются главным образом терригенные и карбонатные толщи; вулканические породы отсутствуют, интрузии не типичны.

В первую половину первой стадии большая часть геосинклинали представляет собой море со значительными глубинами. Дозказательством служат тонкая зернистость осадков и редкость находок фауны (преимущественно нектона и планктона).

К середине первой стадии вследствие разных скоростей опускания в различных частях геосинклинали образуются участки относительного поднятия (интрагеоантиклинали) и относительного опускания (интрагеосинклинали). Это явление носит название частной инверсии; оно вызвано первыми складчатыми движениями (первыми фазами), с которыми связано внедрение небольших интрузий плагиигранитов.

Во вторую половину первой стадии в результате появления внутренних поднятий море в геосинклинали мелеет. Теперь это архипелаг, разделенный проливами. Море из-за обмеления наступает на смежные платформы. В геосинклинали накапливаются известняки, мощные песчано-глинистые ритмично построенные толщи, образующие *флишевую* формацию; происходит излияние лав среднего состава, слагающих *порфиритовую* формацию. К концу первой стадии интрагеосинклинали исчезают, интрагеоантиклинали сливаются в одно центральное поднятие. Это — общая инверсия; она соответствует главной фазе складчатости в геосинклинали. Складчатость обычно сопровождается внедрением крупных синорогенных (одновременных со складчатостью) гранитных интрузий. Происходит смятие пород в складки, часто осложняющееся надвигами. Все это вызывает региональный метаморфизм. На месте интрагеосинклиналей возникают синклинии — сложно построенные структуры синклинального типа, а на месте интрагеоантиклиналей — антиклинории. Геосинклиналь «закрывается», превращаясь в складчатую область.

В строении и развитии геосинклинали очень важная роль принадлежит *глубинным разломам* — длительно живущим разрывам, которые пересекают все земную кору и уходят в верхнюю мантию. Глубинные разломы определяют контуры геосинклиналей, их магматизм, разделение геосинклинали на структурно-фациальные зоны, различающиеся составом осадков, их мощностью, магматизмом и характером структур. Внутри геосинклинали иногда выделяют *срединные массивы*, ограниченные глубинными разломами. Это блоки более древней складчатости, сложенные породами того основания, на котором заложилась геосинклиналь. По составу осадков и их мощности срединные массивы близки платформам, но их отличают сильный магматизм и складчатость пород, преимущественно по краям массива.

Вторая стадия развития геосинклинали называется *орогенной* и характеризуется преобладанием поднятий. Осадконакопление происходит на ограниченных площадях по периферии центрального поднятия — в *краевых прогибах*, возник-

кающих по границе геосинклинали и платформы и частично накладывающихся на платформу, а также в межгорных прогибах, образующихся иногда внутри центрального поднятия. Источник осадков — разрушение постоянно воздымающегося центрального поднятия. В первую половину второй стадии это поднятие, вероятно, имеет холмистый рельеф; при его разрушении накапливаются морские, иногда лагунные осадки, образующие *нижнюю молассовую* формацию. В зависимости от климатических условий это могут быть угленосные паралические или соленосные толщи. В это же время обычно происходит внедрение крупных гранитных интрузий — батолитов.

Во вторую половину стадии резко возрастает скорость воздымания центрального поднятия, что сопровождается его расколами и обрушением отдельных участков. Это явление объясняется тем, что вследствие складчатости, метаморфизма, внедрения интрузий геосинклиналь становится жесткой и на продолжающееся поднятие реагирует расколами. Море покидает эту территорию. В результате разрушения центрального поднятия, которое в это время представляло собой горную страну, накапливаются континентальные грубообломочные толщи, образующие *верхнюю молассовую* формацию. Раскалывание сводовой части поднятия сопровождается наземным вулканизмом; обычно это лавы кислого состава, которые вместе с субвулканическими образованиями дают *порфировую* формацию. С ней бывают связаны трещинные щелочные и малые кислые интрузии. Таким образом, в результате развития геосинклинали возрастает мощность континентальной коры.

К концу второй стадии складчатая горная область, возникшая на месте геосинклинали, разрушается, территория постепенно выравнивается и становится платформой. Геосинклиналь из области накопления осадков превращается в область разрушения, из подвижной территории — в малоподвижную жесткую выровненную территорию. Поэтому амплитуды движений на платформе невелики. Обычно море, даже мелкое, покрывает здесь обширные площади. Эта территория уже не испытывает столь сильного прогибания, как раньше, поэтому и мощность осадков значительно меньше (в среднем 2—3 км). Опускание неоднократно прерывается, поэтому наблюдаются частые перемены в осадконакоплении; тогда могут образовываться коры выветривания. Не происходит и энергичных поднятий, сопровождаемых складчатостью. Поэтому вновь образованные мало мощные, обычно мелководные осадки на платформе не метаморфизованы и залегают горизонтально или слабо наклонно. Изверженные породы редки и представлены обычно наземными излияниями лав базальтового состава.

Платформы — стабильные жесткие участки земной коры континентов, имеющие двухэтажное строение: нижний этаж — складчатый, метаморфизованный, прорванный интрузиями (*фун-*

дамент); верхний — сложенный неметаморфизованными горизонтально или полого залегающими отложениями (*чехол*). Образование чехла платформ обычно начинается с *базальной лагунно-континентальной* формации, которая накапливается на небольших площадях в пределах линейных зон, ограниченных разломами; эти зоны называются авлакогенами или рифтовыми зонами. В авлакогенную стадию на платформе в зависимости от климата образуются красноцветные, сероцветные или лимнические угленосные толщи.

Следующая стадия — плитная, когда в погружение вовлекается значительная часть платформы; сюда проникает море, наступающее со стороны смежной геосинклинали. Образуется *трансгрессивная морская терригенная* формация; это кварцевые или полимиктовые пески и песчаники, темные глины (иногда битуминозные), глинисто-карбонатные осадки. Максимуму трансгрессии соответствует накопление платформенной *карбонатной* формации, сложенной известняками, доломитами, иногда с прослоями песчано-глинистых пород. Затем море постепенно мелеет, начинается регрессия; карбонатная формация сменяется *соленосной красноцветной* формацией (пестроцветные песчаники, глины, гипс, соли) или, если климат влажный, параличской *угленосной* формацией. Наконец, накопление пород каждого цикла платформенного чехла завершается образованием *континентальной* формации.

Последовательность накопления формаций на платформах иногда нарушается образованием *трапповой* формации, сложенной долеритами, диабазами, базальтами и их туфами. Это наземные трещинные излияния, иногда взрывные извержения центрального типа. Наряду с покровами обычно широко развиты межпластовые интрузии — силлы.

Как уже отмечалось, в пределах платформ выделяется два структурных этажа — складчатый фундамент и чехол. Крупные изометричные выходы складчатого фундамента на земную поверхность называются *щитами* (Балтийский щит, Канадский щит и др.). *Плиты* — это части платформ, перекрытые чехлом (Русская плита, Сахарская плита и др.). В пределах плит фундамент погружен на значительные глубины (2—3 км, реже 5 км и более). В пределах плит выделяют *антеклизы* и *синеклизы*. *Антеклизы* — это участки неглубокого залегания складчатого фундамента под осадочным чехлом. В пределах антеклиз наблюдаются сокращенные мощности отложений, частые перемены. Иногда в центральной части антеклиз фундамент выходит на поверхность, образуя массивы. *Синеклизы* — это крупные впадины, участки глубокого залегания складчатого фундамента, где мощность пород чехла значительна. В поперечнике антеклизы и синеклизы измеряются многими сотнями километров. Примерами антеклиз являются Воронежская и Волго-Уральская, синеклиз — Московская, Вилуйская и др.

В пределах платформы выделяют также *авлакогены*, или *рифтовые зоны*, — линейные, узкие прогибы протяженностью сотни километров, шириной десятки километров, образовавшиеся в результате погружения этих участков по расколам фундамента. Это подтверждается излиянием базальтов, присутствующих в нижних частях разрезов авлакогенов. Отложения авлакогенов нередко имеют большую мощность и могут быть смяты в складки; по составу формаций авлакогены близки к миогеосинклиналям. Примеры авлакогенов — Припятско-Днепровский, Пачелмский и др. Авлакогены чаще образуются на ранней стадии развития платформы, до начала формирования платформенного чехла, однако могут возникать и позднее, фиксируя эпохи растяжения земной коры.

В зависимости от возраста складчатости, которой создан фундамент, различают платформы древние, или докембрийские, и эпипалеозойские (послепалеозойские). Так как в областях мезозойской складчатости типичный платформенный чехол еще не успел сформироваться, в приложении к ним термин «платформа» используется реже.

Некоторые части платформы могут испытывать интенсивное сводовое поднятие, сопровождаемое раскалыванием. Это явление носит название глыбовых движений или *эпиплатформенного* (т. е. возникшего на месте платформ) *орогенеза*, приводящего к образованию *сводово-глыбовых гор*, классическим примером которых является Саяно-Тянь-Шаньский пояс поднятий. Этот пояс возник на месте эпипалеозойской платформы в неоген-четвертичное время. Глыбовые движения могут приводить и к опусканию отдельных блоков по расколам. Такое происхождение имеют впадина оз. Байкал, рифт (грабен) Красного моря, зона грабенов Восточной Африки, наиболее глубокие части которых заняты озерами.

Под областями эпиплатформенного орогенеза мощность земной коры возрастает в 1,5 раза (60—80 км); возможно, причиной этих поднятий является разуплотнение вещества земной коры. Области эпиплатформенного орогенеза не могут быть отнесены к геосинклиналям, находящимся на второй стадии развития (орогенной), так как здесь образованию гор не предшествует мощное осадконакопление; магматизм проявлен слабо и носит платформенный характер; накопившиеся осадки не смяты в складки (исключение представляют приразломные участки). Иногда эпиплатформенный орогенез сопровождается мощным гранитоидным магматизмом, образованием вулканогенных поясов, вытянутых вдоль глубинных разломов, и формированием связанных с ними разнообразных рудных месторождений. Это явление носит название *тектоно-магматической активизации*.

В каждый момент геологической истории на земной поверхности могут существовать платформы; геосинклинали

(геосинклинальные пояса, области), находящиеся на первой, собственно геосинклинальной стадии развития; складчатые области (пояса), характеризующиеся орогенной стадией развития или не эродированные до состояния пенеплена; области эпиплатформенного орогенеза.

СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ

Области сплошного распространения земной коры океанического типа выражены в рельефе Земли океаническими впадинами. В пределах океанических впадин выделяются два крупнейших элемента: океанические платформы и океанические орогенные пояса. *Океанические платформы* (или талассократоны) в рельефе дна имеют вид обширных абиссальных плоских или холмистых равнин. К *океаническим орогенным поясам* относятся срединно-океанические хребты, имеющие высоту над окружающей равниной до 3 км (местами поднимаются в виде островов над уровнем океана). Вдоль оси хребта часто прослеживается зона рифтов — узких грабенной шириной 12—45 км при глубине до 3—5 км, указывающих на господство в этих участках растяжения земной коры. Для них характерны высокая сейсмичность, резко повышенный тепловой поток, низкая плотность верхней мантии. Геофизические и геологические данные свидетельствуют о том, что мощность осадочного покрова уменьшается по мере приближения к осевым зонам хребтов, а океаническая кора испытывает заметное поднятие.

Следующий крупный элемент земной коры — переходная зона между континентом и океаном. Это область максимального расчленения земной поверхности, где находятся островные дуги, отличающиеся высокой сейсмичностью и современным андезитовым и андезито-базальтовым вулканизмом, глубоководные желоба и глубоководные впадины окраинных морей. Очаги землетрясений образуют здесь сейсмофокальную зону (зону Беньофа—Заварицкого), погружающуюся под континенты. Переходная зона наиболее ярко проявлена в западной части Тихого океана. Для нее характерен промежуточный тип строения земной коры.

Раздел II

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Глава 9. ДОКЕМБРИЙ

ОСОБЕННОСТИ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Возраст Земли как планеты по последним данным оценивается в 4,6—4,7 млрд. лет. Изучение метеоритов и лунных пород также подтверждает эту цифру. Однако самые древние породы Земли, доступные непосредственному изучению, имеют возраст около 3,8 млрд. лет. Поэтому весь более древний этап истории Земли носит название догеологической стадии. Объектом же геологического изучения является история Земли за последние 3,8 млрд. лет, которая выделяется в ее геологическую стадию.

Докембрий — это древнейший этап геологической истории Земли, предшествовавший палеозою (точнее, кембрию) и закончившийся 570 млн. лет назад. С позиций развития органической жизни на планете принято подразделять геологическую стадию на два этапа: *криптозой* (этап скрытой жизни), соответствующий докембрию, и *фанерозой* (этап явной жизни), охватывающий палеозой, мезозой и кайнозой вместе взятые.

Геологическая история Земли в докембрии привлекает все большее внимание. Это, во-первых, связано с огромной длительностью докембрия, охватывающего около 85 % геологической истории Земли. В докембрии на планете возникли атмосфера и гидросфера, зародилась жизнь. Во-вторых, породы докембрия широко распространены на континентах. Выходы пород этого возраста слагают около 20 % поверхности суши. В-третьих, докембрий очень богат полезными ископаемыми. В породах докембрия сосредоточено свыше 60 % минеральных ресурсов планеты: железных руд, урана, золота, никеля и многих других полезных ископаемых. Указанные особенности определяют исключительное научное значение и практическую ценность изучения докембрия.

Однако при изучении докембрия исследователь сталкивается с большими и часто специфическими трудностями. Докембрийские образования обычно смяты в сложные и разнообразные складки, нарушенные различными разрывами. При этом породы докембрия, сложенные осадочными и изверженными образованиями, в большинстве случаев претерпели сильнейший региональный метаморфизм, главными факторами которого являются температура и давление. Часто степень метаморфизма настолько высока, что трудно установить первоначальную природу горной породы. Если это удастся сделать, выделяют

парапороды — образования, сформировавшиеся при метаморфизме осадочных пород, и *ортопороды* — продукты метаморфизма изверженных пород.

Обычно различают следующие стадии, или фации, регионального метаморфизма.

1. Фация зеленых сланцев образуется на низких ступенях метаморфизма при сравнительно низких температуре и давлении. Породы этой фации представлены хлоритовыми, серицитовыми и другими метаморфическими сланцами, содержащими характерные зеленоцветные минералы: хлорит, актинолит, эпидот и др.

2. Амфиболитовая фация характеризует средние и высокие ступени регионального метаморфизма, проходящего при наличии воды. Для нее характерны гнейсы и кристаллические сланцы.

3. Гранулитовая фация типична для высоких ступеней метаморфизма, идущего при недостатке воды. Обычно породами этой фации являются *гранулиты* (мелкозернистые гранатсодержащие гнейсы) и *чарнокиты* (гиперстенновые гнейсы).

Наряду с метаморфизмом для докембрия характерны явления метасоматоза и гранитизации. Они приводят к образованию *мигматитов* — пород, состоящих из тонкого чередования гнейсов и гранитов. Иногда мигматиты и метаморфические породы (кристаллические сланцы, гнейсы) в условиях большого давления, высокой температуры и под влиянием горячих растворов меняют свой химический и минеральный состав и превращаются в *метасоматические граниты*. Такие граниты слагают обширные площади среди образований докембрия.

Породы докембрия, за исключением пород верхнего протерозоя (рифей и венд), практически лишены органических остатков, и поэтому применение палеонтологического метода для установления их возраста и расчленения ограничено. Определение относительного возраста пород докембрия, последовательности их образования в каждом пункте и прослеживание одно-возрастных пород по площади осуществляются с помощью комплекса геологических и геофизических методов, в том числе литолого-петрографических и структурно-геологических. Однако эти методы применимы лишь на сравнительно небольших расстояниях.

В геологии докембрия широко используется также метод выделения конкретных комплексов осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород — геологических формаций, состав которых зависит от эволюции состава атмосферы и гидросферы, от тектонических или климатических условий, которые меняются одновременно на всей поверхности планеты либо на ее значительной части. Примерами могут служить накопления мощных толщ красноцветов, карбонатных пород, ледниковых образований, железорудных формаций и т. д. Для опреде-

Подразделения докембрия

Эратема (группа)		Подразделения архея и протерозоя, принятые в СССР		Нижняя граница, млн. лет
Протерозой PR	Верхний PR ₂	Венд V		650—680—
		Рифей R	Верхний (каратавий) R ₃	1050—
			Средний (юрматиний) R ₂	1400—
			Нижний (бурзяний) R ₁	1650—
	Нижний PR ₁			2600—
Архей AR	Верхний AR ₂			3000—
	Нижний AR ₁			

ления абсолютного возраста докембрийских пород широко применяются методы ядерной геохронологии. Однако надо иметь в виду, что для метаморфических пород эти методы дают время последнего сильного изменения минералов и возраст новообразованных (а не первичных) минералов.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

В настоящее время в СССР принято деление докембрия, показанное в табл. 9.1.

Иногда породы самых низов архея, имеющие возраст 3,5 млрд. лет и более, выделяют в катархей.

Ведущая роль в выделении и разработке стратиграфии рифея и венда, пользующихся все большей популярностью и за рубежом, принадлежит советским ученым — академикам Н. С. Шатскому, Б. С. Соколову, проф. Б. М. Келлеру и др.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Находки достоверных органических остатков в отложениях архея единичны. В Южной Африке, Гренландии, Австралии и СССР (на Украине) в отложениях с абсолютным возрастом

3,7—3,0 млрд. лет обнаружены бактерии, нити сине-зеленых водорослей и остатки спороморфных образований, а в слоях с возрастом более 2,6—2,8 млрд лет — древнейшие строматолиты. В протерозое органические остатки встречены на всех континентах. Они являются результатом жизнедеятельности сине-зеленых, а начиная с позднего протерозоя — зеленых и красных водорослей. С этого же времени наряду с бентосными водорослями появляются и планктонные водоросли. В отложениях верхнего рифея встречены следы илоедов и копролиты, которые считаются доказательством появления первых многоклеточных животных.

Древние водоросли откладывали карбонат кальция и связывали его своими нитями. После отмирания водорослей на дне бассейна оставались слоистые корочки; нарастая друг на друга, они создавали скорлуповатые постройки — *строматолиты*, которые иногда могут слагать крупные рифоподобные массивы высотой десятки и сотни метров и протяженностью сотни километров. Водоросли могли образовывать корочки на неприкрепленных обломках пород и на комочках грунта, перекатываемых течением по дну. Тогда возникали желваки с концентрически-скорлуповатой текстурой, которые называются *онколитами*. Иногда желваки бывают неслоистые, состоящие как бы из слипшихся комочков и пузырьков, это — *катаграфии*. Под микроскопом у них устанавливается сложная пятнистая текстура. Наконец, в отложениях докембрия встречаются округлые микроскопические образования — *акритархи* (*микрофитофоссилии*), представляющие собой, по мнению большинства исследователей, остатки одноклеточных водорослей.

В СССР впервые в мире разработана методика изучения перечисленных органических образований. По ним проведено расчленение рифея для ряда районов СССР, вполне применимое и для других территорий. Изучение строматолитов позволило советским ученым выделить их характерные комплексы для верхнего протерозоя, что дало возможность впервые в истории геологии осуществлять межконтинентальные корреляции разрезов докембрия на биостратиграфической основе.

Водоросли, по-видимому, занимали господствующее положение в органическом мире морей докембрия. Они сыграли огромную роль в накоплении свободного кислорода в гидросфере и атмосфере и тем самым способствовали последующему пышному развитию органической жизни. Доказано участие бактерий в осаждении железа в анаэробных условиях. Именно благодаря их жизнедеятельности в архее и раннем протерозое сформировались гигантские скопления железных руд.

Своеобразен органический мир венда. Это время господства бесскелетной фауны и расцвета многоклеточных бентосных водорослей — вендотений. Наряду с остатками этих организмов в отложениях венда многочисленны строматолиты и акритархи.

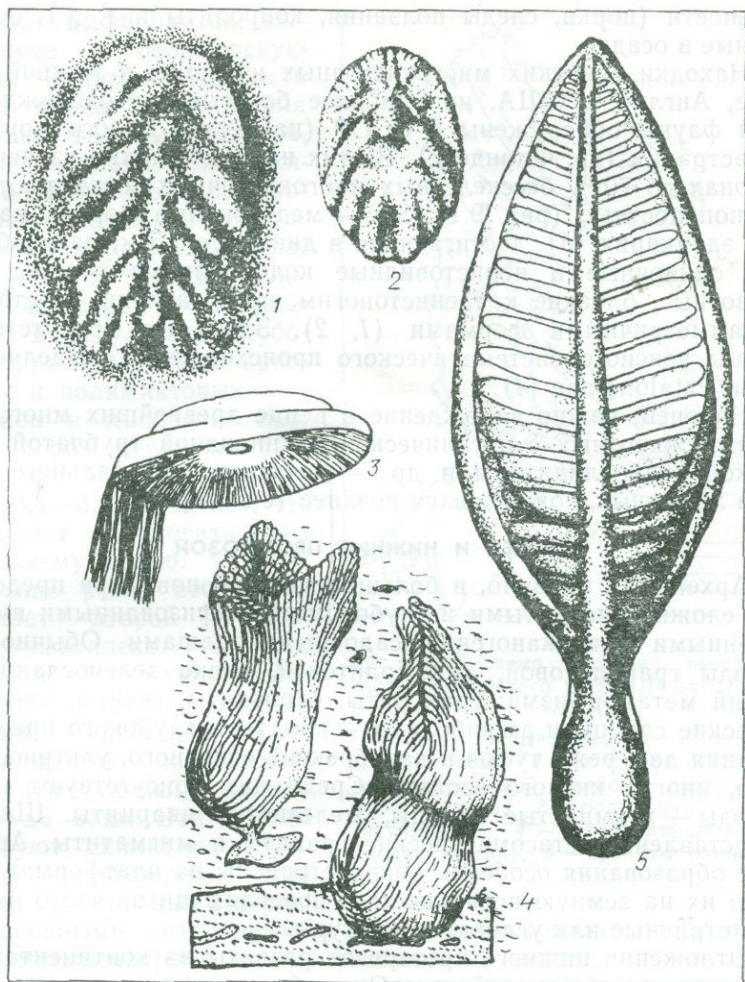


Рис. 9.1. Бесскелетная фауна венда.

1 — *Vendia sokolovi* Keller; 2 — *Praecambridium*; 3 — *Ediacaria flindersi* Sprigg (реконструкция [Федонкин М. А., 1983 г.]); 4 — *Ernietta plateauensis* Pflug (реконструкция [Дженкинс Р. Д. и др., 1981 г.]); 5 — *Vaizitsinia sophia* Sokolov et Fedonkin (реконструкция [Федонкин М. А., 1983 г.]).

Наконец, есть доказательства появления в венде первых споровых растений. Многоклеточные организмы венда представлены кишечнотелными, червями; животными, близкими к членистоногим, иглокожим и др. Все они не имеют твердого минерального скелета. В ископаемом состоянии от них сохраняются лишь отпечатки покрова тела, мягких тканей и органов (часто в отличном виде), а также разнообразные следы их жизнедеятельности.

тельности (норки, следы ползания, копролиты и т. д.), оставленные в осадке.

Находки вендских многоклеточных известны в Южной Африке, Англии и США, но наиболее богатые местонахождения этой фауны обнаружены в СССР (на берегу Белого моря) и в Австралии (хр. Флиндерс). В этих наиболее полно изученных районах до 70 % бесскелетных многоклеточных составляют кишечнополостные (рис. 9.1). Это — медузоидные формы, например эдиакария (3), достигающая в диаметре 0,5 м; разнообразие одиночные и перистовидные колониальные полипы (5). Животные, близкие к членистоногим, представлены двусторонне-симметричными формами (1, 2). Здесь же присутствуют формы неясного систематического происхождения, выделяемые в тип *Petalonamae* (4).

Наконец, важно зарождение в венде древнейших многоклеточных животных с органической хитиной оболочкой (сабеллитиды и др.) — зачатком минерального скелета животных, появившихся позднее (с кембрия).

АРХЕЙ И НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Архей, как правило, в большинстве районов мира представлен сложноскладчатыми и глубокометаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Обычно это породы гранулитовой, амфиболитовой, редко зеленосланцевой фаций метаморфизма: гранулиты, чарнокиты, гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты — продукты глубокого преобразования лав, реже туфов и лавобрекчий основного, ультраосновного, иногда кислого состава. Среди них присутствуют паропороды — кремнистые сланцы, железистые кварциты. Широко представлены метасоматические граниты и мигматиты. Архейские образования особенно распространены на платформах; выходы их на земную поверхность в пределах щитов часто имеют изометричные или угловатые контуры.

Отложения нижнего протерозоя развиты на континентах гораздо шире, чем архейские. Они обычно представлены породами разных фаций метаморфизма (исключая гранулитовую фацию, характерную для архея), гнейсами, кристаллическими сланцами, реже — почти неметаморфизованными отложениями. Среди терригенных пород преобладают кварциты, среди карбонатных — доломиты. Важно появление в нижнепротерозойских толщах первых в истории Земли доказательств оледенения — тиллитов и распространение своеобразных пород — джеспилитов.

В Европе наиболее крупные выходы архея и нижнего протерозоя образуют Балтийский (рис. 9.2) и Украинский щиты.

Сравнительно полный разрез архея и нижнего протерозоя изучен в Карелии (рис. 9.3). Архейские образования Карелии подразделяются на два комплекса. Нижний — саамский — комплекс слагают разнообразные парагнейсы с горизонтами и

линзами амфиболитов, выделяемые в беломорскую серию. Видимая мощность ее не менее 9 км. Серия вмещает тела мигматитов, плагиогранитов, чарнокитов, а также метаморфизованных основных и ультраосновных пород. Предполагается, что породы беломорской серии сформированы в результате глубокого преобразования аркозовых и полимиктовых песчаников и диабазов. Возраст пород серии по данным калий-аргонового метода 3,4—3,3 млрд. лет, что позволяет относить их к нижнему архею.

Выше резко несогласно залегает второй — лопский — комплекс. В его строении участвуют амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы, порфироиды и железистые кварциты общей мощностью до 6 км. Эти породы образуют спилит-кератофировую формацию. Они прорваны основными и ультраосновными интрузиями, а затем гранитоидами, впоследствии мигматизированными. Абсолютный возраст гранитоидов 2,7—2,8 млрд. лет, что доказывает позднеархейский возраст лопия (с учетом его залегания на породах нижнего архея).

Нижний протерозой Карелии хорошо изучен и во многих отношениях является эталонным. Поэтому в СССР термин «карелий» нередко используется в качестве синонима нижнего протерозоя. В строении нижнего протерозоя Карелии участвуют тунгудско-надвоицкая серия, ятулий, подразделяющийся на три серии, и вепсий. Каждая из серий имеет двучленное строение: в нижних частях серий несогласно на подстилающих образованиях залегают осадочные породы; верхние части серий сложены вулканогенными образованиями.

В основании карелия выделяется тунгудско-надвоицкая серия. Она начинается полимиктовыми и кварцевыми конгломератами и кварцитами, которые выше сменяются метаморфизован-

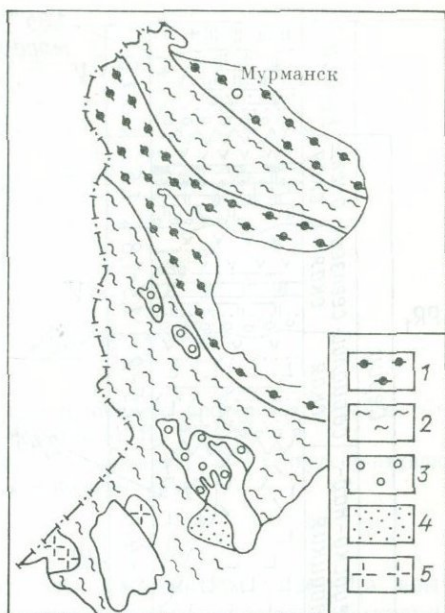


Рис. 9.2. Схема строения восточной части Балтийского щита [Лазько Е. М., 1975 г.].

Области, закрывшиеся в результате складчатости: 1 — беломорской, 2 — позднекарельской; районы распространения пород: 3 — орогенного этажа (ятулий), 4 — протоплатформенного этажа (вепсий); 5 — граниты рапакиви.

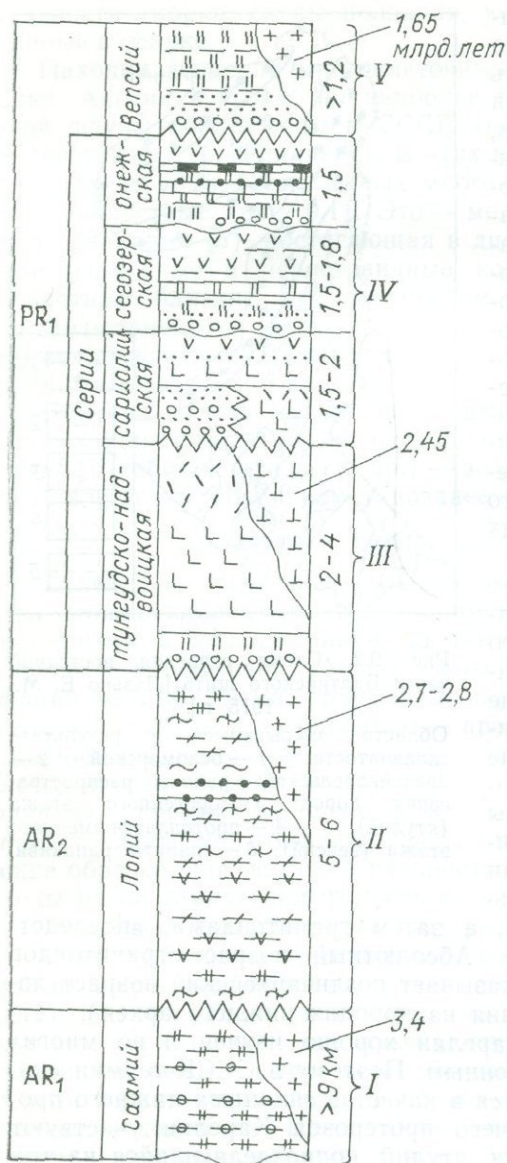


Рис. 9.3. Сводная стратиграфическая колонка докембрия Карелии (схема).
I—V — структурные этажи.

Здесь же присутствуют горизонты шунгитов — метаморфизованных глинисто-алевритовых пород с содержанием углерода

ными вулканидами (лавами и пирокластическими образованиями) основного, затем кислого состава. Для лав основного состава характерна шаровая и подушечная отдельность. Серия залегает со структурным несогласием на различных породах архея или на коре выветривания допротерозойского возраста. Мощность серии 2—4 км. Она прорывается основными и ультраосновными интрузиями с возрастом 2,45 млрд. лет и перекрывается со структурным несогласием комплексом пород ятулия, в который объединяются три серии, залегающие друг на друге со стратиграфическим несогласием (рис. 9.4).

Нижняя серия в одних районах начинается валунно-галечными конгломератами, граувакками и аркозами, в других — лавами и лавобрекчиями основного и среднего состава. Средняя серия сложена кварцитами, аркозовыми песчаниками, кварцевыми конгломератами, алевритами, аргиллитами и вулканидами. Нижнюю часть следующей серии образуют песчаники с линзами кварцевых конгломератов, известняки и доломиты, содержащие строматолиты и онколиты.

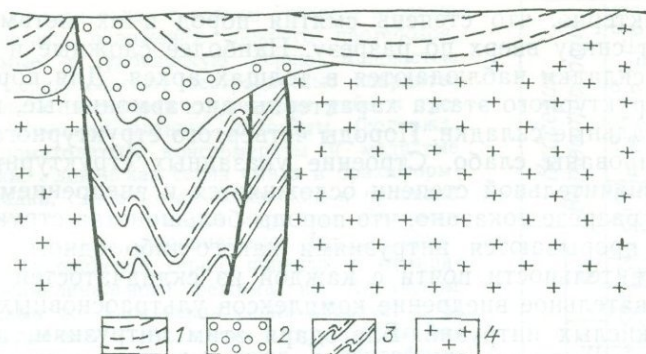


Рис. 9.4. Взаимоотношение толщ архея и нижнего протерозоя в районе Сегозера, Карелия [Муратов М. В., 1974 г.].

1, 2 — ятулий (серии: 1 — средняя, 2 — нижняя); 3 — тунгудско-надвоицкая серия; 4 — породы архея.

40 % и более. Предполагают, что источником углерода являются скопления остатков сильно преобразованных бактерий. Верхнюю часть серии слагают вулканиты. Общая мощность ятулия достигает 6 км. По данным абсолютной геохронологии формирование ятулия закончилось 1,9—1,8 млрд. лет назад.

Разрез карелия венчают отложения вепсия мощностью не менее 1,2 км. Вепсий со структурным несогласием залегает на более древних образованиях. Нижняя часть вепсия образована петрозаводской свитой темно-серых и серых конгломератов и сланцев; выше залегают розовые, малиновые и красные косо-слоистые кварцевые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, выделяемые в шокшинскую свиту. Породы вепсия прорваны гранитами рапакиви с абсолютным возрастом 1,65 млрд. лет. Породы ятулия и вепсия несут явные признаки накопления на мелководье: косую слоистость, знаки ряби, трещины усыхания. Начиная с середины ятулия и выше по разрезу присутствуют красноцветы.

Рассматриваемый разрез четырьмя структурными несогласиями разделяется на пять структурных этажей. Четыре нижних этажа: нижнеархейский, верхнеархейский и два нижнепротерозойских (образованных тунгудско-надвоицкой серией и ятулием) — формировались в геосинклинальных условиях. Мощность пород каждого из этажей — многие километры, породы сматы в складки, прорваны интрузиями. Складчатость, которая проявилась в конце раннего архея, принято именовать *саамской* или *кольской*; в конце позднего архея — *беломорской*; перед ятулием — *раннекарельской*; перед вепсием — *позднекарельской*.

Характерно, что степень смятия пород и их метаморфизм убывают снизу вверх по разрезу. Наиболее сложные и своеобразные складки наблюдаются в толщах архея. Для пород третьего структурного этажа характерны дисгармоничные, изредка изоклинальные складки. Породы четвертого структурного этажа деформированы слабо. Строение указанных структурных этажей в значительной степени осложняется и внедрением интрузий. На разрезе показано, что породы большинства структурных этажей прорываются интрузиями какого-либо одного состава. В действительности почти с каждой из складчатостей связано последовательное внедрение комплексов ультраосновных, основных и кислых интрузий. Благодаря этим интрузиям, а также многочисленным подводящим каналам эффузивов, присутствующих на разных уровнях разреза, вмещающие толщи кроме многократного регионального метаморфизма подвергались контактовому метаморфизму.

Образования первого, второго и третьего структурных этажей сформированы на первой стадии геосинклинального развития. Породы четвертого структурного этажа характеризуют орогенную стадию геосинклинального цикла. На это указывает присутствие в их составе грубообломочных отложений — продуктов разрушения поднятий, созданных раннекарельской складчатостью и деформированных позднекарельской складчатостью. Пятый структурный этаж слагают отложения вепся. Они имеют значительную мощность, дислоцированы (хотя и слабо), прорваны гранитами рапакиви, что отличает этот этаж от типично платформенного и указывает на относительную подвижность эпикарельской платформы. Поэтому породы вепся выделяются в *протоплатформенный* (предшествующий платформенному) *этаж*, формирование которого на большей части Карелии началось 1,8—1,9 млрд. лет назад.

С докембрием Карелии связаны разнообразные полезные ископаемые: железные руды, слюда, керамическое сырье. Граниты докембрия, мраморы и шокшинские песчаники используются в качестве строительного и декоративного материала. Шунгизит — материал, получаемый при нагревании шунгита, — служит наполнителем пористого бетона. С трещинными водами нижнего протерозоя связан первый русский курорт Марциальные воды.

Породы докембрия широко представлены в **Восточной Сибири**. Здесь они слагают Алданский и Анабарский щиты.

В пределах Алданского щита нижняя часть архея выделяется в алданскую серию мощностью свыше 15 км. Серию слагают кристаллические сланцы и гнейсы с горизонтами кварцитов, гранулитов, амфиболитов и мраморов. Резко несогласно на породах алданской серии залегают верхнеархейские толщи основных кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов с прослоями железистых кварцитов, метаморфизованные конгломераты и мраморы с горизонтами вулканитов общей мощностью не менее 5—6 км. Среди пород архея широко развиты массивы метасоматических гранитов и мигматиты.

На породах архея с резким угловым несогласием залегают отложения нижнего протерозоя, выделяемые в удоканскую серию мощностью 13 км. Серию слагают пестроцветные кварциты, косослонные песчаники со знаками ряби и трещинами усыхания, сланцы, доломиты (содержащие строматолиты), конгломераты и медистые песчаники. Удоканская серия смята в брахиформные складки, слабо метаморфизована и прорвана гранитами с возрастом 1,9 млрд. лет. Беломорская складчатость, проявившаяся перед формированием удоканской серии, привела к отмиранию геосинклинального режима на Алданском щите. Сама же удоканская серия образует протоплатформенный чехол, на что указывают огромная мощность пород серии, метаморфизм, складчатость (хотя и слабая), а также присутствие интрузий, прорывающих рассматриваемые отложения.

Выходы докембрия слагают почти две трети поверхности Африки. Разрезы этих образований наиболее детально изучены на юге континента — на территории Южно-Африканской Республики и Свазиленда. Здесь разрез архея начинается надсерией Свазиленд мощностью 15 км, залегающей на гранито-гнейсах с абсолютным возрастом 3,4—3,1 млрд. лет (рис. 9.5). Разрез надсерии Свазиленд, по мнению Л. И. Салопа [1982 г.], является эталонным для архея. Четыре комплекса пород, выделяемые им в составе надсерии, в этой же последовательности прослеживаются и в других районах мира; таким образом, они отражают геологическую историю Земли в архее.

Породы первого — нижнего — комплекса, характернейшей чертой которого является присутствие ультраосновных вулканитов, отвечают времени дробления древнего фундамента и заложения геосинклинали. Второй комплекс отражает этап длительного геосинклинального погружения и интенсивного подводного вулканизма. Третий комплекс знаменует вторую половину первой стадии развития геосинклинали — время инверсии и резкого ослабления вулканизма. Четвертый комплекс (серия Модис) представляет молассовую формацию.

Надсерия Свазиленд смята в складки, осложнена надвигами, подвергнута метаморфизму зеленосланцевой фации, прорвана гранитами с абсолютным возрастом 2,8—3,0 млрд. лет и несогласно перекрыта надсерией Витватерсранд мощностью

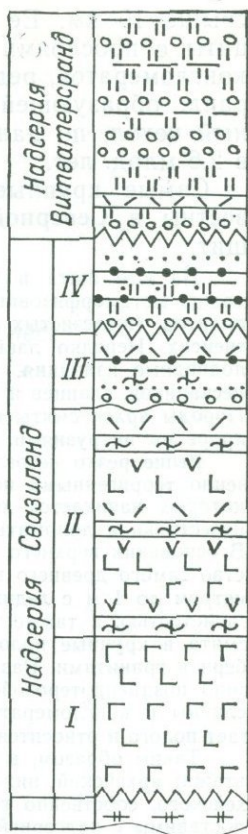


Рис. 9.5. Сводная стратиграфическая колонка архея Барбертонского синклиналия (Южная Африка).

свыше 10 км. Ее слагают пестроцветные косослоистые кварциты с прослоями глинистых сланцев, золото- и ураноносных конгломератов, редко вулканитов. Возраст надсерии Витватерсранд, образующей древнейший на планете протоплатформенный чехол, по данным абсолютной геохронологии оценивается в 2,6 млрд. лет.

Самые крупные на земном шаре выходы докембрия известны в **Северной Америке**. Здесь они образуют Канадский щит.

На юге щита в районе оз. Верхнее (рис. 9.6) к архею относится толща метаморфизованных эффузивов и осадочных пород с прослоями джеспилитов (железистых кварцитов), залегающая несогласно на катархейских гнейсах. Нередко лавы имеют подушечную отдельность, что указывает на подводные излияния. Выше несогласно залегает толща метаморфизованных песчаников, сланцев и конгломератов. Общая мощность архея не менее 16 км. Породы архея смяты в складки, метаморфизованы в зеленосланцевой фации, прорваны интрузиями.

Выше резко несогласно залегает надсерия Гурон, сложенная преимущественно терригенными породами; они образуют три-четыре цикла, каждый из которых начинается конгломератами, выше идут глинистые породы, иногда известняки и доломиты со строматолитами, затем мощные толщи кварцитов. В основании верхнего цикла (серия Кобальт) залегают тиллиты — свидетельство самого древнего на планете оледенения. Здесь наблюдаются валуны диаметром до 1 м с ледниковой штриховкой и глинистые породы с ленточной слоистостью, а также полированное ложе древнего ледника. Надсерия Гурон смята в крупные пологие складки, прорвана ультраосновной интрузией Садбери и гранитами. Разрез докембрия в районе оз. Верхнее венчает серия Кивино позднпротерозойского возраста: красноцветные косослоистые песчаники, сланцы и конгломераты с покровами основных эффузивов. Эта серия залегает полого и относится уже к протоплатформенному чехлу.

Таким образом, в разрезе оз. Верхнее можно выделить три структурных этажа: архейский, нижнепротерозойский и верхнепротерозойский. Породы архейского, собственно геосинклинального этажа, по мнению Л. И. Салопа, сопоставимы с надсерией Свазиленд Южной Африки. При этом нижняя и средняя части архея сопоставляются с первыми двумя комплексами надсерии Свазиленд, верхняя часть архея — с третьим комплексом. Первый структурный этаж сформирован складчатостью, которая соответствует беломорской складчатости Балтийского щита. В Северной Америке эта складчатость называется кеноранской. Второй структурный этаж, отражающий орогенную стадию геосинклинального развития, представлен молассовой формацией (надсерией Гурон). Перед накоплением серии Кивино, образующей третий структурный этаж, в районе оз. Верхнее произошла последняя складчатость, которая примерно соответствует позднекарельской складчатости.

Докембрий района оз. Верхнее имеет большое экономическое значение, что стимулирует его изучение. Породы архея прорваны золотосодержащими кварцевыми жилами. Разрабатываются джеспилиты; массив Садбери вмещает месторождения никеля, меди, кобальта и платины.

Сравнивая приведенные разрезы, можно говорить о неодиократном проявлении складчатости в архее и раннем протерозое. При этом последняя складчатость в Южной Африке произошла в середине позднего архея, на Алданском щите — в конце позднего архея, в Карелии — в конце раннего протерозоя, в южной части Канадского щита (район оз. Верхнее) — перед поздним протерозоем. Соответственно формирование толщ, близких к платформенным, на юге Африке началось уже

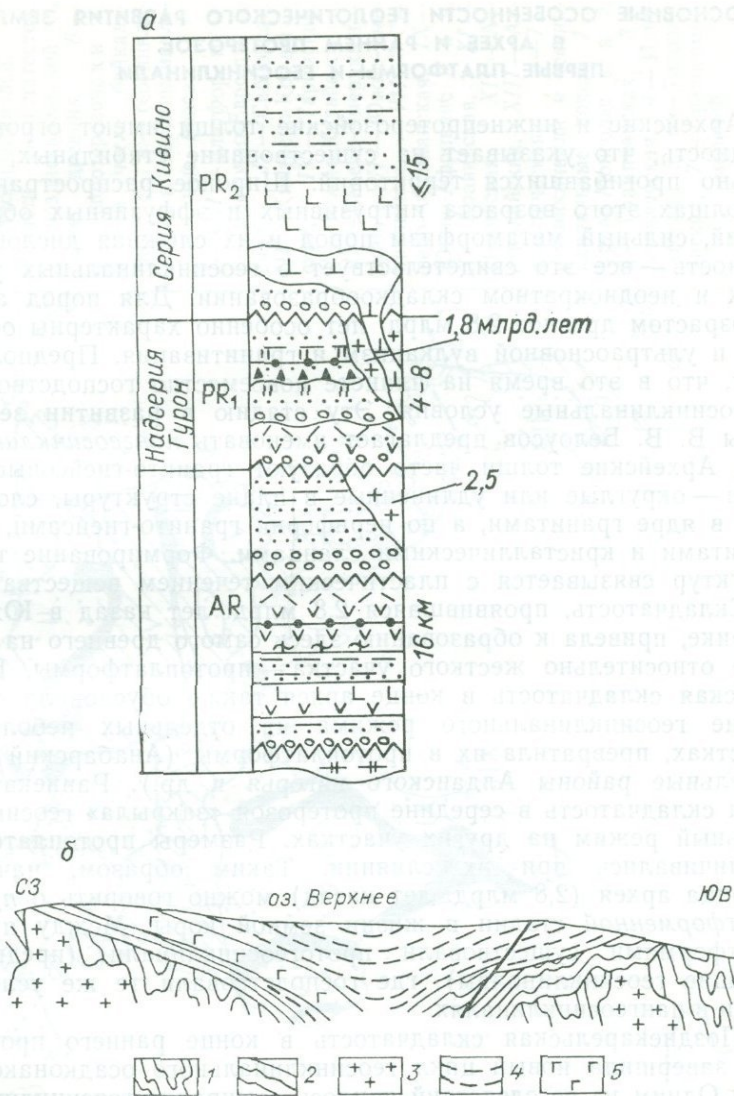


Рис. 9.6. Докембрий района оз. Верхнее (Северная Америка).

a — сводная стратиграфическая колонка; *б* — профиль (по Ч. Стоквеллу и Ф. Кингу): 1 — архей; 2 — надсерия Гурон; 3 — граниты; 4 — серия Кивино; 5 — ультраосновная интрузия.

в конце архея, на Алданском и Анабарском щитах — в раннем протерозое, в Карелии — в конце раннего протерозоя, на юге Канадского щита — в позднем протерозое.

**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ
В АРХЕЕ И РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ.
ПЕРВЫЕ ПЛАТФОРМЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛИ**

Архейские и нижнепротерозойские толщи имеют огромную мощность, что указывает на существование стабильных, длительно прогибавшихся территорий. Широкое распространение в толщах этого возраста интрузивных и эффузивных образований, сильный метаморфизм пород и их сложная дислоцированность — все это свидетельствует о геосинклинальных условиях и неоднократном складкообразовании. Для пород архея с возрастом древнее 2,8 млрд. лет особенно характерны основной и ультраосновной вулканизм и гранитизация. Предполагается, что в это время на планете повсеместно господствовали эвгеосинклинальные условия. Эту стадию в развитии земной коры В. В. Белоусов предлагает именовать *пангеосинклинальной*. Архейские толщи часто образуют гранито-гнейсовые купола — округлые или удлиненные в плане структуры, сложенные в ядре гранитами, а по периферии гранито-гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами. Формирование таких структур связывается с пластическим течением вещества.

Складчатость, проявившаяся 2,8 млрд. лет назад в Южной Африке, привела к образованию здесь самого древнего на планете относительно жесткого участка — протоплатформы. Беломорская складчатость в конце архея также обусловила отмирание геосинклинального режима на отдельных небольших участках, превратила их в протоплатформы (Анабарский щит, отдельные районы Алданского нагорья и др.). Раннекарельская складчатость в середине протерозоя «закрыла» геосинклинальный режим на других участках. Размеры протоплатформ увеличивались при их слиянии. Таким образом, начиная с конца архея (2,8 млрд. лет назад) можно говорить о *протоплатформенной* стадии в жизни земной коры. Между протоплатформами существовали протогеосинклинали (предшествующие геосинклиналям), где господствовали те же условия, что и в пангеосинклиналях.

Позднекарельская складчатость в конце раннего протерозоя завершила новый цикл геосинклинального осадконакопления. Одним из ее следствий явилось отмирание геосинклинального режима на обширных площадях, образование первых крупных стабильных блоков — эпикарельских платформ, которые получились при слиянии протоплатформ после консолидации находившихся между ними протогеосинклиналей. В пределах этих территорий началось формирование типичного платформенного чехла.

Таким образом, к концу раннего протерозоя на значительной части Восточной и Северной Европы образовалась Восточно-Европейская платформа, на большей части Средней

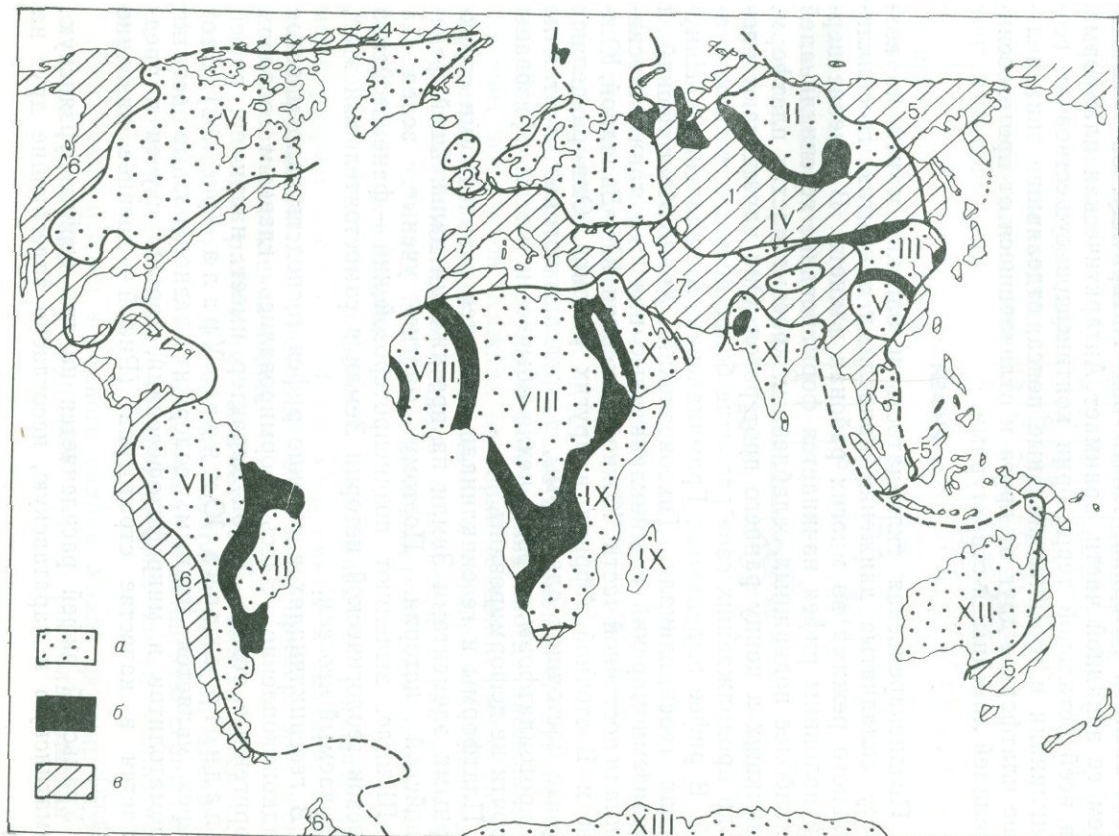


Рис. 9.7. Схема эпикарельских платформ и геосинклиналей.

Области складчатостей: *а* — позднекарельской и более древних, *б* — позднепротерозойской и, в том числе байкальской; *в* — геосинклинали и геосинклинальные пояса.

I—XIII — платформы: *I* — Восточно-Европейская, *II* — Сибирская, *III* — Китайско-Корейская, *IV* — Таримская, *V* — Южно-Китайская, *VI* — Северо-Американская, *VII* — Южно-Американская, *VIII* — Северо-Африканская, *IX* — Южно-Африканская, *X* — Аравийская, *XI* — Индийская, *XII* — Австралийская, *XIII* — Антарктическая; *1—7* — геосинклинали и геосинклинальные пояса: *1* — Урало-Монгольский, *2* — Грампианская, *3* — Аппалачская, *4* — Иннуитская, *5, 6* — Тихоокеанский, *7* — Средиземноморский.

Сибири — Сибирская платформа, на севере Китая и Корейском полуострове — Китайско-Корейская и Таримская платформы, на юге Китая — Южно-Китайская платформа, на большей части полуострова Индостан — Индийская платформа, в центральной и западной частях Австралии — Австралийская платформа (рис. 9.7). В Африке и на Аравийском полуострове выделяются Северо-Африканская, Южно-Африканская и Аравийская платформы, на большей части Северной Америки — Северо-Американская платформа. Две платформы намечаются на большей части Южной Америки. Почти всю Антарктиду, за исключением ее западной части, занимает Антарктическая платформа. На всей остальной территории континентов существовали геосинклинали и геосинклинальные пояса, отделявшие эпикарельские платформы друг от друга и отличавшиеся от протогеосинклиналей линейными структурами.

РИФЕЙ

Позднекарельская складчатость и близкие к ней по возрасту складчатые движения привели к закрытию геосинклинального режима во многих районах планеты. В течение первой половины рифея начинается формирование геосинклиналей в наиболее подвижных, ослабленных краевых частях платформ, возникших к концу раннего протерозоя. Они наращая площадь продолжавших свое развитие более древних геосинклиналей. В рифее выделяются Грампианская, Аппалачская и Иннуитская геосинклинали, Тихоокеанский, Урало-Монгольский и Средиземноморский геосинклинальные пояса, а также геосинклинали восточной части Южной Америки, Юго-Западной, Южной и Восточной Африки и других районов. Они разделяют первые настоящие платформы, в пределах которых, в отличие от протоплатформ, породы чехла обычно не метаморфизованы и почти не деформированы.

Платформы и геосинклинали являются главнейшими структурными элементами Земли на протяжении дальнейшей фанерозойской истории. Поэтому многие ученые, вслед за Г. Штилле, выделяют позднепротерозойский — фанерозойский отрезок геологической истории Земли в самостоятельный этап, называемый *неогеем*.

В геосинклиналиях в течение рифея господствовало морское осадконакопление. Здесь формировались главным образом терригенные толщи. Такой характер имеет, например, рифей западного склона Южного Урала (рис. 9.8). Этот разрез является полным, содержит разнообразные остатки стратолитов и микрофитофоссилий, хорошо изучен и предлагается в качестве стратотипа (Рифей — древнее название Урала).

Уральский рифей расчленяется на три серии: бурзянскую, юрматинскую и каратавскую, несогласно залегающие друг на

другие и относящиеся соответственно к нижнему, среднему и верхнему рифею. Каждая из серий подразделяется на ряд свит. Бурзянская серия резко несогласно залегает на гнейсах и кристаллических сланцах архея — нижнего протерозоя и на прорывающих их гранитоидах.

Серии отделены друг от друга несогласиями. Каждая серия начинается конгломератами, кварцевыми песчаниками и кварцитами, которые выше сменяются глинистыми породами, затем известняками и доломитами. Такая ритмичность является характерной чертой разрезов рифея во многих районах мира. Строение каждого ритма указывает на постепенное наступление моря; затем этот процесс прерывается кратковременной регрессией, о чем свидетельствует размыв в основании следующей серии. В бурзянской и юрматинской сериях иногда наблюдаются покровы эффузивов. Каждая из серий содержит своеобразные комплексы строматолитов, онколитов и катаграфий. Предполагается, что накопление осадков бурзянской серии началось 1,65 млрд. лет назад. Эта серия прорывается Бердяшским массивом гранитов рапакиви.

Общая мощность рифейских отложений по рассматриваемому разрезу достигает 14 км. Они смяты в складки, слабо метаморфизованы и представляют собой пример миогеосинклинального комплекса пород.

На рифее с размывом залегает также смятая в складки толща полимиктовых песчаников, конгломератов и алевролитов мощностью до 1,5 км, выделяемая в ашинскую серию. Эта серия относится к венду и представляет собой молассовую формацию.

Рифейские осадки западного склона Урала формировались за счет продуктов разрушения суши, располагавшейся к

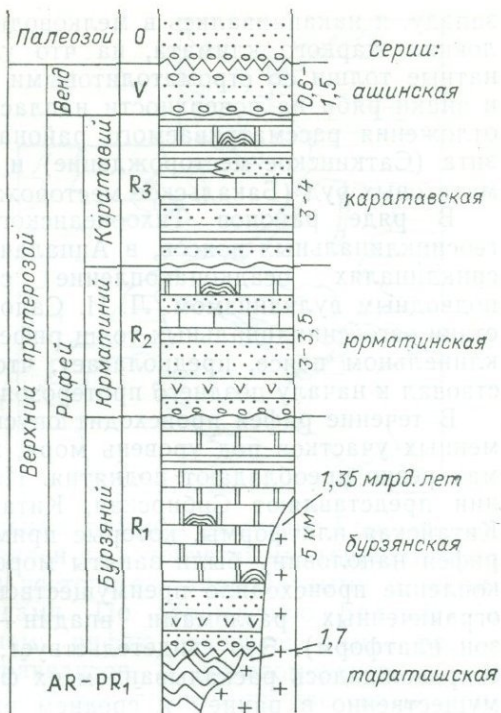


Рис. 9.8. Разрез рифейских отложений западного склона Южного Урала (Башкирский антиклинорий).

западу, и накапливались в мелководном морском бассейне в условиях жаркого климата, на что указывают мощные карбонатные толщи со строматолитовыми рифами, косая слоистость и знаки ряби на поверхности напластования пород. Рифейские отложения рассматриваемого района вмещают залежи магнетита (Саткинское месторождение) и пласты сидеритовых и гематитовых руд (Бакальское месторождение).

В ряде районов Тихоокеанского и Урало-Монгольского геосинклинальных поясов, в Аппалачской и Грампианской геосинклиналях осадконакопление сопровождалось сильным подводным вулканизмом. Л. И. Салоп, основываясь на присутствии эвгеосинклинальных толщ рифей в Тихоокеанском геосинклинальном поясе, предполагает, что Тихий океан уже существовал к началу позднего протерозоя.

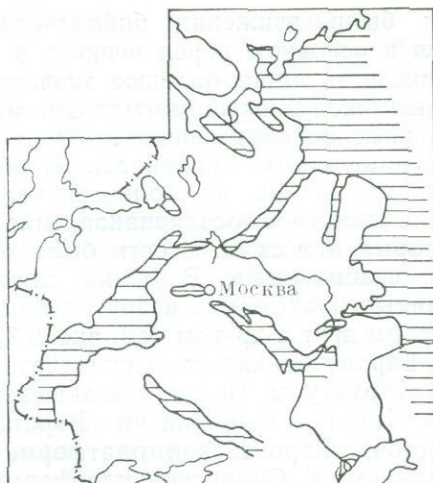
В течение рифея происходит опускание отдельных платформенных участков под уровень моря, хотя в целом на платформах резко преобладают поднятия. Исключение в этом отношении представляют Сибирская, Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, которые примерно со второй половины рифея наполовину были заняты морем. В целом же осадконакопление происходило преимущественно в пределах линейных, ограниченных разломами впадин — авлакогенов (рифтовых зон платформ). Это свидетельствует, что опускание платформ сопровождалось раскалыванием их фундамента. Иногда (преимущественно в раннем и среднем рифее) по разломам изливаются базальтовые магмы. Они известны на Восточно-Европейской, Северо-Американской, Индийской и других платформах.

В целом, по подсчетам А. Б. Ронова, В. Е. Хаина и К. Б. Сеславинского, больше половины нижне- и среднерифейских отложений платформ представлено терригенными породами, реже встречаются доломиты и известняки. Во вторую половину рифея роль терригенных осадков еще больше возрастает; исключением служит Сибирская платформа, где карбонатные отложения этого возраста составляют около половины общего объема осадков.

В пределах Восточно-Европейской платформы выходы рифея установлены по периферии Балтийского щита, на западе и юго-западе Украинского щита и в Белоруссии. На остальной территории рифей вскрыт скважинами под покровом более молодых отложений на глубинах до 500 м, а местами до 3—4 км.

Как правило, рифейские отложения выполняют авлакогены и лишь в позднем рифее выходят за их пределы (рис. 9.9). Возможно, что первоначально эти отложения имели более широкое площадное распространение, позднее они частично были размывы и сохранились лишь в наиболее прогнутых участках платформы.

Рис. 9.9. Распространение верхнего рифея на Восточно-Европейской платформе [Бронгулеев В. В. и др., 1983 г.].



На западе и в центральных районах Восточно-Европейской платформы рифей представлен красноцветными терригенными толщами и эффузивами, а восточнее — карбонатными и терригенно-карбонатными породами. По обрамлению Балтийского щита к нижнему и среднему рифею относится толща разнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов общей мощностью свыше 1000 м, которая делится на две свиты: приозерскую и несогласно залегающую на ней салминскую, содержащую горизонты базальтов и их туфов. В центральной части платформы (Пачелмский авлакоген) в основании верхнего рифея выделяется толща красноцветных песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов мощностью 1100 м. Выше залегают глауконитовые песчаники и алевролиты мощностью 250 м, которые сменяются доломитами с остатками микрофитолитов, известных в верхнем рифее Урала, и толщей зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью свыше 500 м. Абсолютный возраст этой части разреза оценивается по глаукониту в 750—765 млн. лет.

В целом для верхнего рифея других районов мира также характерны континентальные красноцветные толщи. Иногда наблюдаются прекрасная окатанность песчаных зерен и косая слоистость золотого и потокового типов. Такое обилие красноцветов Л. И. Салоп объясняет тем, что на докембрийской суше еще не было растительного покрова, вследствие чего при захоронении осадков окисные соединения не восстанавливались в закисные.

БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Геосинклинальное осадконакопление в течение рифея в разных районах неоднократно прерывалось складчатыми движениями (эльсонскими, гренвилльскими и др.). Наиболее силь-

ными были движения *байкальской складчатости*, проявившиеся в основном перед вендом, в конце рифея. Байкальская складчатость имеет большое значение в истории Земли. С нею связаны интрузивный магматизм, метаморфизм и образование различных полезных ископаемых в геосинклиналях. Байкальская складчатость проявилась на обширных геосинклинальных площадях, но на их большей части позднее возобновилось геосинклинальное осадконакопление. Участки геосинклиналей, в которых эта складчатость была очень сильной, стали жесткими, стабильными. В одних случаях они нарастили ранее созданные платформы, в других привели к слиянию отдельных платформ друг с другом (см. рис. 9.7).

В Европе байкальской складчатостью были созданы складчатые структуры Тимана, Большеземельской тундры, полуостровов Канин, Рыбачий и Варангер. Они присоединились к Восточно-Европейской платформе и тем самым увеличили ее размеры. К Сибирской платформе были присоединены байкалиды Западного Забайкалья, Патомского нагорья, северо-востока Восточного Саяна, Енисейского и Туруханского краев. Произошло слияние в единую Китайскую платформу Китайско-Корейской, Южно-Китайской и Таримской платформ благодаря образованию байкалид на севере и востоке Китая и на юге Корейского полуострова. Возникновение байкалид на месте геосинклиналей, разделявших Северо-Африканскую, Южно-Африканскую и Аравийскую платформы, привело к их слиянию в единую Африкано-Аравийскую платформу; две платформы Южной Америки образовали единую — Южно-Американскую — платформу.

Именно после байкальской складчатости удается более уверенно проследить границы платформ и геосинклиналей. В пределах современных континентов устанавливаются *Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африкано-Аравийская, Индийская, Австралийская и Антарктическая платформы*. Основываясь на общности геологической истории в палеозое, полагают, что последние пять платформ Южного полушария образовывали единый стабильный блок земной коры — *суперплатформу Гондвана*.

Между платформами сохраняются геосинклинальные условия. Между Восточно-Европейской, Сибирской и Китайской платформами располагается *Урало-Монгольский геосинклинальный пояс*. Восточно-Европейская и Северо-Американская платформы разделяются *Грампианской геосинклиналью*. К югу и юго-востоку от Северо-Американской платформы находится *Аппалачская геосинклиналь*, севернее Северо-Американской платформы — *Иннуитская геосинклиналь*. Вокруг Тихого океана прослеживается *Тихоокеанский геосинклинальный пояс*, который условно делится на две геосинклинальные области —

Западно- и Восточно-Тихоокеанскую, располагающиеся соответственно на западном и восточном побережьях Тихого океана. Между платформами Южного полушария и платформами и геосинклиналями Северного полушария протягивается *Средиземноморский геосинклинальный пояс* (см. рис. 97).

Вся дальнейшая история Земли—это история платформ и геосинклиналей.

Байкальская складчатость в районах своего сильного проявления—в Восточном Саяне, Енисейском кряже, Забайкалье, Монголии, на северо-востоке Франции, северо-востоке Африки—сопровождалась мощным интрузивным магматизмом. При этом вначале внедрялись основные и ультраосновные, затем крупные кислые интрузии, а также формировались связанные с ними месторождения рудных полезных ископаемых. Байкалиды и прилегавшие к ним части платформ испытали поднятие, следствием которого стали регрессия и оледенение раннего венда, особенно сильное на Гондване.

ВЕНД

Венд как переходные слои от протерозоя к кембрию был выделен в 1952 г. Б. С. Соколовым на территории Прибалтики, здесь же находится и стратотип венда. Термин «венд» происходит от названия древнего племени вендов (или венедов), обитавших в этой части Европы. Замечательная особенность вендских отложений—это возможность применять для их расчленения и обоснования возраста классический палеонтологический метод. Вендское время, согласно постановлению Межведомственного стратиграфического комитета СССР, включает эпоху массового развития бесскелетных многоклеточных и эпоху оледенения, называемого *лапландским*. В таком объеме длительность венда оценивается в 80—110 млн. лет. За рубежом примерными эквивалентами венда являются инфракембрий и эокембрий, выделяемые в Западной Европе, Америке и Африке, и эдиакарий, установленный в Австралии.

Вендские отложения наиболее широко распространены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах и гораздо меньше на остальных платформах. Миогеосинклинальный тип разреза венда известен в Урало-Монгольском, Средиземноморском, Тихоокеанском геосинклинальных поясах. Выявить венд в эвгеосинклиналях трудно, так как его сложно отделить от более древних (рифейских) и более молодых (кембрийских) образований.

В венде существовали платформы и геосинклинали, контуры которых, как указывалось выше, претерпели значительные изменения в результате байкальской складчатости. Осадконакопление сопровождалось подводным вулканизмом в Урало-Монгольском и Средиземноморском геосинклинальных поя-

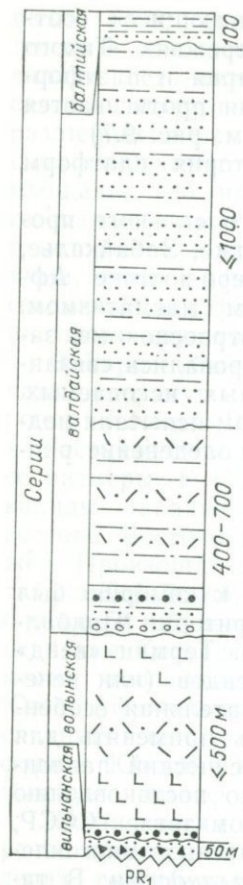


Рис. 9.10. Сводная стратиграфическая колонка венды западной части Восточно - Европейской платформы.

На западе платформы к нижнему венду относятся вильчанская и волинская серии (рис. 9.10). Вильчанская серия с размывом залегает на более древних отложениях и представлена тиллитами, гравелитами и песчаниками общей мощностью до 50 м. Местами эта толща отсутствует, и тогда разрез венда сразу начинается с волинской серии.

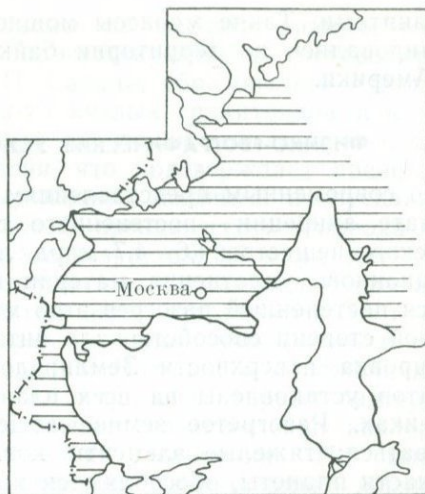
Нижнюю часть волинской серии слагают грубозернистые песчаники и гравелиты. Континентальный генезис этих пород доказывают их красно-бурая окраска, косая слоистость, плохая сортировка и слабая окатанность обломочного материала. Выше залегают базальты, дациты, липариты и их туфы, не-

сах, в Аппалачской и Иннуитской геосинклиналях. В некоторых районах байкальской складчатости, пребывавших в венде на орогенной стадии развития, происходили наземные излияния лав кислого состава (Саудовская Аравия, Центральная Сахара и др.).

В течение венды постепенно развивалась трансгрессия. Море было в геосинклиналях; во второй половине венды оно занимало также северо-западную и центральную части Восточно-Европейской платформы, большую часть Сибирской платформы и аравийскую часть Гондваны, хотя эта суперплатформа в целом испытывала регрессию. На платформах преобладало накопление терригенных осадков. Исключением являются Китайская и Сибирская платформы, на которых венд представлен главным образом доломитами и известняками, а также гипсом и ангидритом. Это явление — накопление значительных толщ эвапоритов, отмечаемое впервые в истории Земли, — еще более ярко выражено на севере Гондваны: в центральной части Аравийского полуострова, в Омане, на юге Ирана, в Соляном кряже на территории Пакистана.

В настоящее время наиболее полно изучена вендская история **Восточно-Европейской платформы**. Вендские отложения распространены в северной половине этой платформы, а также по ее восточной и юго-западной окраинам. Обычно венд подразделяется на две части — нижний и верхний венд.

Рис. 9.11. Распространение верхнего венда на Восточно-Европейской платформе [Бронгулеев В. В. и др., 1983 г.].



редко пестроцветной окраски. Общая мощность волынской серии до 500 м.

К верхнему венду относятся редкинская и котлинская свиты, объединяемые в валдайскую серию, несогласно залегающую на породах нижнего венда или на более древних образованиях. Редкинскую свиту слагают алевролиты и аргиллиты с пачками песчаников, реже гравелитов и конгломератов, а также пепловые туфы. Туфы образуют три маркирующих горизонта, которые прослеживаются через всю территорию платформы от Молдавии до бассейна р. Кама. Именно к редкинской свите приурочены практически все находки вендской фауны на платформе. Верхняя часть редкинской свиты по данным абсолютной геохронологии имеет возраст около 600 млн. лет. Котлинская свита залегает с размывом на подстилающих отложениях. Ее слагают аргиллиты, алевролиты и песчаники, в нижней части свиты зеленоцветные, в верхней — красноцветные. Общая мощность валдайской серии 800—1000 м.

Нижневендские отложения развиты в тех же районах, где и породы верхнего рифея (см. рис. 9.9), т. е. преимущественно в авлакогенах. Активная жизнь авлакогенов в раннем венде подтверждается и вулканизмом этого времени, происходившим по ограничивающим их разломам. Площадное распространение верхневендских отложений (рис. 9.11) указывает на отмирание авлакогенов и на смену стадии авлакогенов Восточно-Европейской платформы плитной стадией.

Байкалиды в вендское время находились на орогенной стадии развития, на что указывает широкое распространение моласс, сложенных морскими и континентальными красноцветными терригенными, реже карбонатными породами, иногда

вулканитами. Такие молассы мощностью до 2—3 км и более формировались на территории байкалид Азии, Африки, Южной Америки.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ДОКЕМБРИИ

По современным представлениям Земля образовалась в результате аккреции—постепенного стягивания холодного космического вещества 4,6—4,7 млрд. лет назад. Следствием гравитационного уплотнения материи и радиоактивного распада явился постепенный разогрев этой материи. Разогреву в значительной степени способствовала интенсивная метеоритная бомбардировка поверхности Земли; доказательства падения метеоритов установлены на всех планетах земной группы и их спутниках. Разогретое земное вещество начинает дифференцироваться: тяжелые элементы концентрируются в центральной части планеты, обособляются мантия и земное ядро.

Предполагается, что Земля вначале была лишена коры; ее формирование началось из мантии (предполагаемый состав мантии—перидотиты) по принципу зонной плавки легкоплавкого вещества и его дегазации; вначале образовалась основная, затем кислая магма. Одновременно с земной корой формировались атмосфера и, как результат ее позднейшего охлаждения,—гидросфера. Вероятность такого процесса экспериментально была доказана акад. А. П. Виноградовым.

Первоначально земная кора была очень тонкой. Магма легко ее взламывала и проплавляла. Сильнейший магматизм сопровождался выделением водяного пара, углекислоты, азота, кислых дымов (HCl , H_2S), аммиака и, возможно, метана. Доказательств присутствия свободного кислорода в атмосфере архея не установлено. Обилие углекислоты в атмосфере приводило к сильному парниковому эффекту на поверхности планеты.

По мере наращивания мощности земной коры вулканизм ослабевал, температура земной поверхности падала, происходила конденсация водяных паров. Образовались древние водные бассейны, первичные океаны, в которых стали накапливаться осадочные толщи, чередующиеся с лавами и туфами. По мнению М. В. Муратова, с этого момента начинается геологическая стадия жизни Земли.

В архее вулканизм был все еще достаточно сильным. По подсчетам А. Б. Ронова, среди архейских пород продукты вулканизма составляют около 40 % их объема. Примерно такое же распространение имеют и глинистые породы, которые образовались вследствие интенсивного химического выветривания, так как атмосфера и гидросфера обладали сильными агрессивными свойствами. Большая роль глинистых пород объясняется и тем, что контрастный рельеф, сравнительно расчле-

ненные области сноса появились на планете, видимо, только к концу архея. Кварциты, присутствующие в составе архейских толщ, по мнению Л. И. Салопа, образовались при химическом выветривании каких-то кислых гранитоидов или гнейсов. Среди архейских образований редки конгломераты, слабо выражены угловые несогласия, что подтверждает представление об отсутствии четко выраженных поднятий и опусканий.

Различия в изотопном составе органического углерода и углерода карбонатов в породах с возрастом 3,8 млрд. лет оказались такими же, как и в современных осадках, где они являются результатом жизнедеятельности организмов. Этот факт заставляет считать, что жизнь на Земле зародилась в очень ранний период ее существования. Находки в отложениях более позднего возраста (3,7—3,4 млрд. лет) первых бактерий и сине-зеленых водорослей указывают на появление кислорода.

Основа жизни — органические соединения. По мнению Дж. Бернала и акад. А. И. Опарина, первоначально жизнь зародилась в море, где имелись углеводороды — результат распада соединений углерода в земной коре. Море, кроме того, поглощало из атмосферы углекислоту, хлор и азот, которые также являются составными частями органических соединений. Доказательством того, что жизнь зародилась в море, является также сходство по химическому составу морской воды и жидкости, содержащейся в различных организмах. Наконец, морская среда очень благоприятна для существования в ней живых организмов из-за ее термической стабильности — способности поглощать и терять значительные количества тепла без резкой смены температуры.

Красноцветы рифея и венда — свидетельство жаркого засушливого климата и присутствия кислорода в количестве, достаточном для окислительных процессов. К этому времени углекислота в значительной степени связывается в доломитах. Широкое распространение водорослей также способствует тому, что атмосфера и гидросфера теряют углекислоту и обогащаются свободным кислородом. Предполагается, что в рифее содержание кислорода в атмосфере достигало 1% от современного уровня. Этого было достаточно для дальнейшей эволюции органической жизни, для появления в конце рифея и венде бесскелетных животных.

Еще одна особенность второй половины рифея и начала венда — обширное оледенение ряда районов мира. Доказательства рифейского оледенения — тиллиты, валуны с ледниковой штриховкой и ленточные сланцы — установлены в ряде районов Африки, Австралии, на северо-востоке Скалистых гор, в Аппалачах, Гренландии, Бразилии (рис. 9.12); это заставляет предполагать существование обширных покровных ледников. В нижней части венда на территории Скандинавии, Шпицбергена, Ирландии, Белоруссии, Среднего Урала, хр. Ка-

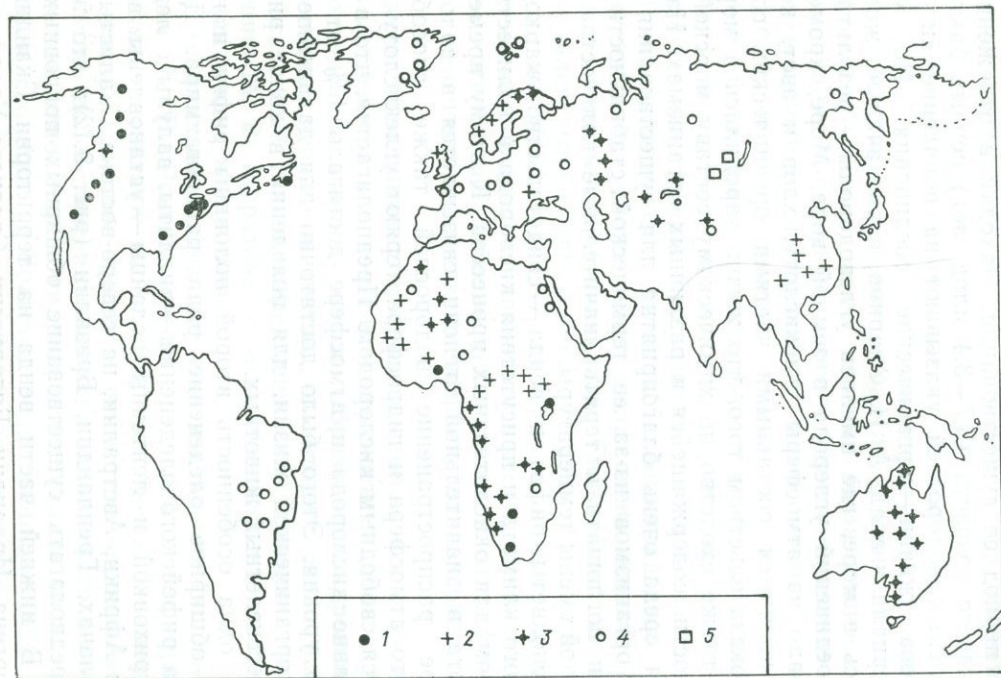


Рис. 9.12. Выходы тиллитов рифея и венда [Салоп Л. И., 1982 г.]. Тиллиты: 1 — рифея, 2 — нижнего венда, 3 — рифея и нижнего венда нерасчлененные, 4 — принадлежность к определенному стратиграфическому уровню не установлена; 5 — неледниковые обломочные отложения холодного климата.

ратау, Китая, Австралии, Аппалачей, Африки и Гренландии найдены тиллиты, угловатые, слабо окатанные, утюгообразные обломки с ледниковой штриховкой, заключенные в несортированных осадках, а также ленточные глинистые породы. Это свидетельства оледенения, известного под названием лапландского. Некоторые геологи таянием лапландских ледников объясняют трансгрессию позднего венда.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Образование полезных ископаемых — естественная и неотъемлемая часть геологической истории Земли. Поэтому характеристика каждого ее этапа завершается рассмотрением свойственных ему главных полезных ископаемых. В докембрии сосредоточено не менее 90 % запасов железа (65 % добычи) и титана; 70 % золота, урана, никеля; 25 % меди и марганца; 100 % добычи мусковита и флогопита.

Из *железородных* на первом месте стоят метаморфогенные месторождения, руды которых представлены железистыми кварцитами. В СССР это Курско-Белгородская группа месторождений (Курская магнитная аномалия), Кривой Рог, Кременчуг и др.; за рубежом — месторождения Бразилии, Канады (п-ов Лабрадор), Индии, Австралии, США (оз. Верхнее). В докембрии образовались осадочные руды Ангаро-Питского бассейна, Бакальское месторождение (Южный Урал), месторождения Южной Якутии.

С верхнеархейскими конгломератами связаны месторождения *золота и урана*: Витватерсранд (ЮАР), Блайнд-Ривер (Канада). В СССР докембрийским магматизмом обусловлена часть золоторудных месторождений Енисейского края.

Комплексные руды *меди, никеля, кобальта, платины*, содержащие промышленные концентрации указанных элементов, приурочены к интрузиям основного состава. Месторождения этого типа известны в Канаде, ЮАР (Бушвельд) и Зимбабве (Великая Дайка). В этих же месторождениях Южной Африки сосредоточены большие запасы *хромитов*. В СССР оруденение этого типа представлено Печенгской и Мончегорской группами медно-никелевых месторождений. Пояс месторождений меди, возможно имеющих осадочное происхождение, известен в Южной Африке, на территории Замбии и Заира. В СССР докембрийскими являются медистые песчаники Удокана.

Три четверти запасов *марганца* за рубежом сосредоточено в докембрии ЮАР (Постмасбург). Крупные месторождения разрабатываются в Гане (Нсута), Индии. Хотя образование руд *свинца и цинка* не характерно для докембрия, тем не менее такие месторождения известны в Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза), Канаде (Сулливан), СССР (на Енисейском крае).

За рубежом 99 % добычи *слоды* дают Индия, Бразилия и Малагасийская Республика. В СССР месторождения мусковита известны в Северной Карелии и по р. Мама в Сибири; месторождения флогопита — в бассейне Алдана и близ оз. Байкал.

Существуют многочисленные месторождения *графита* в докембрии Южной Кореи, Шри Ланки и Малагасийской Республики.

Наконец, докембрийский, точнее вендский, возраст имеют самые древние *нефтеносные* горизонты Лено-Тунгусской впадины на Сибирской платформе.

Для докембрия не характерны промышленные концентрации олова, вольфрама, молибдена, нет месторождений ртути. Среди докембрийских отложений не известны промышленные залежи солей и угля, что объясняется соответственно низкой концентрацией соли в морях докембрия и отсутствием наземной растительности на докембрийских континентах.

Глава 10. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА (ЭРАТЕМА, ГРУППА)

Палеозойская эра (эра древней жизни) начинает новый крупный эон в истории Земли — *фанерозой* (фанерос — явный), объединяющий палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры. Изучение фанерозойских отложений, их расчленение и корреляция значительно отличаются от исследований докембрия широким применением палеонтологических методов — биостратиграфии (рис. 10.1). В последние годы получило развитие новое направление биостратиграфии фанерозоя — *экостратиграфия*, заключающаяся в комплексном проведении группой специалистов палеонтологического, литологического, экологического и палеогеографического анализов, позволяющих синхронизировать разнофациальные комплексы организмов.

Палеозойская эра — наиболее продолжительная эра фанерозоя; она длилась 335 млн. лет, началась 570 млн. лет назад и закончилась 235 млн. лет назад. На геологических картах СССР принято трехчленное деление палеозойской эратемы (группы). К нижнему палеозою отнесены кембрий и ордовик; к среднему — силур, девон и нижний карбон; к верхнему — средний и верхний карбон и пермь. В геологической литературе существует также двучленное деление палеозоя, при котором граница нижней и верхней подгрупп проводится в основании девонской системы.

Палеозойская история континентов* Земли в дальнейшем будет рассматриваться как история развития платформ и гео-

* Недостаточно ясно, что было на месте современных океанов и какова геологическая история этих областей в палеозое.

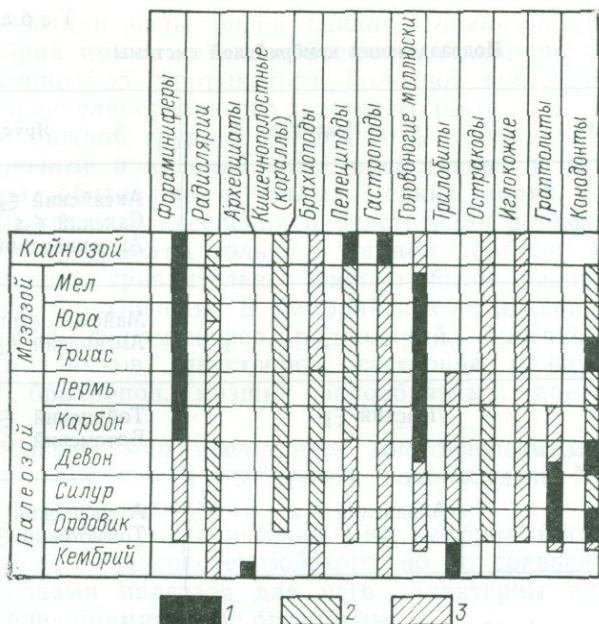


Рис. 10.1. Стратиграфическое значение главных групп морских беспозвоночных в фанерозое [Практическая стратиграфия, 1984 г.]. Группы, используемые: 1 — для корреляции с общей шкалой, 2 — для региональной стратиграфии, 3 — для местной стратиграфии.

синклиналей. К началу палеозоя сформировались платформы, включающие разновозрастные древние блоки и байкалиды: Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская, Северо-Американская и огромная суперплатформа — Гондвана. Между платформами и по их окраинам располагались Грампианская, Иннунитская, Аппалачская геосинклинали и Средиземноморский, Тихоокеанский и Урало-Монгольский геосинклинальные пояса (кроме Урала, где палеозойская Уральская геосинклиналь начинает развиваться в конце кембрия на древнем основании).

КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

По данным ядерной геохронологии кембрийский период начался около 570 млн. лет назад и закончился 490 млн. лет назад; таким образом, длительность периода около 80 млн. лет. Кембрийская система впервые была выделена в 1835 г. в Ве-

Подразделения кембрийской системы

Отдел	Надъярус	Ярус
Верхний		Акса́йский ϵ_{3ak} Сакский ϵ_{3s} Аюсо́кканский ϵ_{3as}
		Майский ϵ_{2m} Амгинский ϵ_{2am}
Нижний	Ленский ϵ_{1l}	Тойо́нский ϵ_{1tn} Бото́мский ϵ_{1b}
	Алданский ϵ_{1a}	Атдаба́нский ϵ_{1at} Томмо́тский ϵ_{1t}

ликобритании А. Седжвиком и получила название от древнего наименования Уэльса — Cambria. А. Седжвиком было предложено также деление системы на три отдела. В СССР принято выделять в границах отделов надъярусы и ярусы (табл. 10.1); их стратотипы находятся в Сибири (нижний и средний кембрий) и Казахстане (верхний кембрий).

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Кембрий начинается эру палеозойской жизни. Уже в отложениях нижнего кембрия найдены остатки почти всех типов беспозвоночных животных. К кембрию приурочен важный этап в развитии жизни на Земле — появление у животных твердого скелета.

Наиболее распространенными и многочисленными были трилобиты, составляющие около 60% всей кембрийской фауны, поэтому трилобиты — самая важная группа для стратиграфии кембрия. Кембрийские трилобиты представлены как мелкими малочленистыми, так и различных размеров (до 70 см) многочисленными формами. Малочленистые трилобиты были обильными, но к концу периода в значительной степени вымерли. Из общего числа известных родов трилобитов больше половины их приходится на кембрий.

Среди трилобитов для раннего кембрия характерны оленеллиды и многие редлихииды. В среднем кембрии широко распространяются представители рода *Paradoxides*. В позднем

кембрии обитали виды родов *Olenus*, *Dikelocephalus*. Трилобиты кембрия имели хитиново-фосфатный панцирь и не обладали способностью свертываться. Головной щит у них значительно больше слабо развитого хвостового щита.

Другой важной группой (около 30 % кембрийской фауны) были одиночные и колониальные, одностенные и двухслойные археоциаты, обитавшие в теплых мелких морях. Они часто составляли крупные поселения и участвовали в рифообразовании. Жили археоциаты только в раннем кембрии. Из других беспозвоночных сравнительно широко были распространены беззамковые брахиоподы. В кембрийских отложениях обнаружены остатки фораминифер, радиолярий, кишечнополостных, червей, моллюсков (двустворок, гастропод и наутилоидей), замковых брахиопод, низших ракообразных, древних иглокожих.

Растительный мир представлен многочисленными и более разнообразными, чем в протерозое, водорослями. Характерны находки микрофитофоссилий.

Таким образом, органический мир кембрия богат и резко отличается от позднепротерозойского, но по сравнению с другими периодами палеозоя для него характерны преимущественно древние примитивные организмы.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

После байкальской складчатости многие районы оказались приподнятыми, стали областями сноса. Продукты разрушения байкалид накапливались в пограничных с ними прогибах. В раннем кембрии началась *раннепалеозойская трансгрессия*, особенно широко проявившаяся на северных платформах (рис. 10.2). Гондвана представляла собой, в отличие от северных платформ, обширный континент. Море из окружающих ее геосинклиналей проникало лишь на окраины континента, задержалось здесь сравнительно недолго и занимало небольшие площади.

Платформенный магматизм для кембрия не характерен. В кембрийских геосинклиналях продолжалось интенсивное накопление осадочных и вулканических образований. Особенно энергично вулканические процессы проходили в Казахстане, на юге Сибири, в Монголии, Новой Зеландии, на северо-западе Скандинавии.

В середине кембрийского периода начинаются *первые проявления каледонской складчатости*, известные под названием салаирских. Они особенно характерны для Казахстана, Алтае-Саянской горной области, Монголии, Китая. Салаирские складчатые движения привели к возникновению нескольких структурных несогласий в этих районах; складчатость сопровождалась интенсивным магматизмом.

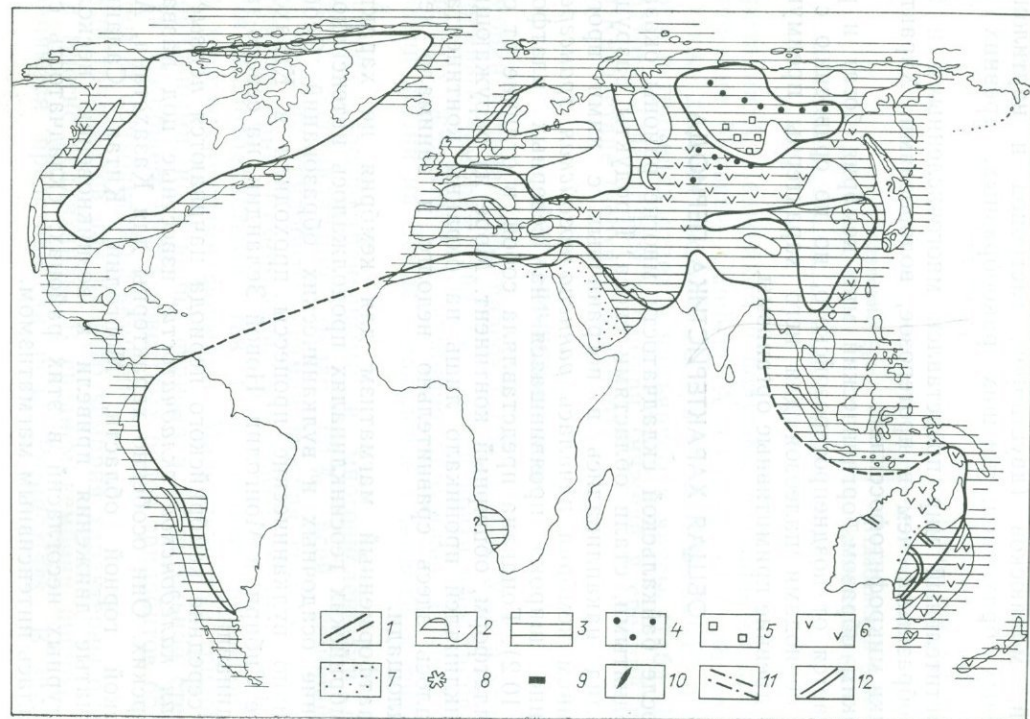


Рис. 10.2. Палеогеографическая схема мира. Ранний кембрий. Составила Е. В. Владимирская.

Границы: 1 — платформ, 2 — суши и моря; 3 — море; 4 — рифы; 5 — эвапориты; области: 6 — вулканизма, 7 — континентального осадконакопления, 8 — оледенения; 9 — угленакладение; горы: 10 — складчатые, 11 — сводоглыбовые (эпиplatformенные); 12 — рифтовые зоны.

Условные обозначения даны для рис. 10.2, 10.12, 10.22, 10.23, 10.33, 10.34, 10.41, 11.2, 11.16, 12.3.

ПЛАТФОРМЫ

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На Восточно-Европейской платформе максимум трансгрессии пришелся на ранний кембрий. В это время море занимало западную и центральную части платформы. Повсеместно накапливались терригенные осадки. Во второй половине кембрия восточная часть платформы поднялась и море сохранилось лишь на западе.

Кембрий в Ленинградской области (рис. 10.3) и Прибалтике подстилается песчано-глинистой толщей венда (валдайской серией), вскрытой многими скважинами к югу и юго-западу от Ленинграда. Валдайская серия слагает здесь самые низы платформенного чехла и ложится с резким структурным несогласием на кристаллический фундамент.

Кембрийский разрез начинается балтийская серия, залегающая повсеместно с перерывом на валдайской серии или непосредственно на кристаллическом фундаменте. Естественные обнажения находятся у подножия Балтийско-Ладожского глинта — уступа, сложенного ордовикскими известняками и протягивающегося от Ладожского озера по южному берегу Финского залива. В обнажениях вскрывается всего несколько метров (до 5—7 м) видимой мощности разреза. Изучена серия по многочисленным буровым скважинам. Балтийская серия подразделяется на три неравные по мощности толщи: среднюю (главную) часть ее слагают глины, а внизу и сверху залегают песчаники.

В основании серии располагаются средне- и мелкозернистые зеленовато-серые полевошпато-кварцевые песчаники, постепенно вверх по разрезу сменяющиеся глинами. Наиболее характерны для балтийской серии голубовато-зеленые глины лонтовасской свиты, обычно известные под названием «синие глины». Они настолько пластичны, что используются для скульптурных работ. В них встречаются рассеянные зерна пирита и глауконита. В верхней части балтийской серии, частично замещая синие глины, появляются зеленовато-серые мелкозернистые песчаники (2—50 м). В глинах лонтовасской свиты обнаружены остатки разнообразных кольчатых червей, гастропод, единичных наутилоидей, а также комплекс акритархов, отличных от валдайских. Балтийская серия по палеонтологическим данным отнесена к дотрилобитовым слоям нижнего кембрия и условно сопоставляется с низами алданского надъяруса.

С размывом на породах балтийской серии залегают светлоокрашенные мелкозернистые песчаники и пески, часто кослоистые, со знаками ряби. Толща песчаников обнажена по рекам Тосна, Ижора, Луга и вскрыта скважинами. Мощность

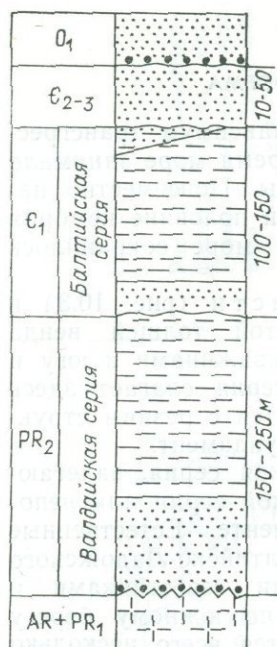


Рис. 10.3. Разрез венда и кембрия Ленинградской области.

их изменяется от нескольких метров до 50 м. В последние годы в них обнаружены средне-позднекембрийские окаменелости. Эти песчаники перекрываются с разрывом оболочными песчаниками нижнего ордовика.

Разрез венда и кембрия Ленинградской области типично платформенный, о чем свидетельствуют небольшие мощности, отсутствие изверженных пород и метаморфизма, частые перерывы, горизонтальное залегание. Породы принадлежат к песчано-глинистой морской платформенной формации. Характер отложений указывает на образование их в мелководном бассейне; с обмелением бассейна связано появление песчаных чашек и прослоев.

Песчано-глинистые отложения нижнего кембрия вскрыты многочисленными скважинами и прослеживаются по всей западной и центральной территории Европейской части СССР. Здесь южнее Балтийского щита располагалось обширное море — залив, простиравшееся восточнее современного г. Киров и соединявшееся на западе с морями Средиземноморского геосинклинального пояса

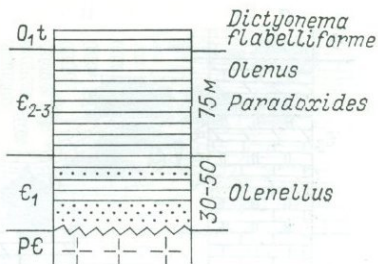
и Грампианской геосинклинали. Наибольшую площадь этот бассейн занимал в раннем кембрии.

Рассмотрим один из разрезов кембрия, расположенных на западе Восточно-Европейской платформы. Кембрийские отложения сохранились на юге Скандинавского полуострова в изолированных, опущенных по разломам участках — грабенах.

В районе Осло (рис. 10.4) на породах докембрия с угловым несогласием залегают песчаники; выше их — аргиллиты и песчаники с оленеллидами, указывающими на раннекембрийский возраст этой части разреза. Мощность нижнего кембрия 30—50 м. Выше лежат черные аргиллиты, часто называемые «квасцовыми сланцами». Они содержат многочисленные остатки трилобитов, по которым удается провести детальное расчленение толщи, выделив в ней 15 зон. В нижней части толщи глинистых пород найдены панцири *Paradoxides*, указывающие на принадлежность вмещающих слоев к среднему кембрию; в верхней — панцири позднекембрийского рода *Olenus*. Общая мощность среднего и верхнего кембрия 75 м. Кембрийские аргиллиты сменяются нижнеордовиковскими с граптолитами.

«Квасцовые сланцы» названы по квасцам, которые в средневековье получали при обжиге сланцев и использовали для отбеливания. Сланцы обогащены органическим веществом; иногда его количество настолько велико, что они становятся битуминозными и пригодными для извлечения жидкого топлива. Кроме того, сланцы служат для получения очень легкого строительного материала. Иногда квасцовые сланцы содержат повышенные concentra-

Рис. 10.4. Разрез кембрия в районе г. Осло.



ции урана; это позволило определить их абсолютный возраст, который оказался не менее 500 млн. лет.

В районе Осло разрез кембрия полный, но мощность отложений здесь, как и на юге Швеции, небольшая (50—125 м); характерно резкое преобладание тонкозернистых и тонкослоистых пород. В окрестностях Ленинграда мощность кембрия значительно больше и отложения более грубозернистые. Оба разреза сложены осадками одного и того же мелкого эпиконтинентального моря. На востоке в него поступало больше обломочного материала, приносимого с разрушавшейся холмистой равнины, которая простиралась до байкалид Урала. Восточная часть моря была более мелководной. Поднятия второй половины кембрия привели к ее осушению.

На юге Скандинавии осадки накапливались в более спокойной, нередко восстановительной обстановке, возможно с сероводородным заражением. Море здесь было несколько глубже, чем на востоке, и непосредственно соединялось с морями Грампианской геосинклинали и Средиземноморского пояса. Обогащение кембрийских сланцев органическим веществом, вероятно, объясняется пышным развитием водорослей (как в современном Саргассовом море).

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа была местом наиболее активного проявления кембрийской трансгрессии. За исключением выходов фундамента, вся остальная часть платформы покрыта сплошным плащом кембрийских образований, содержащих, как правило, многочисленные окаменелости. Известны хорошо обнаженные разрезы кембрия (некоторые из них — лучшие в мире), в том числе и отложений, пограничных с протерозойскими и ордовикскими. Изучены кембрийские отложения как по естественным обнажениям (некоторые из них — великолепные речные береговые обрывы, протянувшиеся на километры), так и по многочисленным скважинам. Наиболее широко распространены нижнекембрийские отложения. Площадь развития среднего и особенно верхнего кембрия сокращается,

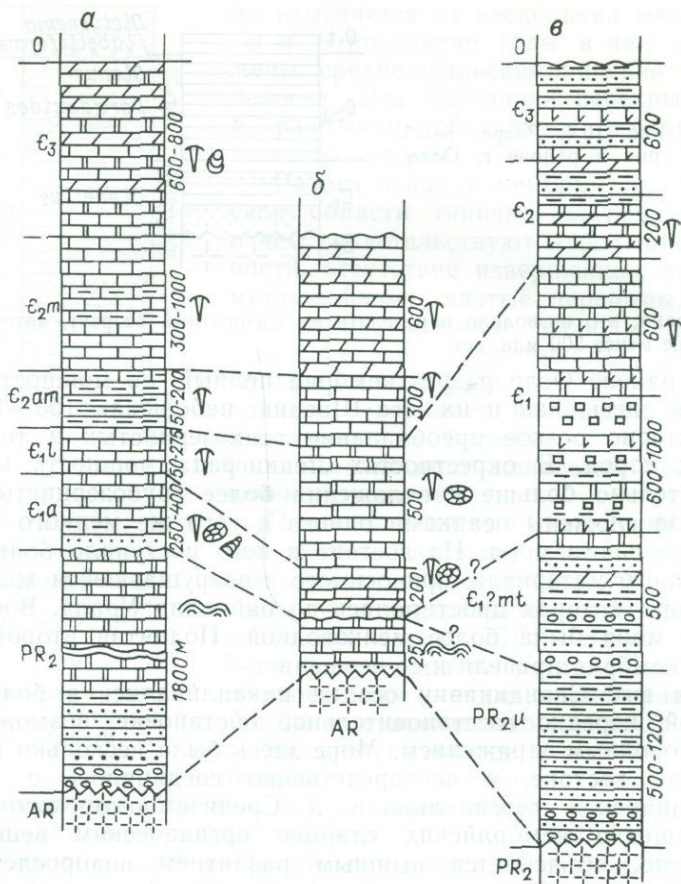


Рис. 10.5. Разрезы кембрия Сибирской платформы.
 а — северо-запад; б — восток; в — юг (Иркутский амфитеатр).

морские разрезы верхнего кембрия известны только на северо-западе платформы.

На востоке Сибирской платформы находятся стратотипы надъярусов и ярусов нижнего и среднего кембрия — в бассейнах среднего течения рек Лена, Алдан, Амга, Мая (рис. 10.5, б). Здесь с резким структурным несогласием на архейских породах залегает юдомская свита доломитов и доломитизированных известняков, нередко битуминозных, со строматолитами и IV комплексом (самым молодым) позднепротерозойских микрофитолитов. В основании свиты отмечается пачка кварцевых песчаников. Юдомская свита отнесена к верх-

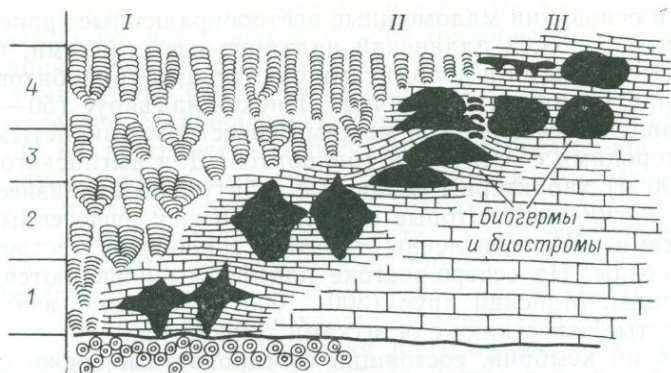


Рис. 10.6. Алданские водорослевые и археоциатовые органогенные постройки. Район рек Лена и Алдан [Журавлева И. Т., 1966 г.].

Условия образования: I — прибрежная зона, II — глубины 10—20 м, III — глубины несколько десятков метров; 1—4 — последовательность горизонтов.

нему протерозою (венду), она слагает самую нижнюю часть платформенного чехла.

Выше с незначительным перерывом залегают кембрийские отложения. Алданский надъярус (200 м) сложен пестроцветными (красными, бордовыми, серо-зелеными) карбонатными породами с биогермами (рис. 10.6) и многочисленными остатками разнообразных трилобитов, археоциат (мощность биогермов — несколько метров). В западном направлении появляются заглинованность и даже прослой галогенных пород. Ленский надъярус (500 м) представлен доломитами и известняками с археоциатами и многочисленными трилобитами. В восточном направлении возрастает битуминозность, появляются темно-серые сланцы, уменьшается мощность. Амгинскому ярусу принадлежат белые и светло-серые массивные рифогенные известняки. Они образуют барьер, тянущийся к Анабарскому массиву. К западу от барьера распространены слоистые известняки с остатками многочисленных трилобитов, в том числе парадоксидов; к востоку — битуминозные породы. Венчают разрез известняки и мергели майского яруса (600 м) с богатым комплексом трилобитов. На разных горизонтах кембрия трансгрессивно залегают юрские отложения. Общая мощность разреза 1500—2000 м.

Наиболее полный разрез кембрия установлен на северо-западе Сибирской платформы (рис. 10.5, а). Здесь кембрийские отложения подстилаются платформенным верхним протерозоем значительной мощности (1800—2000 м). Нижнюю половину верхнепротерозойского разреза слагают красноцветные терригенные породы, выше они сменяются строматолитовыми доломитами. Породы алданского надъяруса (250—400 м) ложатся на верхний протерозой с незначительным размывом и

имеют в основании маломощные пестроокрашенные гравелиты и песчаники. Сложен алданский надъярус известняками, глинистыми известняками и доломитами с остатками трилобитов, реже археоциат, единичных гастропод. Ленский надъярус (50—250 м) представлен известняками, местами известково-глинистыми черными породами с остатками трилобитов. Для амгинского яруса (50—200 м) характерны глинистые и битуминозные известняки, черные аргиллиты, которые сменяются к югу рифогенными известняками. Многочисленны остатки трилобитов, встречаются парадоксида. На северо-востоке платформы появляются горючие сланцы. Майский ярус (300—1000 м) слагают известняки и глинистые известняки с остатками трилобитов.

Верхний кембрий, состоящий из сероцветных, реже красноцветных известняков, мергелей, доломитов, варьирует по мощности, достигая 600—800 м. Он охарактеризован трилобитами. Изредка встречаются беззамковые брахиоподы. Перекрывается верхний кембрий ордовикскими отложениями. Разрез кембрия на северо-западе Сибирской платформы, как и на юго-востоке, карбонатный, но на северо-западе несколько больше глинистых пород. Здесь мы имеем непрерывный морской разрез всего кембрия, охарактеризованный палеонтологически. На этом же разрезе можно изучать отложения, пограничные с ордовикской системой. Общая мощность кембрийских отложений на северо-западе 1200—2500 м.

Разрезы кембрия южной части Сибирской платформы (рис. 10.5, в) заметно отличаются от рассмотренных. Непосредственно на складчатом верхнепротерозойском фундаменте залегает верхнепротерозойская ушаковская свита (серия) мощностью 500—1200 м, состоящая из красноцветных и пестроцветных обломочных пород. На ней с размывом лежит мотская свита (500 м) красноцветных и пестроцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже доломитов и гравелитов, иногда ритмично переслаивающихся между собой. Встречаются знаки ряби, трещины высыхания, глиптоморфозы по кристаллам каменной соли. Органические остатки представлены микрофитофоссилиями, водорослевыми образованиями, известными как в венде, так и в самых низах кембрия. Возраст мотской свиты окончательно не выяснен. Полагают, что верхняя ее часть принадлежит кембрию, а низы — венду.

К нижнему кембрию отнесен комплекс отложений, внизу соленосных, вверху карбонатных, общей мощностью около 1600 м. Нижняя, усольская, свита сложена доломитами, ангидритами, пластами каменной соли, глинистыми породами. Соленасыщенность нижнего кембрия приближается к 50 %, мощность прослоев и пластов каменной соли колеблется от нескольких сантиметров до 75 м. В самой свите окаменелостей не найдено, но по простиранию в предполагаемых возрастных аналогах обнаружены раннекембрийские трилобиты. Усольская свита сменя-

ется вверх по разрезу доломитами и известняками с прослоями ангидрита. Здесь встречаются остатки трилобитов.

Средний кембрий сложен внизу известняками, мергелями, доломитами (100—300 м) с трилобитами амгинского яруса. Выше залегает средне-верхнекембрийская верхоленская свита (500—700 м) пестроцветных песчаников, мергелей, аргиллитов, алевролитов с прослоями гипса и ангидрита. В этих породах встречаются знаки ряби, трещины высыхания, глиптоморфозы по кристаллам каменной соли. Свита с разрывом перекрывается ордовикскими образованиями. Общая мощность разреза кембрия достигает 2000—3000 м. Для мотской свиты и пород нижнего и среднего кембрия характерна нефтеносность.

Весь разрез в целом, включая платформенную часть верхнего протерозоя, — это огромный трансгрессивно-регрессивный комплекс. Средняя часть разреза — карбонатные отложения с остатками морской фауны — отвечает максимуму трансгрессии. Вверху и внизу располагаются континентальные и лагунные отложения. Опускания господствовали в этом районе с конца протерозоя, однако прогибание компенсировалось накоплением осадков, и только в конце раннего кембрия — начале среднего кембрия сюда проникло море. На жаркий сухой климат указывают состав отложений (соли, ангидрит, карбонатные породы), их окраска (красноцветность пород), текстурные признаки (глиптоморфозы, многоугольники высыхания).

Особый тип разреза ниже-среднекембрийских отложений (юдомо-оленёкский) характерен для восточной окраины платформы, где распространены тонкослоистые карбонатно-глинистые, глинистые, кремнистые породы и горючие сланцы с многочисленными остатками трилобитов.

Из сравнения всех разрезов следует, что Сибирская платформа в раннем и среднем кембрии была покрыта теплым тропическим морем, благоприятным для обитания морских животных. В этом море отлагались карбонатные илы, местами возникали водорослевые и археоциатовые рифовые постройки. В раннем кембрии на юге платформы существовала огромная лагунная область — первый в истории Земли, один из крупнейших в мире Лено-Вилюйский солеродный бассейн. В позднем кембрии море на платформе сократилось и отступило на север.

С кембрием на Сибирской платформе связаны месторождения нефти, горючих сланцев, бокситов, каменной соли.

КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Кембрийские отложения занимают около двух третей Китайской платформы. Здесь максимум трансгрессии, видимо, пришелся на вторую половину кембрия. В тропическом море нормальной солености накапливались в основном карбонатные илы с различной примесью терригенного материала. В начале кембрия на отдельных участках образовались фосфориты.

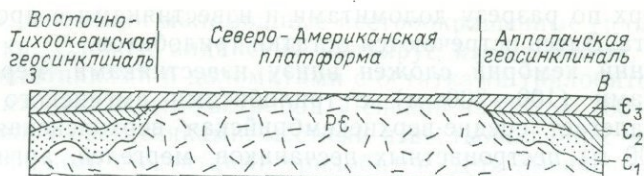


Рис. 10.7. Схема, иллюстрирующая развитие кембрийской трансгрессии в Северной Америке (по М. Кэю [Кинг Ф., 1961 г.]).

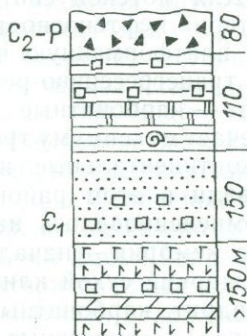


Рис. 10.8. Разрез нижнего кембрия Соляного кряжа (по О. Шиндewolfу, А. Зейлахеру [Гансер А., 1967 г.]).

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

В течение большей части кембрия платформа испытывала поднятие и разрушение. К концу среднего кембрия по мере выравнивания суши море начало проникать на ее окраины. Трансгрессия достигла максимума в позднем кембрии, когда море заняло большую часть платформы (рис. 10.7). Мощность накопившейся в это время толщи песчаников не превышает 300 м.

ГОНДВАНА

Кембрийское море проникало лишь на окраины Гондваны. Морские осадки кембрия предполагаются в Южной Америке, по границе платформы с Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной областью. Терригенные отложения известны в бассейне р. Амазонка. На севере Африки, в Сахаре, распространены песчаники, кварциты, гравелиты и конгломераты мощностью 400—600 м. В них встречены кембрийские трилобиты и лингулы.

Интересный разрез морского нижнего кембрия известен в Соляном кряже на севере п-ова Индостан (рис. 10.8). Здесь основание разреза слагают мергели, гипс, ангидрит, каменная соль. Выше встречен горизонт эффузивов мощностью

1 м; он перекрыт косослоистыми кварцевыми песчаниками пурпурного цвета. На поверхности напластования песчаников выявлены знаки ряби, трещины усыхания, глиптоморфозы по кристаллам каменной соли. Мощность песчаников около 150 м. Пурпурные песчаники сменяются серыми аргиллитами с отпечатками раннекембрийских трилобитов редких. Выше залегает 80-метровый горизонт доломитов, сменяющийся краснофиолетовыми глинистыми породами с псевдоморфозами по кристаллам каменной соли. Разрез с размывом перекрывается верхнепалеозойскими тиллитами. Общая мощность кембрийского разреза около 500 м.

Мелководные условия осадконакопления и жаркий засушливый климат раннего кембрия в районе Соляного кряжа четко определяются по наличию соленосных пород, по трещинам усыхания, цвету пород, косой слоистости песчаников, знакам ряби. Вначале здесь существовала лагуна, затем она соединилась с открытым морем нормальной солености (появились трилобиты); вскоре эта связь нарушилась и снова возникла лагуна.

Морские осадки кембрия известны на востоке Австралии, где по границе с Западно-Тихоокеанской геосинклинальной областью накапливались карбонатные и терригенные породы (общая мощность до 1000 м).

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В пределах Урало-Монгольского геосинклинального пояса в кембрии господствовали условия морского осадконакопления. Исключение представлял Урал, испытавший значительное поднятие после байкальской складчатости. Прогибание этой территории началось только в самом конце позднего кембрия.

В пределах Тянь-Шаня и Казахстана, по представлениям А. А. Богданова, присутствуют три типа разрезов кембрия и три соответствующие им тектонические зоны. На юге и западе района выделяется миогеосинклинальная зона, которая проходит через Чаткальский хребет, Каратау, Улутау и далее в район Кокчетавы. В Северном Казахстане (к востоку от Целинограда и севернее Караганды), в хребтах Чингизтау, Тарбагатай и Джунгарский Алатау располагалась эвгеосинклинальная зона, которая прослеживается и восточнее — в Монголию. Между этими зонами выделяется переходная зона, которая включает Северный Тянь-Шань, Бетпак-Далу, Центральный Казахстан.

Типичным для эвгеосинклинальной зоны является разрез кембрия хр. Чингизтау (рис. 10.9). Здесь нижний кембрий содержит лавы и туфы основного состава, выше сменяющиеся кварцитами, яшмами и кремнистыми сланцами с остат-

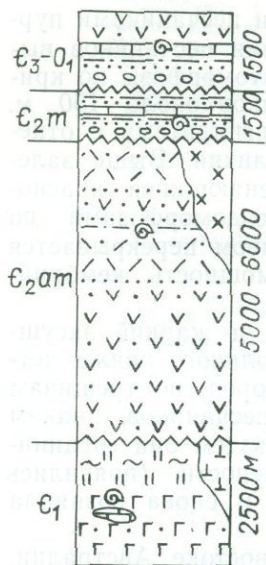


Рис. 10.9. Схематический разрез кембрия хр. Чингизтау.

ками радиолярий. Возраст отложений доказывают находки археоциат в линзах известняков. Излияние лав происходило в подводных условиях: они часто имеют подушечную отдельность и представлены спилитами. Таким образом, нижнекембрийская толща является типичной для первой стадии развития геосинклинали спилит-диабазовой формацией. Ее накопление завершается внедрением ультраосновных интрузий.

Нижняя часть среднего кембрия представлена лавами и туфами среднего и кислого состава с прослоями песчаников. Судя по находкам трилобитов, толща имеет амгинский возраст. Ее накоплению, видимо, предшествовала фаза складчатости. Выше залегает типично флишевая толща, представленная ритмично чередующимися конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков, содержащих остатки трилобитов майского яруса. Накоплению флишевой толщи также предшествовала фаза складчатости:

толща залегает резко несогласно на всех более древних образованиях. Эта фаза складчатости сопровождалась внедрением интрузий габбро и плагиогранитов.

Верхняя часть кембрия тесно связана с нижним ордовиком и сложена терригенными породами, которые выше сменяются лавами и туфами среднего состава. Эта толща также залегает с угловым несогласием на породах майского яруса.

Общая мощность кембрия хр. Чингизтау около 10 км. Это типичный геосинклинальный разрез, в котором резко преобладают вулканогенные породы.

Геосинклинальные толщи, представленные спилит-кератофировой, аспидной и терригенной формациями, накапливались в Алтае-Саянской области. Особенностью кембрийской истории этого района являются складчатость и поднятия, которые происходили во второй половине кембрия. Они связаны с проявлением салаирской фазы каледонской складчатости, сопровождавшейся внедрением разнообразных интрузий.

АППАЛАЧСКАЯ И ИННУИТСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

В **Аппалачской геосинклинали** в кембрии господствовали морские условия. На севере геосинклинали наметилось обособление с востока эвгеосинклинальной зоны, более ярко проявившейся позднее. На западе накапливались терригенные породы.

В южной части геосинклинали разрез кембрия начинается песчаниками, выше залегают известняки. Мощность кембрия здесь 3000 м.

В **Иннуитской геосинклинали** формировались главным образом карбонатные толщи нижнего — среднего кембрия. Отсутствие здесь верхнего кембрия объясняется проявлением складчатости и последовавшим вслед за ней поднятием.

ГРАМПИАНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

В Грампианской геосинклинали выходы кембрия установлены в ограниченных пунктах. Полный, фаунистически охарактеризованный разрез кембрия известен на Британских островах (в Уэльсе), он представлен толщей песчаников, аргиллитов и гравелитов мощностью 4500—5000 м. В нижней части толщи содержатся трилобиты *Olenellus*, в средней — *Paradoxides* и беззамковые брахиоподы; выше — лингулы и представители рода *Olenus*. Находки фауны, а в верхней части разреза знаки ряби, косая слоистость, ходы червей указывают на мелководные условия осадконакопления. Прослой осадочных марганцевых руд среди кембрийских пород — свидетельство жаркого климата, способствовавшего образованию латеритной коры выветривания на прилегавшей к кембрийскому бассейну суше. Сходство трилобитовой фауны кембрия Уэльса и района г. Осло указывает на существование связей между этими морскими бассейнами.

В Ирландии и на юге Шотландии развита однообразная толща переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, содержащая лишь ходы илоедов. Мощность толщи 7500 м. В самой верхней части разреза найдены граптолиты низов ордовика, поэтому толща в основном отнесена к кембрию. Однообразный состав толщи, бедность фауны заставляют предполагать ее накопление на значительной глубине.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В Средиземноморском геосинклинальном поясе выходы кембрия известны на ограниченных участках. Видимо, здесь море было разделено обширными поднятиями. В Западной и Центральной Европе происходило накопление терригенного и карбонатного материала, к позднему кембрию сменившееся почти всюду поднятиями и местами вулканизмом. На Кавказе и Памире образуется спилит-кератофировая формация, содержащая в линзах известняков археоциаты и брахиоподы. В южной части геосинклинального пояса (хр. Антиатлас, Марокко) известен следующий разрез кембрия (рис. 10.10). На породах венда согласно залегают нижнекембрийские известняки с археоциатами, выше сменяющиеся карбонатными и глинистыми породами. Эта часть разреза на основании обильных находок трилобитов подразделена на восемь зон. Выше залегают среднекем-



Рис. 10.10. Разрез кембрия хр. Антиатлас (Марокко).

брийские глинистые сланцы с *Paradoxides*, сменяющиеся песчаниками с лингулами. Общая мощность разреза 3200 м.

В позднем кембрии геосинклинальное море существовало на территории Польши. В Свентокшиских горах (200 км южнее Варшавы) распространена толща песчаников и сланцев мощностью около 2000 м, содержащая трилобиты всех трех эпох кембрия.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области распространены два типа разрезов кембрия: миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный. Первый из них встречается более часто, развит вдоль границы геосинклинали с платформами и представлен всеми тремя отделами кембрия.

В Северных Кордильерах нижний кембрий слагают кварциты и кварцевые песчаники, выше сменяющиеся черными известняками. Средний кембрий — это глинистые сланцы, известняки и пестроцветные филлиты. Верхний кембрий представлен массивными известняками (они слагают характерные обрывы Скалистых гор); выше их сменяют филлиты и сланцы с богатой и разнообразной фауной. Общая мощность кембрия здесь 8000 м; на юге, в Мексике, она уменьшается до 1600—1800 м.

Палеонтологически охарактеризованный разрез кембрия в Андах чаще начинается с его среднего отдела, представленного конгломератами, кварцитами, песчаниками и алевролитами. Выше залегают красноцветные косослоистые песчаники и глинистые сланцы со знаками ряби. Разрез венчают белые кварцитовые песчаники и глинистые сланцы. Изредка в составе кембрия отмечаются вулканические породы. На севере Боливии в среднем кембрии известны эвапориты. Общая мощность кембрия не менее 5000 м.

Эвгеосинклинальный тип разреза кембрия отмечается лишь на севере Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области вдоль Тихого океана. В его строении участвуют кварциты, аргиллиты, красные и зеленые сланцы, доломиты, вулканогенные породы.

В Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области кембрийские отложения развиты ограниченно. В ее краевой, западной, части наблюдается миогеосинклинальный тип разреза. На юге — это пестроцветная толща песчаников и глинистых сланцев, иногда косослоистых. Мощность толщи около 2500 м (о. Кенгуру). На территории Вьетнама и Лаоса развита карбонатная толща с пластами фосфоритов и песчано-глинистыми пачками. На севере геосинклинальной области, уже в пределах СССР, кембрийские отложения представлены терригенно-карбонатными толщами, иногда с прослоями вулканитов кислого состава.

Эвгеосинклинальный тип разреза наиболее ярко выражен в южной и центральной частях Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области. Это — спилит-кератофировая формация на островах Тасмания и Новая Зеландия или песчано-сланцевые толщи с лавами и туфами основного состава на юго-востоке Китая (Катазия). На севере эвгеосинклинальный комплекс кембрийского возраста как бы оконтуривает юго-восточный выступ Сибирской платформы. Здесь, в хр. Джагды и на Шантарских островах, распространены кремнистые сланцы и эффузивы мощностью не менее 4000 м.

КЛИМАТ

Климат кембрия в целом был жаркий. Несомненными доказательствами засушливых условий в раннем кембрии являются соленосные отложения Сибирской платформы. Соляного кряжа, северо-востока Аравийского полуострова, низовьев р. Маккензи и Боливии; крупные залежи фосфоритов на юго-востоке Китая и в Средней Азии. Марганцевые руды и бокситы в кембрийских отложениях юга Сибири и Англии, мощные толщи известняков в различных районах мира — показатели влажного, близкого к тропическому климата. Однако эти данные недостаточны для восстановления ясной картины климатических поясов кембрийского периода.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кембрийский возраст имеют *нефтеносные горизонты* месторождений Прибалтики и Иркутского амфитеатра; в основном к кембрию и ордовика принадлежат продуктивные горизонты гигантского месторождения нефти Хасси-Мессауд в Алжирской Сахаре. Битуминозные квасцовые сланцы Швеции используются для получения горючего топлива и уранового концентрата.

Рудные полезные ископаемые сравнительно редки. Среди них можно назвать самое древнее месторождение бокситов в Восточном Саяне, месторождение марганца в Кузнецком Алатау.

Ранний кембрий — одна из крупнейших в истории Земли эпох накопления *фосфоритов*. В это время образовались фосфоритоносные бассейны в хр. Каратау (Средняя Азия), на юго-востоке Китая (провинция Юньнань) и севере Вьетнама.

С ультраосновными интрузиями кембрия связаны месторождения *асбеста* Тувы.

Кембрий — важнейший этап накопления *каменных солей* (сопоставимый с девонским и пермским этапами солеобразования). Наиболее крупным является Лено-Виллойский соленосный бассейн с давно разрабатываемым месторождением Усолье-Сибирское.

ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Ордовикская система получила свое название по племени ордовиков, населявших в древности Уэльс (Великобритания). Первоначально ордовикские отложения включались в состав выделенной ранее силурийской системы. Английский геолог Ч. Лапворт в 1879 г. выделил из силурийской системы нижнюю часть под названием ордовикской системы. Однако только в 1960 г. самостоятельность и наименование ордовикской и силурийской систем были окончательно утверждены Международным геологическим конгрессом. Долгое время многие геологи делили силур на два отдела: нижний (ордовик) и верхний (готландий — по о. Готланд в Балтийском море). В советской геологической литературе А. Ф. Лесникова и Д. В. Наливкин еще в 30-е годы выступили за самостоятельность ордовикской и силурийской систем, а в 1951 г. ордовикская система была официально выделена на государственных геологических картах СССР.

Общепринятого деления ордовика на отделы пока не существует. В СССР ордовик расчленен на три отдела (табл. 10.2). Ярусы ордовика установлены в типовой местно-

Таблица 10.2
Общие стратиграфические подразделения ордовикской системы

Отдел	Ярус
Верхний	Ашгиллский $O_{3a\tilde{}}$
Средний	Карадокский O_{2k} Лландейлский O_{2ld} Лланвирнский O_{2l}
Нижний	Аренигский O_{1a} Тремадокский O_{1t}

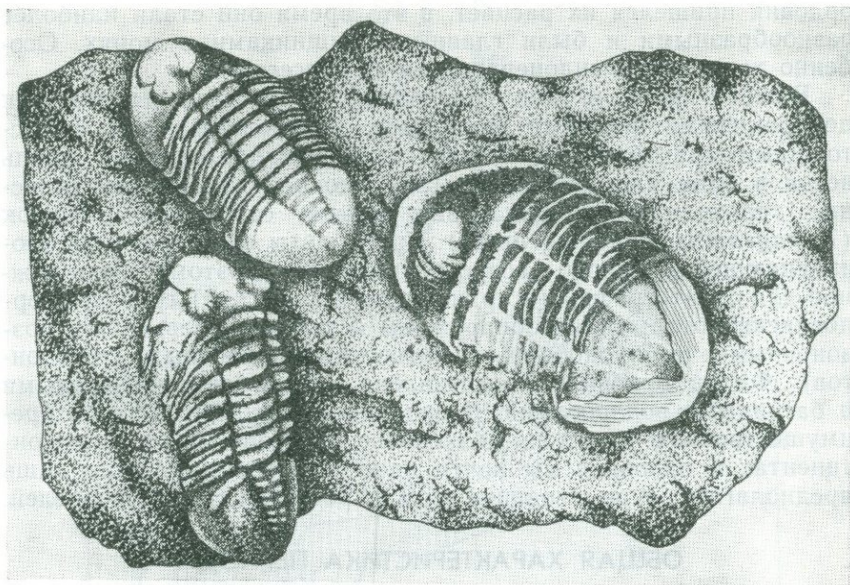


Рис. 10.11. Панцири трилобитов азафусов на поверхности напластования известняка. Нижний ордовик, р. Волхов.

сти — на территории Уэльса. Зональная граптолитовая шкала Великобритании принята за международный стандарт. Продолжительность ордовикского периода 55 млн. лет: с 490 до 435 млн. лет назад.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир ордовика характеризовался дальнейшим развитием беспозвоночных, среди которых все большее значение приобретали животные с карбонатным скелетом: строматопораты, табуляты, гелиолитоидеи, ругозы, иглокожие (морские лилии, морские пузыри). Широко распространились замковые брахиоподы, особенно ортиды, строфомениды, ринхонеллиды, пентамериды. С ордовика известны трилобиты, обладавшие известковым панцирем и способностью свертываться. Головной и хвостовой щиты у них были примерно одинаковых размеров и формы, число туловищных сегментов обычно небольшое (рис. 10.11). Ордовикские трилобиты многочисленны, но по разнообразию (по числу родов) уступают кембрийским. Из моллюсков наиболее распространены были головоногие с прямой или слабо изогнутой раковиной и простыми (прямыми или со слабым изгибом) перегородочными линиями. На

ордовик пришелся их расцвет, в это время они стали наиболее разнообразными и были главными хищниками в морях. Особенно характерны эндоцератоидеи (*Endoceras*).

Важную роль играли граптолиты. Представлены они как дендроидными формами (например, диктионемы), так и настоящими граптолитами с ячейками, расположенными вдоль ветви в один или два ряда. Для ордовика характерны бесосные граптолиты из одинаковых ветвей, собранных в пучок (*Tetragraptus*, *Didymograptus*). Граптолиты относятся к быстроизменяющейся широко распространенной, поэтому очень важной для стратиграфии (к архистратиграфической) группе. В ордовикских отложениях обнаружены остатки и древнейших позвоночных — рыбоподобных бесчелюстных животных (телодонтов). Флора ордовика представлена сине-зелеными, зелеными и багряными водорослями. В ордовике все живое обитало преимущественно в морях на мелководье. О жизни на древних континентах в ордовике мы почти ничего не знаем. Можно лишь предполагать существование там простейших и водорослей.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

В ордовикском периоде проявлялась одна из самых больших в истории палеозоя трансгрессий (рис. 10.12). Общая площадь распространения ордовикских отложений занимает около половины территории северных материков. Они покрывают около 3/4 Китайской платформы, 2/3 Сибирской, 2/5 Восточно-Европейской и 2/5 Северо-Американской. Однако эта трансгрессия почти не затронула Гондвану. Здесь ордовикские отложения развиты резко ограничено, за исключением Австралии, где они слагают почти треть площади. Ордовикские породы широко распространены в геосинклиналиях. В ордовике продолжалась каледонская складчатость, в конце периода проявилась ее таконская фаза.

ПЛАТФОРМЫ

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На платформе выходы ордовика на земную поверхность незначительны, однако его отложения распространены много шире и установлены в трех районах. Наибольшую площадь они занимают на западе и в центральной части платформы (юго-запад Балтийского щита, Польша, Прибалтика, Московская синеклиза). Второй район — на юго-западе платформы (бассейн р. Днестр), третий — на ее северо-востоке (Большеземельская тундра).

Рассмотрим сводный разрез ордовика Эстонии (рис. 10.13), описание которого дано по Северной Эстонии.

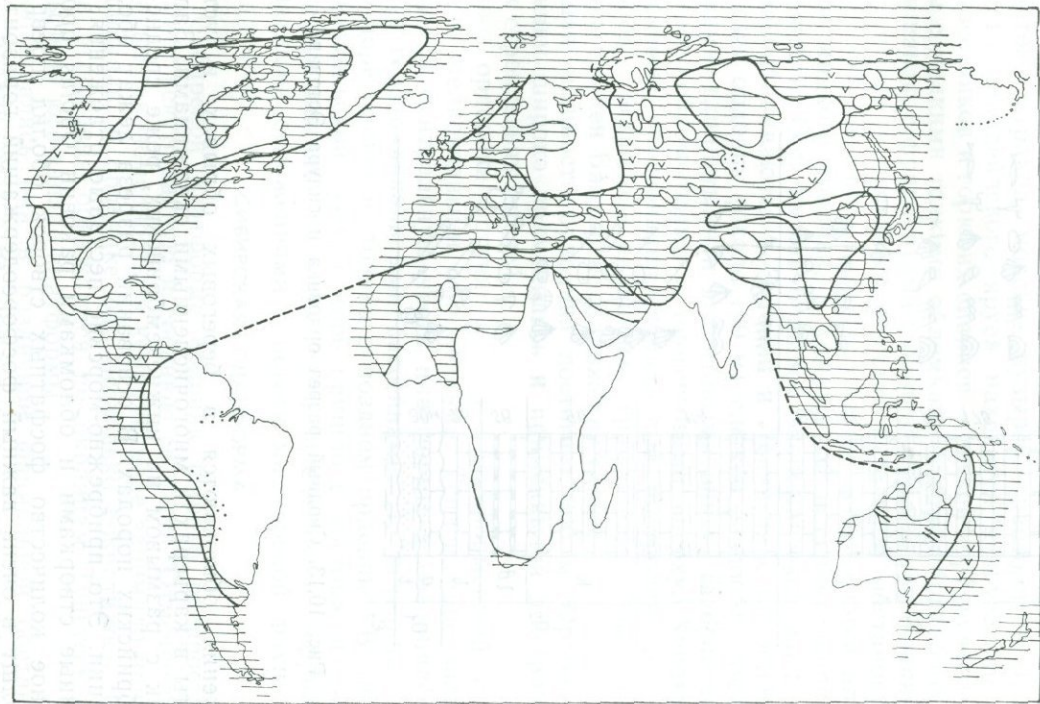


Рис. 10.12. Палеогеографическая схема мира. Средний ордовик. Составила Е. В. Владимирская.
Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

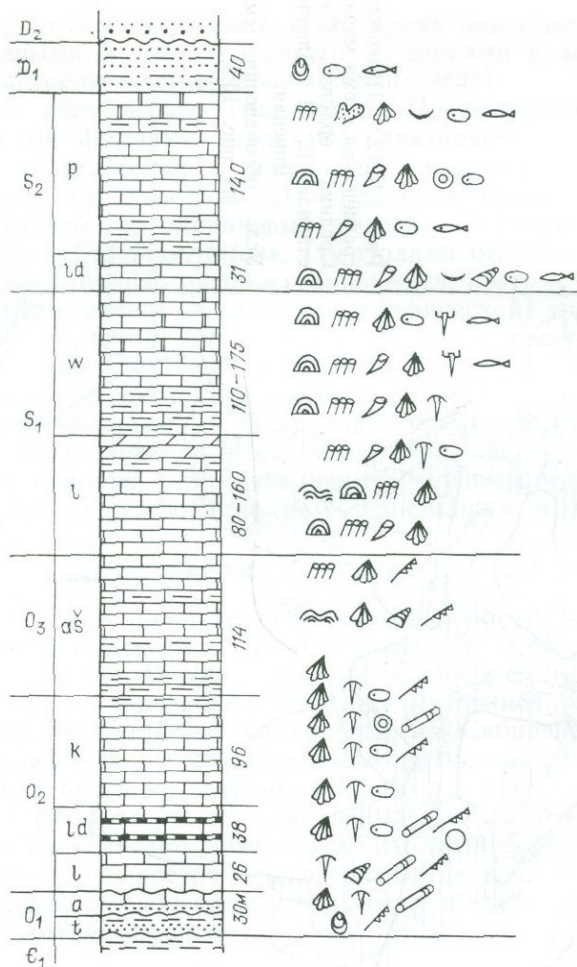


Рис. 10.13. Сводный разрез ордовика и силура Эстонии.

Отложения обнажаются в береговых обрывах и уступах, вскрыты в карьерах и многочисленными скважинами. Залегает ордовик с разрывом на нижнекембрийских, реже средне-верхнекембрийских породах. В основании разреза лежат оболочные песчаники. Это прибрежно-морские песчаные отложения, переполненные створками и обломками раковин *Obolus apollinis*. Огромное количество фосфатных створок оболоч превратило эту толщу в очень важный фосфорсодержащий горизонт, разрабатываемый в Эстонии и Ленинградской области. Выше

следуют черные граптолитовые аргиллиты с диктионемами. Обе толщи отнесены к тремадокскому ярусу.

Верхняя часть нижнего ордовика (аренигский ярус) сложена глауконитовыми песчаниками и известняками с многочисленными остатками брахиопод и трилобитов (*Asaphus*, *Megistaspis* и др.). Мощность нижнего ордовика около 30 м. На границе со средним ордовиком встречается тонкий горизонт мелких фосфорно-железистых стяжений (чечевичек).

Средний ордовик (до 160 м) представлен известняками, иногда оолитовыми или глинистыми, обычно детритовыми, с богатым разнообразным комплексом остатков брахиопод, трилобитов, остракод, морских пузырей, граптолитов. В верхней части лландейлского яруса находится кукрузеский горизонт известняков и горючих сланцев — легкой коричневатого-серой породы с мелкими тонкими обломками створок брахиопод, скелетов мшанок, с фрагментами панцирей трилобитов. Тонкий осадок отлагался в застойной восстановительной обстановке на дне морского бассейна. Горючие сланцы используются для получения жидкого топлива, в химической и строительной промышленности. Они имеют большое экономическое значение и тоже разрабатываются в Эстонии и Ленинградской области.

Верхний ордовик (около 100 м) сложен разнообразными известняками: глинистыми и детритовыми внизу, водорослевыми, органогенно-обломочными и биогермными вверху. Характерны водорослевые образования, коралловые постройки, раковины брахиопод, гастропод, единичные граптолиты. Известняками ордовика сложен Балтийско-Ладожский глинт.

Общая мощность ордовика достигает 300 м. Ордовикские известняки широко применялись и применяются для разнообразных строительных целей.

Разрез ордовика Эстонии типично платформенный, сложен морскими мелководными отложениями. Теплое море заливало западную и центральную части платформы и соединялось на западе с геосинклинальными бассейнами. На юго-запад платформы море проникло только в позднем ордовике. В пределы Большеземельской тундры море пришло с востока, из Уральской геосинклинали. Ордовик здесь представлен терригенно-карбонатными отложениями с остатками морской фауны.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

На Сибирской платформе ордовик широко распространен и занимает всю западную и среднюю ее части. Отмечается определенная закономерность: в кембрии море занимало наибольшую площадь, в ордовике оно несколько сократилось. Ордовикские отложения обнажаются по окраинам Тунгусской синеклизы и на юго-западе платформы.

Накапливались они в различной фациальной обстановке. Разрезы различаются и по литологии и по палеонтологической

характеристике, что вполне естественно при такой большой площади распространения. Вместе с тем отчетливо устанавливается господство карбонатных пород с остатками разнообразной морской фауны. Это отложения теплого морского бассейна с массовыми поселениями брахиопод. По окраинам бассейна отлагались мелководные осадки: доломитовые илы, пестроцветные пески и глины, иногда с прослоями гипса. В разрезах отмечается региональный перерыв в осадконакоплении перед средним ордовиком. В породах ордовика на юге Сибирской платформы встречаются линзы и прослои низкосортных фосфоритов. Мощность ордовика достигает нескольких сотен метров.

КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Здесь широко распространены нижне- и среднеордовикские песчано-глинистые и карбонатные отложения мощностью несколько сотен метров с остатками брахиопод, гастропод, наутилоидей.

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

В начале ордовика эта территория подвергалась трансгрессии. Море покрывало значительную часть платформы, здесь накапливались карбонатные осадки. В начале среднего ордовика была кратковременная регрессия, появились острова. В позднем ордовике платформа снова стала погружаться, отлагались известковые и доломитовые илы. На востоке в море стал поступать обломочный материал — продукты разрушения таконских поднятий в Аппалачской геосинклинали. Мощность ордовика, как и на предыдущих платформах, определяется первыми сотнями метров.

ГОНДВАНА

В южно-американской части Гондваны в ордовике господствовали поднятия. Морские обломочные отложения встречаются на крайнем западе по границе с Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной областью. Песчано-глинистые отложения небольшой мощности известны в Амазонской впадине. Африканская часть Гондваны начала опускаться на севере в конце кембрия. В ордовике на территории Сахары отлагались морские кварцевые пески с прослоями галечников и глин. Лежат они непосредственно на докембрийском фундаменте. Мощность толщи 500—800 м, в авлакогенах 2000—2500 м. На Аравийском полуострове ордовик представлен песчано-глинистыми образованиями значительной мощности. В австралийской части Гондваны большую площадь море занимало в ордовике. Оно заливало центральную область и распространялось в широтном направлении. Отлагались здесь пески, реже известковые илы.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

ГРАМПИАНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

В ордовике существовали те же геосинклинали, что и в кембрии. В типичных геосинклинальных условиях накапливались мощные толщи осадочных и вулканических пород.

Разрез ордовика и силура Уэльса — один из характерных разрезов для Грампианской геосинклинали. Уэльс — стратотипическая местность, где были выделены ордовикская и силурийская системы. Ордовик и силур обнажаются здесь во многих районах, однако непрерывные разрезы сразу нескольких ярусов встречаются редко. Рассмотрим сводный обобщенный разрез (рис. 10.14).

Самый нижний, тремадокский, ярус ордовика сложен мощными сланцевыми аргиллитами с *Dictyonema flabelliforme* и трилобитами. Эта толща согласно залегает на верхнекембрийских породах и с отчетливым несогласием перекрывается породами аренига (на этом основании английские геологи относят тремадок еще к кембрию). Аренигский ярус сложен главным образом эффузивами. В самом его основании залегают песчаники, гравелиты, глинистые сланцы. В редких прослоях известняков встречаются остатки трилобитов и брахиопод. Выше следуют основные и средние эффузивы (спилиты, андезиты), сменяющиеся кислыми вулканическими породами. Общая мощность аренига доходит до 1200 м.

Лланвирн сложен преимущественно сланцами (до 600 м) с остатками трилобитов, брахиопод, граптолитов. Иногда по простиранию сланцы сменяются эффузивами (до 1200 м). Ллан-

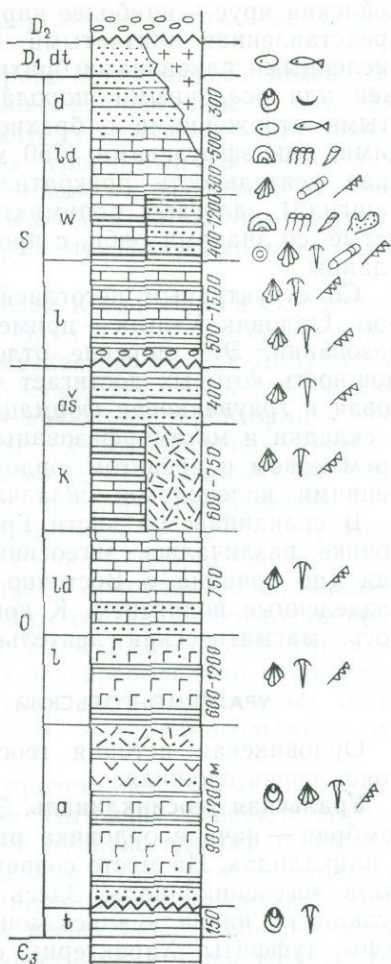


Рис. 10.14. Разрез ордовика и силура Уэльса.

дейский ярус — наиболее карбонатная часть разреза ордовика, представленная плитчатыми известняками (750 м) с многочисленными раковинами брахиопод и трилобитов. Карадок сложен или осадочными породами (600 м) — карбонатно-глинистыми отложениями с брахиоподами и граптолитовыми сланцами, или эффузивами (750 м). В конце ордовика вулканическая деятельность прекратилась, и в самом верху разреза (ашгилл) залегают полимиктовые песчаники, иногда косослоистые, со знаками ряби, с прослоями ракушняков, и глинистые сланцы.

Со структурным несогласием ордовик перекрывается силуром. Ордовик Уэльса — пример типично геосинклинальных образований. Это морские отложения и вулканические толщи, мощность которых достигает 4000—5000 м. Характерны спилитовая и граувакковая формации. Ордовикские породы собраны в складки и метаморфизованы. Структурные несогласия между тремадоком и аренигом, ордовиком и силуром вызваны проявлениями каледонской складчатости.

В скандинавской части Грампианской геосинклинали в ордовике различались эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная (по границе с Восточно-Европейской платформой) зоны, разделенные поднятием. К концу ордовика поднятие разрушилось, магматическая деятельность ослабла.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Ордовикская история геосинклиналей Урало-Монгольского пояса очень сложная.

Уральская геосинклиналь. Эта геосинклиналь в самом конце кембрия — начале ордовика развивается на древнем основании и байкалидах. На месте современного восточного склона Урала была эвгеосинклиналь. Здесь в ордовике активно проявлялся вулканизм, накапливались мощные вулканогенные толщи: лавы, туфы, туффиты. Характерны спилитовая формация, эффузивы основного состава. Мощность вулканических образований изменяется несколькими километрами. Вулканические породы переслаиваются и сменяются по простиранию кремнистыми породами яшмовой формации. Карбонатные отложения развиты преимущественно по окраинам прогибов, выполненных вулканическими толщами.

На территории западного склона Урала господствовали миогеосинклинальные условия, поэтому здесь накапливались терригенные карбонатные и карбонатно-глинистые отложения (500—2000 м) с разнообразным комплексом органических остатков. Известны мелководные прибрежные кварцевые песчаники и галечники на западной окраине морского бассейна. Таким образом, в отличие от восточного склона, где ордовикские отложения на две трети состоят из вулканических образо-

ваний, на западном склоне присутствуют только осадочные толщи.

Центральноазиатская часть Урало-Монгольского пояса. Отложения ордовика и силура широко распространены в казахстанской части Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Здесь они обычно представлены типичными геосинклинальными образованиями, достигают мощности несколько километров, охарактеризованы остатками богатой фауны (граптолиты, брахиоподы, трилобиты, кораллы). По граптолитам отложения подразделяются на 27 зон.

В ордовикском периоде в пределах Казахстана существовали две геосинклинальные зоны. Одна из них проходила через верховья р. Ишим, оз. Тениз, Жезказган, Бетпак-Далу и Северный Тянь-Шань, образуя в плане дугу, обращенную выпуклостью на запад. Вторая зона включала территории к востоку и юго-востоку от Караганды: Северо-Восточное Прибалхашье, хребты Чингизтау, Тарбагатай, Джунгарский Алатау. На востоке, за границей СССР, в пределах Центральной Азии обе эвгеосинклинальные зоны сливались в одну широтную зону, занимавшую самую южную часть Урало-Монгольского пояса. В эвгеосинклинальных зонах в ордовике накапливались эффузивы основного, реже кислого состава, чередовавшиеся с кремнисто-терригенными породами и реже с известняками. За пределами эвгеосинклинальных зон преобладало накопление кремнисто-терригенных, флишoidных, реже карбонатных толщ.

Познакомимся с двумя разрезами Урало-Монгольского геосинклинального пояса.

Разрез хр. Чингизтау представлен всеми отделами (рис. 10.15). Отложения ордовика согласно сменяют породы верхнего кембрия. Разрез насыщен вулканогенными породами: лавами, лавобрекчиями, туфами среднего, реже основного, иногда кислого состава. Исключение представляет средняя часть среднего ордовика. Она сложена регрессивной серией осадочных пород, которая начинается известняками и завершается песчаниками и конгломератами. Правда, и здесь отмечаются горизонты туфов и туфогенных песчаников. Судя по находкам в разных частях разреза остатков обильной бентосной фауны (брахиоподы, трилобиты, кораллы), осадконакопление происходило в условиях морского мелководья; иногда же, на что указывают горизонты красноцветных пород (низы среднего ордовика), — в континентальных условиях.

Характерны неоднократные перерывы в осадконакоплении. Тем не менее мощность пород ордовика достигает 10 км. Все это указывает на высокую подвижность геосинклинали. Наряду со структурными несогласиями, вызванными проявлениями каледонской складчатости, в разрезе отмечаются стратиграфические несогласия. С фазами складчатости связано неоднократное внедрение крупных гранитоидных интрузий. Обилие извер-

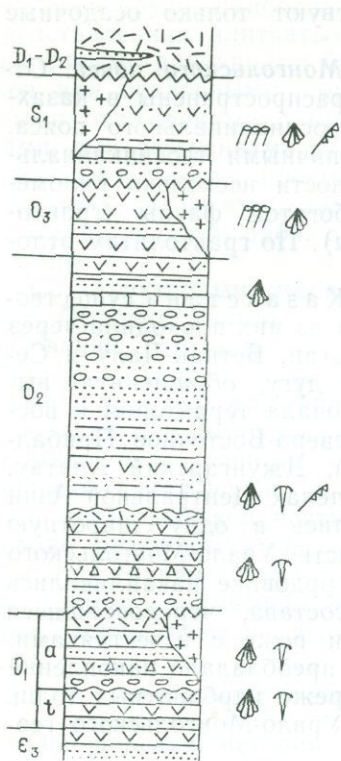


Рис. 10.15. Схематический разрез ордовика и силура хр. Чингизтау.

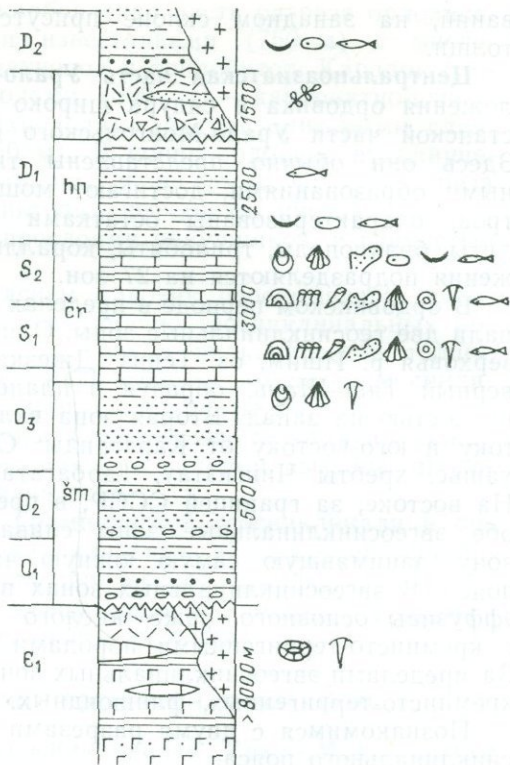


Рис. 10.16. Сводный разрез ордовика и силура Западной Тувы.

женных пород в разрезе хр. Чингизтау указывает на длительное существование разломов, служивших каналами для проникновения магмы. Этими разломами территория хр. Чингизтау разбита на ряд блоков — структурно-фациальных зон. Движение блоков по разломам обусловило различие разрезов ордовика этих зон и перерывы в осадконакоплении.

Разрез ордовика и силура Западной Тувы (рис. 10.16) характерен для ранних каледонид некоторых районов центральноазиатской части Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Здесь ордовикские отложения залегают с резким структурным несогласием на нижнем кембрии, представленном типичными эвгеосинклинальными образованиями. Это мощные (несколько километров) толщи вулканических пород (в том числе и спилитовой формации), песчаников, сланцев с трилобитами, археоциатовых известняков. Породы сложно дислоцированы, метаморфизованы, включают тела ультраосновных массивов (гипербазитов), прорваны гранитными интрузиями.

В раннем кембрии здесь, как и во многих геосинклиналях Урало-Монгольского пояса, существовало море с многочисленными подводными вулканами, вулканическими островами, археоциатовыми рифами. В среднем кембрии салаирская фаза каледонской складчатости смяла толщи нижнего кембрия, сопровождалась интрузиями и метаморфизмом. Сформировались ранние каледониды. Перерыв в осадконакоплении продолжался до ордовика.

Ордовикские отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты и пачки грубогалечных конгломератов) составляют мощную шемушдагскую серию (5000 м) обломочных пород. В обломочном материале присутствуют разнообразные породы нижнего кембрия и прорывающих его интрузий. Характерны параллельная и косая слоистость, знаки ряби, многоугольники высыхания, внутрислоевая конглобрекция, плохая сортировка («мусорность») обломочного материала. Органические остатки крайне редки. Породы пестро- и красноцветные. Все это указывает на осадконакопление в континентальных условиях при жарком климате во внутренних пересыхающих бассейнах или в наземной обстановке.

К концу ордовика характер отложений постепенно изменился: породы стали сероцветными, более мелкозернистыми, появились известковистые прослои и остатки морской фауны (трилобиты, брахиоподы, наутилоиды). Ордовикские отложения согласно, с постепенным переходом, сменяются силурийскими (таконская фаза, в отличие от Казахстана, здесь не проявлялась). Породы ордовика слагают нижнюю часть мощного ордовикско-нижнедевонского тувинского трансгрессивно-регрессивного комплекса, образующего второй структурный этаж, формировавшийся в условиях, близких к миогеосинклинальным.

Не вся территория Урало-Монгольского геосинклинального пояса в ордовике была занята морем. В его пределах располагались раннекаледонские поднятия и острова, поставившие обломочный материал. Такие поднятия были в Центральном Казахстане и на востоке пояса — в Алтае-Саянской области и Монголии.

В конце ордовикского периода на западе центральноазиатской части Урало-Монгольского геосинклинального пояса активно проявилась таконская фаза каледонской складчатости. Ее следствием стало образование обширных поднятий в Казахстане, прослеживающихся от Кокчетова на юг через Улутау, Каратау и Северный Тянь-Шань и являвшихся областью сноса в течение силурийского периода.

Каледонская складчатость в южной и восточной частях Урало-Монгольского геосинклинального пояса сопровождалась сильным интрузивным магматизмом. С таконской фазой связано внедрение крупных гранитоидных интрузий на обширной территории от Северного Тянь-Шаня до Петропавловска и Омска.

В **Аппалачской геосинклинали** отложения ордовика распространены сравнительно широко. В эвгеосинклинальной зоне накапливались вулканогенно-осадочные толщи и кремнистые сланцы общей мощностью около 4000 м. В миогеосинклинальной зоне, по границе с Северо-Американской платформой, формировались толщи известняков несколько меньшей мощности, к концу ордовика они сменились переслаиванием (иногда флишевого типа) глинистых сланцев и песчаников. В конце ордовика в Аппалачской геосинклинали, особенно в ее северной части, сильно проявилась таконская фаза каледонской складчатости.

В **Иннуитской геосинклинали** на юге, по границе с платформой, в миогеосинклинальной зоне формировались карбонатные и глинистые осадки; на севере, в эвгеосинклинальной зоне, — терригенно-вулканогенные толщи.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В **Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области** отложения ордовика развиты ограниченно. На северо-востоке СССР ордовик представлен известняками, песчано-глинистыми породами, граптолитовыми сланцами. Вулканогенные образования известны в Корякском нагорье. На остальной части этой геосинклинальной области (за пределами СССР) удается выделить эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны. На юго-востоке Азии в ордовикском периоде эвгеосинклинальные условия господствовали в Японии и на крайнем юго-востоке Кавказа; западнее известны флишеподобные толщи аргиллитов, алевролитов, граптолитовых сланцев, местами известняков.

Наиболее широко ордовик распространен в Восточной Австралии. Отложения миогеосинклинальной зоны, расположенной по границе с платформой, представлены терригенными породами с подчиненными горизонтами известняков. Ордовик эвгеосинклинальной зоны слагают лавы и туфы порфиритов, глинистые и кремнисто-глинистые (часто граптолитовые) сланцы общей мощностью до 4000 м. Силурийские отложения залегают с резким угловым несогласием на породах ордовика, что доказывает проявление таконской фазы каледонской складчатости. Однако таконская фаза не закрыла геосинклиналь, она привела лишь к обмелению силурийского бассейна.

В **Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области** в ордовике эвгеосинклинальная зона прослеживается лишь в североамериканской части геосинклинали — в узкой полосе вдоль побережья океана от Аляски до Калифорнии. Здесь формировались толщи глинистых и кремнистых сланцев, лав, туфов. Для миогеосинклинальной зоны характерны карбонатные толщи мощностью до 2000 м, замещающиеся на западе граптолитовыми сланцами и алевролитами мощностью 200—250 м. Иногда по-

лоса распространения этих пород выделяется в зону, переходную от миогеосинклинали к эвгеосинклинали. Ордовик в южно-американской части геосинклинали представлен исключительно терригенными породами значительной мощности. По направлению на запад роль песчанистых прослоев уменьшается и они замещаются глинистыми сланцами.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В Средиземноморском поясе выходы отложений ордовика известны в ограниченных районах. В Западной Европе и на крайнем севере Африки (Марокко) отложения обычно с размывом залегают на кембрийских и более древних образованиях и представлены песчано-глинистыми толщами, иногда известняками; характерны граптолитовые сланцы. В Марокко и на севере Франции ордовикские толщи содержат горизонты оолитовых железных руд. Эффузивы не типичны и тяготеют к поясу центральных поднятий геосинклинали, включающему Центральный Французский массив, Вогезы, Шварцвальд и Богемский (Чешский) массив. Временами отдельные части поднятия также погружались ниже уровня моря. В результате такого опускания накопились толщи ордовика, силура и девона Пражского синклинория. Разрез этих толщ стал классическим еще в XIX в. благодаря трудам выдающегося чешского геолога и палеонтолога И. Барранда. Разрез начинается конгломератами, диктионемовыми сланцами и песчаниками, несогласно залегающими на породах кембрия. Выше наблюдаются песчаники и сланцы с трилобитами и граптолитами и кварциты с раковинами брахиопод.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ордовикский, частично кембрийский возраст имеют продуктивные горизонты Мидконтинента (США, штаты Канзас и Оклахома), которые дают треть годовой добычи нефти США. К среднему ордовика относятся *горючие сланцы* Прибалтики. В ордовике образовалось месторождение оолитовых железных руд Уобана на о. Ньюфаундленд (Канада). С магматизмом ордовика и силура связаны месторождения меди и кобальта Норвегии, полиметаллической руды Салаирского кряжа. К трамадоку (оболовый горизонт) принадлежат активно разрабатывающиеся в северо-западной части СССР десятки месторождений *фосфоритов*.

СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Силурийская система была установлена в 1835 г. английским ученым Р. Мурчисоном на п-ове Уэльс в Великобритании и названа по племени силуров, когда-то населявших эту территорию. Первоначально она включала в качестве нижнего отдела ордовик. В 1960 г. силурийская система утверждена в современном объеме. Силур — самый непродолжительный период палеозоя (35 млн. лет), начался 435 и закончился 400 млн. лет назад. Ярусы силура установлены в стратотипической местности (кроме самого верхнего, выделенного в Чехословакии). Граптолитовая зональная шкала Великобритании принята за международный стандарт. В СССР силурийская система подразделяется на два отдела (табл. 10.3).

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир силура стал более разнообразным и богатым, чем в ордовике. Продолжали существовать основные ордовикские группы, но появились их новые представители. Широкое распространение получили строматопораты и кораллы (табуляты, гелиолитоидеи, ругозы). Многочисленные брахиоподы часто были породообразующими. Число их родов несколько сократилось в результате вымирания древних форм, но зато появились новые: спирифериды, продуктиды; часты ринхонеллиды, пентамериды. Трилобиты представлены свертывающимися формами, но количество их заметно сократилось. Меньше стало головоногих моллюсков, продолжавших, однако, оставаться грозой силурийских морей. Более разнообразными и многочисленными стали морские лилии. Граптолиты представлены в основном однорядными осеносными формами (рис. 10.17), к концу силура они почти полностью исчезли.

Кроме перечисленных беспозвоночных продолжали существовать простейшие, губки, двустворчатые и брюхоногие мол-

Таблица 10.3

Общие стратиграфические подразделения силурийской системы

Отдел	Ярус
Верхний	Пржидольский S_2p Лудловский S_2ld
Нижний	Венлокский S_1w Лландоверийский S_1l

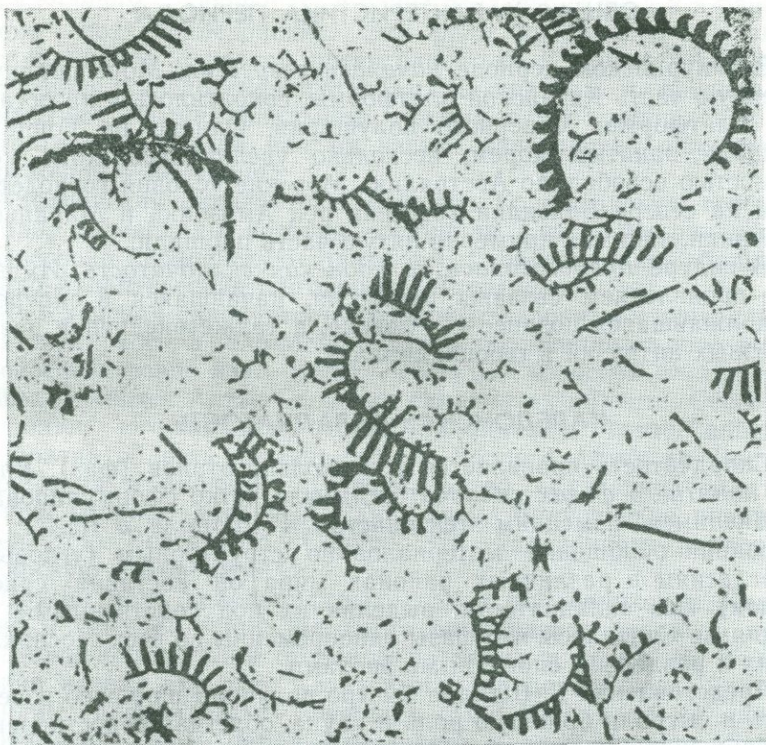


Рис. 10.17. Силурийские граптолиты на поверхности напластования глинистых сланцев.

люски, остракоды. Характерны ракоскорпионы — эвриптериды, обитавшие в пресных и опресненных бассейнах. В конце силура вследствие общей регрессии моря появилось много бассейнов ненормальной солености. В таких бассейнах обитали лингулы, некоторые ринхонеллиды, двустворчатые моллюски, ракообразные.

В целом органический мир силура, как и ордовика, характеризуется древними группами: водорослями, граптолитами, трилобитами, строматопоратами, табулятами, брахиоподами (много древних семейств), головоногими моллюсками с прямой раковиной. Вместе с тем в ордовике найдены первые рыбоподобные, а в силуре — первые рыбы и высшие растения (псилофиты).

Все живое по-прежнему обитало преимущественно в морях, но в силуре жизнь начала завоевывать континенты, появились разнообразные обитатели пресных вод и первые высшие растения на суше.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

В силурийском периоде *началась регрессия*. Море покинуло северную часть Китайской платформы, сократилось и на остальных платформах Северного полушария. Однако на Гондване площади, занятые морем, несколько увеличились, хотя море полностью освободило Австралию. Морские условия господствовали на севере Бразилии (бассейн рек Амазонка и Мараньон) и Африки, занимая примерно пятую часть площади.

В силуре *продолжалась каледонская складчатость*. Именно с ее проявлением связаны регрессия, начавшаяся в силуре и продолжавшаяся позднее — в девоне, а также внедрение разнообразных интрузий в геосинклиналиях.

КАЛЕДОНСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Складчатость проявляется в несколько этапов (фаз). Впервые *понятие о фазах складчатости* было четко сформулировано выдающимся немецким тектонистом Г. Штилле в 1924 г. На основании обобщения материалов по структурным (угловым) несогласиям в различных районах мира он составил список (канон) фаз складчатости, выделив их под собственными названиями. Считалось, что фазы одновременны во всех геосинклиналиях и разделены спокойными эпохами.

Представления Г. Штилле быстро получили широкую известность и сыграли большую роль в науке, облегчая сопоставление и обобщение материала по геологии складчатых областей, восстановление их геологической истории. Но вскоре появились факты, противоречащие этим представлениям. Во-первых, были установлены фазы складчатости, отсутствующие в списке Г. Штилле и проявившиеся в те эпохи, которые считались спокойными. Во-вторых, по мере детализации стратиграфии отдельных районов было доказано, что фазы складчатости далеко не всегда одновременны. Даже в одном и том же крупном районе одна и та же фаза складчатости в различных частях района может проявляться в разное время или вовсе не проявляться. В-третьих, исследования Д. В. Наливкина [1936 г.], Н. С. Шатского [1937 г.] и других геологов показали, что формирование складок может происходить длительное время — одновременно с осадконакоплением. По современным представлениям, фазы складчатости — это моменты ускорения складкообразования, накладывающиеся на процесс медленного роста складок.

Хотя фазы складчатости не повсеместны и, строго говоря, не одновременны, тем не менее в отдельные эпохи геологической истории наблюдается сгущение фаз складчатости, проявляющихся приблизительно в одно и то же время в разных геосинклиналиях. Наиболее сильно и широко выражены следующие фазы каледонской складчатости: в среднем кембрии — салаирская;

перед силуром — таконская; в конце позднего силура и в раннем девоне — позднекаледонская. Эти фазы проявились в разных геосинклиналях с разной интенсивностью. В районах сильного проявления каледонская складчатость привела к ликвидации (закрытию) геосинклинального режима и к возникновению на месте геосинклиналей или их частей каледонских складчатых сооружений — каледонид.

Каледонская складчатость закрыла Грампианскую геосинклиналь, каледониды которой соединили Северо-Американскую и Восточно-Европейскую платформы; образовалась большая Северо-Атлантическая платформа (*Лавренция*).

Каледонская складчатость создала каледониды в центрально-азиатской части Урало-Монгольского геосинклинального пояса и непосредственно к юго-западу и югу от Сибирской платформы. К ним относится Алтае-Саянская складчатая область, Северная Монголия, юго-западная часть Забайкалья. Алтае-Саянская складчатая область протянулась от Горного Алтая до Восточного Саяна и включает Горный Алтай, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию, Западный Саян, Туву, Минусинские впадины, юго-восток Восточного Саяна. Эти каледониды нарастили Сибирскую платформу.

Другой пояс каледонид был создан на территории Казахстана и Средней Азии. На карте он образует большую дугу, обращенную выпуклой стороной на запад и север. Д. В. Наливкин назвал эту дугу Казахским макроперешейком. К каледонидам принадлежат Северный Тянь-Шань, хр. Каратау, Чу-Илийские горы, запад Казахского мелкосопочника, Северный Казахстан, южная часть Западно-Сибирской низменности, хребты Чингизтау и Тарбагатай. Казахский макроперешеек разделил Урало-Монгольский геосинклинальный пояс на две части: Урало-Тянь-Шаньскую и Центральноазиатскую (Монгольскую).

В Урало-Тянь-Шаньскую часть пояса входили Новая Земля, Пай-Хой, Полярный, Северный, Средний и Южный Урал, Мугоджары, Кызылкум, Южный Тянь-Шань, а также запад Западно-Сибирской низменности, п-ов Таймыр, Северная Земля. Центральноазиатская часть включала центральные и южные районы Казахского мелкосопочника, Джунгарский Алатау, Калбинский хребет, Рудный и Юго-Западный Алтай, Салаирский кряж, Кузнецкую впадину, Южную, Центральную и Восточную Монголию, хр. Большой Хинган, Буринский хребет.

Каледонская складчатость проявилась также в Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области: были созданы каледониды на юго-востоке Китая (Катазия), по восточной окраине австралийской части Гондваны. В Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области каледониды нарастили с юго-запада южно-американскую часть Гондваны. В восточной

части Средиземноморского геосинклинального пояса каледониды Центрального Китая присоединились с юга к Китайской платформе.

Следствием каледонской складчатости стала обширная среднепалеозойская регрессия конца силура — начала девона, достигшая своего максимума в раннем девоне. Она особенно сказалась на Северо-Атлантической и Сибирской платформах. Регрессия повлекла за собой изменение климата. Господствовавший в ордовике и частично в силуре теплый влажный климат сменился к концу силура засушливым. Образование больших пространств суши и изменение климата привели к изменению органического мира: появились первые обитатели континента.

Каледонская складчатость сопровождалась интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом, с которым в свою очередь связано образование полезных ископаемых.

ПЛАТФОРМЫ

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Выходы силура на платформе незначительны. Он обнажается в Прибалтике, на островах Балтийского моря. Силурийские карбонатные отложения вскрываются в великолепных обнажениях по Днестру и его притокам. Непрерывный, богато палеонтологически охарактеризованный опорный разрез в Подольи хорошо изучен и прослежен на большой площади. Это один из лучших разрезов силура в мире. Известны обнажения силура на севере Тимана.

Распространение силурийских отложений значительно шире его выходов на земную поверхность. Эти отложения занимают большие площади на западе платформы — в Прибалтике и на Украине, откуда прослеживаются на территорию Польши; вскрыты многочисленными скважинами в Большеземельской тундре. В последние годы установлено более широкое распространение силура в центральной части платформы. Палеонтологически доказанный силур был обнаружен скважинами в окрестностях Ярославля и недалеко от Волгограда. Вероятно, море заливало Прибалтику, Московскую синеклизу и через узкий рукав в районе Волгограда соединялось с морями Урало-Монгольского пояса. В западной части бассейна накапливались карбонатные осадки, на востоке — глинистые отложения. После кратковременной регрессии в конце ордовика — начале силура море пришло на юго-запад платформы и существовало здесь до девона. На Тиман и Большеземельскую тундру море проникло со стороны Урала и оставило толщу карбонатно-терригенных отложений.

Рассмотрим сводный разрез силура Эстонии, составленный по его наиболее полному, хорошо изученному фраг-

ментам, обнажающимся в береговых обрывах и вскрытым в карьерах и буровыми скважинами. Описание нижнего силура дано по Средней Эстонии и о. Сааремаа, верхнего силура — по Южной Эстонии. Силурийские отложения (см. рис. 10.13) согласно залегают на ордовикских. Лландоверийские породы (80—160 м) — это разнообразные известняки, причем большую роль здесь играют органогенные разновидности, в том числе биогермные и биостромные образования и банки. Многочисленны остатки строматопорат, табулят, гелиолитоидей, ругоз, морских лилий, брахиопод, трилобитов и остракод. Венлокские отложения (110—175 м) наряду с известняками представлены также доломитами и мергелями. Кроме разнообразного комплекса органических остатков тех же групп фауны, что и в лландовери, здесь встречаются панцири эвриптерид (ракоскорпионов), костные пластинки и чешуи рыб.

Верхний силур (до 170 м) тоже сложен карбонатными породами, преимущественно известняками, реже доломитами и мергелями. Весьма разнообразен и богат комплекс окаменелостей: строматопорат, кораллов (табулят, гелиолитоидей, ругоз), мшанок, брахиопод. Характерны фрагменты стеблей многочисленных морских лилий. Встречаются раковины двустворок, остракод, остатки ихтиофауны. Силурийские известняки широко используются в строительной промышленности республик Прибалтики. Силурийские отложения сменяются согласно на них залегающими континентальными пестро- и красноцветными песчаниками и алевролитами нижнего девона (20—60 м) с редкими остатками ихтиофауны и остракод. С отчетливым стратиграфическим несогласием все это перекрывается породами среднего девона.

Таким образом, разрез ордовика и силура Эстонии типично платформенный, почти непрерывный. Сложен в основном карбонатными породами, богато палеонтологически охарактеризованными. Разрез состоит из морских отложений (результат раннепалеозойской трансгрессии), характерных для теплого мелководного морского бассейна, благоприятного для обитания разнообразных растений и животных. Только в самом конце силура — начале девона проявляется среднепалеозойская регрессия как следствие каледонской складчатости в соседней Гампианской геосинклинали.

Разрез хорошо изучен и расчленен. Несмотря на то что разрез литологически однообразен, прибалтийские геологи сумели его расчленить и разработать детальную стратиграфию с подразделениями, мощность которых в ряде случаев измеряется десятками сантиметров и несколькими метрами. Это стало возможно только благодаря применению палеонтологического метода. Органические остатки тщательно изучены и описаны в сотнях палеонтологических работ. Выяснено рас-

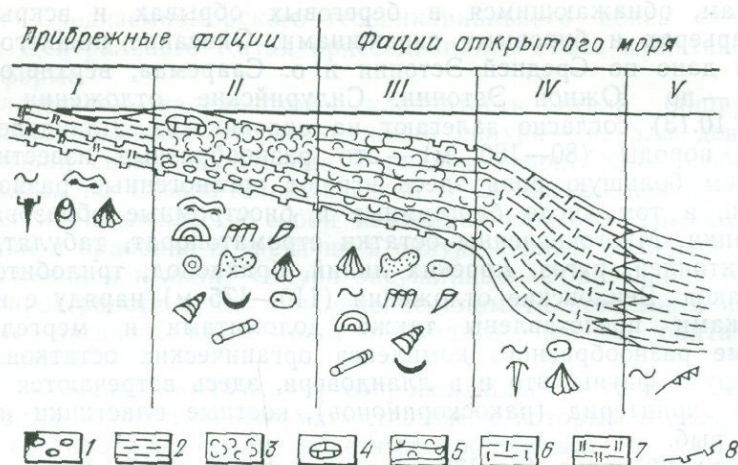


Рис. 10.18. Схема фациальной зональности Палеобалтийского бассейна в силуре ([Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э., 1977 г.], с упрощениями).
 I—V — фациальные зоны: I — лагунная, II — отмельная, III — открытого шельфа, IV — склоновая, V — депрессионная.
 1—7 — отложения: 1 — обломочные, 2 — глинистые, 3 — с обломками твердого скелета (с детритом), 4 — карбонатные рифогенные, 5 — карбонатные комковатые с детритом, 6 — карбонатно-глинистые, 7 — доломитовые; 8 — поверхности размыва.

пределение окаменелостей по разрезу и определены характерные комплексы для каждого стратиграфического подразделения.

В ордовике и силуре Эстонии граптолиты встречаются редко. По направлению на юго-запад, в Латвии, в разрезе появляются прослой с граптолитами, а на территории Литвы вскрыты скважинами глинистые породы с граптолитами почти по всему разрезу. Граптолитовые породы прослеживаются далее на территорию Польши и в геосинклинальные бассейны Западной Европы.

На биостратиграфической основе разработаны местные и региональная стратиграфические схемы Прибалтики (фрагмент схемы приведен в табл. 6.3). В ордовике и силуре (общей мощностью 500—800 м) выделены 28 региональных горизонтов, установлены 44 граптолитовые зоны, позволившие провести сопоставление с граптолитовой шкалой Англии (единая шкала). На основе изучения разрезов, фаций и их распределения по площади построены палеогеографические карты, фациальные профили, установлена закономерная смена разновозрастных литологических и палеонтологических комплексов в пространстве (рис. 10.18).

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Силурийские отложения распространены на западной половине платформы и в бассейне р. Вилюй. Обнажаются по долинам рек на юге и северо-западе платформы. Опорный разрез силура детально изучен по р. Мойеро. Здесь выделены все региональные горизонты платформы. Некоторые полевые зарисовки, выполненные в процессе описания разреза, приведены на рис. 5.5, 5.7, 10.19.

В силуре морской бассейн постепенно сокращался и отступал в северо-западном направлении, поэтому верхнесилурийские отложения известны лишь на крайнем северо-западе платформы. Силурийские отложения разнообразны по литологии и палеонтологической характеристике. Нижний силур включает всю гамму отложений: от морских граптолитовых аргиллитов через морские известняки к доломитовым и пестроцветным отложениям прибрежной зоны. Характерны брахиоподовые ракушечники, коралловые и строматопоратовые биостромы и биогермы, коралловые и криноидные известняки. Вверх по разрезу обедняется состав фауны, известняки сменяются пестроцветными доломитами и мергелями, в самой верхней части силура появляются прослой гипса и ангидрита.

Силурийские отложения залегают с резким стратиграфическим несогласием на разных породах ордовика и перекрываются согласно пестро- и красноцветными отложениями нижнего девона. Мощность отложений изменяется в значительных пределах и достигает первых сотен метров.

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Эта платформа в начале силура испытала кратковременное поднятие в результате проявления таконской фазы складчатости в Аппалачской геосинклинали. Регрессия сменилась трансгрессией с широким распространением карбонатных отложений и рифогенных образований. В самом конце силура в Северной Америке возникли огромные солеродные бассейны. Мощность силура измеряется несколькими сотнями метров. Во впадинах она возрастает, например, в Мичиганской впадине — до 1500 м.

ГОНДВАНА

В южно-американской части Гондваны в конце ордовика — начале силура произошла перестройка, вероятно вызванная влиянием каледонской складчатости. В силуре площадь моря увеличилась. Возникли впадины меридионального направления. В них накапливались значительной мощности (до 800—1200 м) обломочные осадки с подчиненными карбонатными прослоями. В Амазонской впадине (широтного направления) наблюдаются

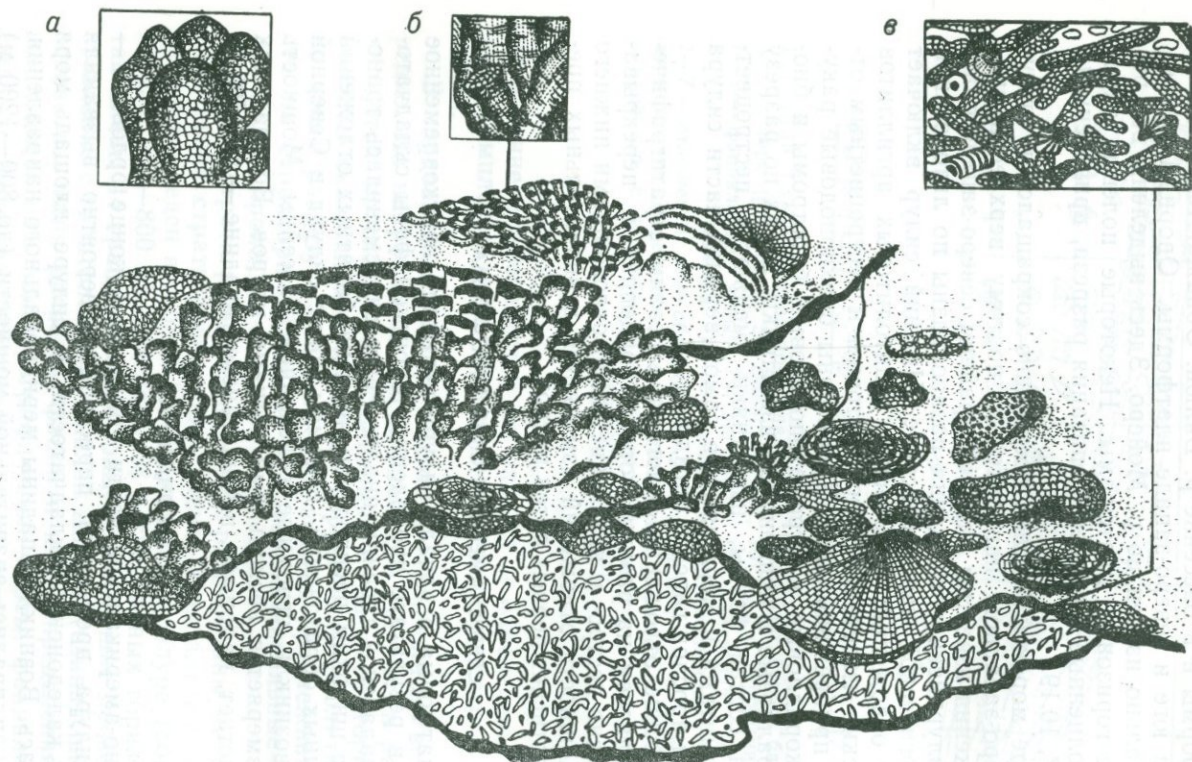


Рис. 10.19. Силурийский биоморфный известняк. Сибирская платформа, р. Мойеро (зарисовка А. Я. Бергера).

Поселения колоний фавозитов (а) и ругоз (б) располагаются на отсортированных обломках скелета ветвистых парастриатопор (табулят) с фрагментами стеблей морских лилий и раковинками брахиопод (в) (некоторые колонии впоследствии были перевернуты).

морские песчано-глинистые осадки мощностью 100 м. В позднем силуре и самом начале девона снова произошли поднятия как следствие позднекаледонских движений.

На африканской части Гондваны песчаные толщи в конце ордовика и в силуре сменились темными глинами с граптолитами. В северной части бассейна появились карбонатные илы. По окраинам области морского накопления отлагались прибрежные пески. Мощность силурийских пород обычно небольшая. На Аравийском полуострове силур представлен непрерывным разрезом песчано-глинистых образований значительной мощности. В конце силура в Африке повсеместно началась регрессия, особенно четко проявившаяся в Аравии.

Австралийская часть Гондваны в силуре представляла собой преимущественно сушу.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

ГРАМПИАНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Разрез силура Уэльса (см. рис. 10.14) — один из характерных разрезов Грампианской геосинклинали. Уэльс — стратотипическая местность, где была выделена силурийская система. Силур залегает на ордовике со структурным несогласием, вызванным каледонской складчатостью. В основании лландовери лежат конгломераты и песчаники, выше сменяющиеся песчано-глинистой толщей с ракушечниками; многочисленны пентамериды. Мощность лландовери достигает 1500 м.

Венлокские отложения разнообразны: в одних районах это известково-глинистые породы (300—400 м) и известняки с многочисленными остатками брахиопод и кораллов, в других — мощная (до 1200 м) толща песчаников и рассланцованных алевролитов. Лудловские отложения (500 м) преимущественно карбонатные: известняки, известково-глинистые сланцы, известковые алевролиты. Многочисленны строматопораты, кораллы, брахиоподы. Встречаются ископаемые банки с *Conchidium knighii*. В верхней части яруса присутствует пласт так называемой костеносной брекчи, состоящей из частей и обломков костного покрова панцирных рыб.

Описанный разрез трех ярусов относится к «раковинным» образованиям. Так называют мелководные отложения, содержащие остатки брахиопод, трилобитов, кораллов, иглокожих и обычно отличающиеся значительной мощностью. Известен и другой тип разреза этих же ярусов — в виде маломощной толщи граптолитовых сланцев. Глинистый материал в этом случае отлагался на глубоководных участках моря. Третий тип разреза — смешанный, в нем присутствуют породы первого и второго типов.

Самая верхняя часть силура в Англии выделяется в самостоятельный ярус — даунтонский (600—900 м), который повсеместно представлен красно- и пестроцветными песчано-глинистыми породами с прослоями красных мергелей. В них встречаются раковинки остракод и остатки ихтиофауны. Постепенно даунтон сменяется нижним девоном (диттоном) — красноцветной песчаниковой толщей. Все это перекрывается со структурным несогласием конгломератами среднего девона.

Рассмотрим теперь разрез Уэльса в целом. Он почти весь (исключая даунтон) сложен морскими, исключительно осадочными толщами, причем наибольшее значение имеют граувакковая и карбонатная формации. Мощность разреза силура достигает 3000 м. Отложения собраны в складки и метаморфизованы. Каледонская складчатость сопровождалась магматизмом и проявлялась неоднократно, о чем свидетельствуют предлландовейрийское и последиттонское структурные несогласия. Главные структуры были созданы раннедевонской позднекаледонской фазой. Появление лагунных и континентальных отложений вверху разреза свидетельствует о среднепалеозойской регрессии.

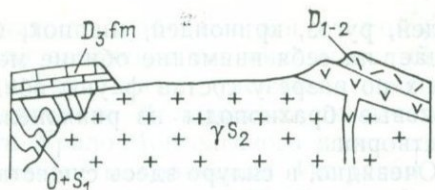
Ордовик и силур Уэльса интересны не только в качестве примера типичных геосинклинальных образований. Стратиграфические подразделения этого района приняты как ярусы международной стратиграфической шкалы. Здесь же разработана зональная шкала по граптолитам (от тремадока до лудлова включительно), насчитывающая 48 граптолитовых зон и являющаяся международным стандартом.

В скандинавской части Грампианской геосинклинали накапливались мощные обломочные толщи, сначала типично морские, а к концу силура — континентальные.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В Уральской геосинклинали на месте современного восточного склона Урала была эвгеосинклиналь. Здесь в силуре продолжалась активная вулканическая деятельность, накапливались мощные вулканогенные толщи. Характерны спилитовая формация, эффузивы основного состава. Мощность вулканических образований достигает 4000—5000 м. Вулканические породы переслаиваются и сменяются по простираанию кремнистыми породами яшмовой формации. Карбонатные отложения развиты преимущественно на поднятиях между прогибами, заполненными вулканическими толщами. Известняки, часто рифогенные, брахиоподо-коралловые, имеют значительную мощность (1000—1500 м). Особый тип отложений представляют черные глинистые и кремнисто-глинистые граптолитовые сланцы, мощность которых не превышает 300—500 м.

Рис. 10.20. Проявление позднекаледонской фазы складчатости в хр. Чингизтау.



На территории западного склона Урала и на Новой Земле господствовали миогеосинклинальные условия, поэтому здесь накапливались карбонатные и карбонатно-глинистые отложения (500—1500 м) с разнообразным комплексом органических остатков. Мелководные прибрежные песчано-галечниковые породы известны на западной окраине Северного Урала (Полюдов кряж, см. рис. 7.1). На западе центральной части Урала, на Пай-Хое и местами на Новой Земле обнажаются черные глинистые граптолитовые сланцы.

Каледонская складчатость, в противоположность другим геосинклиналям Урало-Монгольского пояса, для Урала не характерна; она не вызвала структурных несогласий, но каледонскими считают ультраосновные и основные интрузии центральной зоны.

Отложения силура широко распространены в казахстанской части Урало-Монгольского пояса. Они представлены типичными геосинклинальными образованиями значительной мощности с остатками богатой фауны. Характерны горизонты брахиоподовых и коралловых известняков.

В разрезе хр. Чингизтау силур представлен только нижним отделом (см. рис. 10.15). Силурийские отложения (до 2500 м) накапливались в эвгеосинклинальных морских условиях с сильным вулканизмом. Активно проявлялась каледонская складчатость. Наиболее сильно выражена последняя — позднесилурийская — фаза складчатости (рис. 10.20), которая привела к отступлению моря с территории хр. Чингизтау, к завершению первой, собственно геосинклинальной, стадии его развития. Венчающие разрез полого залегающие нижне- и среднедевонские эффузивы и туфы кислого состава накапливались уже в наземных условиях. Их обычно выделяют в вулканогенную молассу орогенного этапа развития. Со складчатостью связано неоднократное внедрение крупных гранитоидных интрузий.

В разрезе силура Западной Тувы (см. рис. 10.16) силурийские отложения (чергакская серия) залегают согласно на ордовикских. Они имеют большую мощность (2500—3000 м), состоят из песчано-глинистых пород с прослоями, пачками и линзами известняков. Наибольшая карбонатность приурочена к средней части разреза. Присутствуют остатки богатой и разнообразной морской фауны: строматопорат, табулят, гелиоли-

тоидей, ругоз, криноидей, мшанок, брахиопод, трилобитов. Обращает на себя внимание обилие местных (эндемичных) форм. Вверх по разрезу состав фауны обедняется, остаются немногие замковые брахиоподы из ринхонеллид; появляются лингулы, двустворки.

Очевидно, в силуре здесь существовал мелководный морской бассейн с небольшими рифами, коралловыми и криноидными зарослями, с массовыми поселениями и банками брахиопод. Своеобразный характер фауны говорит о затрудненном сообщении с другими морями и определяет особую Монголо-Тувинскую биогеографическую провинцию. К концу силура бассейн постепенно сократился, обмелел, изменилась его соленость, в нем выжили только эвригалинные организмы.

Переход к нижнему девону, представленному в низах мощной хондергейской серней (до 3000 м) красноцветных песчано-алевролитовых пород, осуществлялся постепенно. В свою очередь эта толща перекрывается со структурным несогласием (результат позднекаледонской фазы складчатости) нижнедевонскими эффузивами. В ордовике, силуре и начале девона в Западной Туве образовался единый огромный (10 км) трансгрессивно-регрессивный тувинский комплекс с морскими отложениями в средней части и красноцветными континентальными породами внизу и вверху. Отложения тувинского комплекса собраны в складки и прорваны небольшими основными и кислыми интрузиями. Верхняя часть рассматриваемого разреза сложена мощными наземными эффузивами нижнего девона и красноцветными обломочными породами среднего девона. Это континентальные отложения межгорных впадин, образованные во время регрессии, вызванной каледонской складчатостью.

В разрезе Западной Тувы четко выделяются резко отличающиеся друг от друга три структурных этажа: первый — нижний кембрий; второй — ордовик, силур, низы девона; третий — верхняя часть нижнего девона и средний девон. Этажи фиксируют разные этапы геологического развития: первый — эвгеосинклинальный, третий — орогенный, а второй — промежуточный (переходный). На втором этапе прогибание развивалось на уже консолидированном фундаменте, режим напоминал миогеосинклинальный.

В восточной части Урало-Монгольского пояса в силуре области накопления осадков заметно сократились из-за поднятий, созданных таконской фазой каледонской складчатости. Представлен силур обычно терригенными, кремнистыми, редко карбонатными толщами. Подводный вулканизм в силуре возобновился лишь в хребтах Чингизтау, Тарбагатай, Джунгарский Алатау и в некоторых районах зарубежной Азии. К концу силура постепенно увеличились площади поднятий, возникли новые области сноса; накапливающиеся осадки стали более грубозернистыми. Все это предвестники заключительной — поздне-

каледонской — фазы складчатости, проявившейся в раннем девоне. Эта фаза складчатости закончила геосинклинальный режим в хребтах Чингизтау и Тарабагатай, увеличила пояс поднятий в Казахском мелкосопочнике. Каледонская складчатость в южной и восточной части Урало-Монгольского пояса сопровождалась сильным интрузивным магматизмом. Интрузии кислого состава в ряде районов Казахстана и Монголии отмечаются и в позднекаледонскую фазу складчатости.

АППАЛАЧСКАЯ И ИННУИТСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

В **Аппалачской геосинклинали** перед силуром на всей ее территории (особенно в северной половине) сильно проявилась таконская фаза каледонской складчатости. Она смяла накопившиеся толщи, привела к внедрению ультраосновных интрузий, габбро и гранитов и к несогласному залеганию силурийских отложений на всех более древних образованиях. Однако таконская фаза не закрыла Аппалачскую геосинклинали. В силуре возобновилось мощное осадконакопление в морских условиях, продолжавшееся непрерывно и в девоне. В миогеосинклинальной зоне распространены конгломераты, песчаники и глинистые сланцы; в эвгеосинклинальной зоне — песчаники, кремнистые и вулканогенные породы.

В **Иннуитской геосинклинали** в силуре, так же как и в ордовике, миогеосинклинальной зоне были свойственны карбонатные и глинистые осадки, а эвгеосинклинальной зоне — терригенно-вулканогенные толщи. В середине силура появились конгломераты, в конце силура возросла роль терригенных пород. Все это можно считать отголосками каледонской складчатости, сильно проявившейся в соседней Грампианской геосинклинали.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В **Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области** отложения силура развиты ограниченно. На северо-востоке СССР силур сложен известняками, песчано-глинистыми породами, граптолитовыми сланцами. Вулканические образования известны только в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы (Удско-Шантарская зона). На юго-востоке Азии эвгеосинклинальные условия господствовали в Японии. На остальной части геосинклинали известны толщи аргиллитов, алевролитов, граптолитовых сланцев, местами известняков и конгломератов. В Катазии сильно проявилась позднекаледонская фаза складчатости, которая ликвидировала геосинклинальный режим в этом районе. С этой фазой складчатости здесь связаны перерыв в осадконакоплении, охватывающий весь ранний девон, несогласное налегание красноцветных песчаников среднего девона на более древние образования, внедрение гранитных интрузий.

Широко силур распространен в Восточной Австралии. Отложения миегосинклинальной зоны, расположенной по границе с платформой, представлены терригенными породами с подчиненными горизонтами известняков. Вулканогенно-осадочные толщи силура имеют большую мощность (до 4000 м); это типичные геосинклинальные образования, залегающие с резким угловым несогласием на породах ордовика. Таконская фаза каледонской складчатости не закончила геосинклинальный режим, она только вызвала обмеление силурийского бассейна. Толщи силура содержат разнообразную морскую фауну: кораллы, брахиоподы, строматопораты, трилобиты, граптолиты. В песчаниках и сланцах часто отмечается косая слоистость. На поверхности напластования пород наблюдаются знаки волновой ряби и отпечатки капель дождя.

В Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области в эвгеосинклинальной зоне узкой полосой вдоль побережья океана от Аляски до Калифорнии формировались толщи глинистых и кремнистых сланцев и эффузивов. Для миегосинклинальной зоны характерны карбонатные отложения. Силур в южно-американской части геосинклинали представлен исключительно терригенными породами. В силурийских отложениях на западе центральной части Анд встречены тиллиты общей мощностью до 140 м — доказательство местного, по-видимому горного, оледенения.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В Центральной Европе — в Пражском синклинии — породы силура залегают на подстилающих отложениях с размывом и представлены внизу песчано-глинистой толщей, граптолитовыми сланцами, выше известняками с остатками разнообразной фауны: брахиопод, кораллов, граптолитов. Выше согласно, с постепенным переходом, залегают толщи, относимые уже к девону; они также охарактеризованы остатками богатой и разнообразной фауны. Это обстоятельство послужило причиной для выбора разреза пограничных слоев силура и девона Пражского синклинии в качестве международного стандарта при проведении границы между этими системами.

КЛИМАТ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ В ОРДОВИКЕ И СИЛУРЕ

Физико-географические условия, в том числе и палеоклиматические, определяют расселение животных и растений и контролируют процессы осадко-накопления. Следовательно, некоторые горные породы и органические остатки могут играть роль индикатора климата. Показателями влажного (гумидного) климата считают, например, оолитовые железные руды и марганцевые руды, так как железо и марганец поступают в бассейны в растворенном виде. На жаркий сухой климат указывают доломиты, соли, гипс, ангидрит, барит, а также краснокветы. О холодном климате древних оледенений судят по тил-

литам (ископаемым моренам). О теплых морях далекого прошлого говорят рифовые постройки, обилие остатков кораллов, толстостенных известковых раковин и других окаменелостей с известковым скелетом, а также накопленные карбонатных осадков.

Для ордовика и силура удается наметить области сухого жаркого и тепло-влажного климата, а также районы возможных похолоданий. Устанавливается закономерное изменение климата в течение ордовика и силура: к концу силура климат становится более аридным. Во многих районах отлагаются красноцветные осадки, идет солеобразование. Изучение жидких включений в кристаллах соли из силурийских отложений Мичиганского бассейна (США) показало, что температура воды в соленой лагуне была 32—48 °С.

Области жаркого засушливого климата существовали в Северной Америке, Канаде, Восточной Европе, Сибири. Если справедливо предположение, что Южный полюс находился посередине Атлантического океана на 10° ю. ш. в ордовике и на 20° ю. ш. в силуре, то можно считать, что пояс сухого жаркого климата располагался в приэкваториальной полосе того времени. Теплый влажный климат, судя по оолитовым железнякам, был в районе современных Аппалачей и на о. Ньюфаундленд. Породы, напоминающие тиллиты, найдены в Западной Африке и в Андах на территории Боливии. Некоторые исследователи (например, К. Б. Сеславинский) полагают, что имеющийся фактический материал позволяет говорить о чередовании в ордовике и силуре эпох относительного господства гумидных и аридных условий. В среднем ордовике, в конце ордовика и начале силура преобладал гумидный климат.

По распределению органических остатков можно выделить несколько биогеографических областей. При обособлении морских бассейнов и затруднении связей между ними число провинций возрастало. При расширении трансгрессии соединение бассейнов приводило к распространению более или менее одинаковых фаунистических комплексов на обширных территориях. Так, в раннем силуре предполагается существование двух биогеографических областей: одной — на северных материках и в Австралии, другой — в Южной Америке и Африке. Первая характеризуется остатками богатой и разнообразной теплолюбивой фауны, вторая — своеобразным обедненным комплексом окаменелостей, который, вероятно, объясняется холодным климатом.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Силурийский возраст имеют некоторые месторождения нефти в США. В силуре образовались месторождение оолитовых железных руд Клинтон (США) и ряд более мелких в Африке. С каледонскими кислыми интрузиями связаны месторождения золота Северного Казахстана, Кузнецкого Алатау, Горной Шории. Несомненную генетическую связь с ультраосновными интрузиями силура имеют месторождения хромита на Урале, а также асбеста на о. Ньюфаундленд и в провинции Квебек (Канада). В силуре формируется каменная соль Мичиганского бассейна (США).

ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Девонская система установлена в 1839 г. известными английскими геологами А. Седжвиком и Р. Мурчисоном на территории Англии, в графстве Девоншир, откуда и происходит

Таблица 10.4

Общие стратиграфические подразделения девонской системы

Отдел	Ярус
Верхний	Фаменский D_3^{fm} Франский D_3^f
Средний	Живетский D_2^{zv} Эйфельский D_2^{ef}
Нижний	Эмский D_1^e Пражский D_1^p Лохковский D_1^l Зигенский D_1^{zg} Жединский D_1^z

название системы. Девонский период в истории Земли начался 400 млн. лет назад и закончился 345 млн. лет назад; таким образом, длительность периода 55 млн. лет.

Девонская система подразделяется на три отдела. В верхнем отделе выделяются франский (нижний) и фаменский ярусы. Нижняя часть девонской системы в разных районах подразделяется по-разному (табл. 10.4). Причина этого заключается в том, что в начале девонского периода продолжалась обширная регрессия, начавшаяся еще в силуре. Это привело к разнообразию фациальных обстановок, в которых накапливались осадки. Органические остатки, встречающиеся в этих осадках, различны, что затрудняет сопоставление пород. Например, ярусное деление нижнего девона Рейнской области основано на изучении фауны, содержащейся в морских терригенных толщах, а нижнего девона Англии — на остатках рыб, встречающихся в лагунно-континентальных отложениях.

В 60-х годах по инициативе советских геологов Международной стратиграфической комиссией были проведены детальные работы по уточнению нижней границы девонской системы. В результате этих исследований на XXIV сессии Международного геологического конгресса (1972 г.) установлена нижняя граница девонской системы, которая теперь всюду однозначно проводится в основании лохковского яруса Чехословакии (граптолитовая зона *Monograptus uniformis*) и его аналогов.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир девонского периода был богат и разнообразен. В отличие от предыдущих периодов палеозоя, для девона характерно развитие жизни не только в водных бассейнах, органический мир продолжает завоевывать сушу. Большую роль

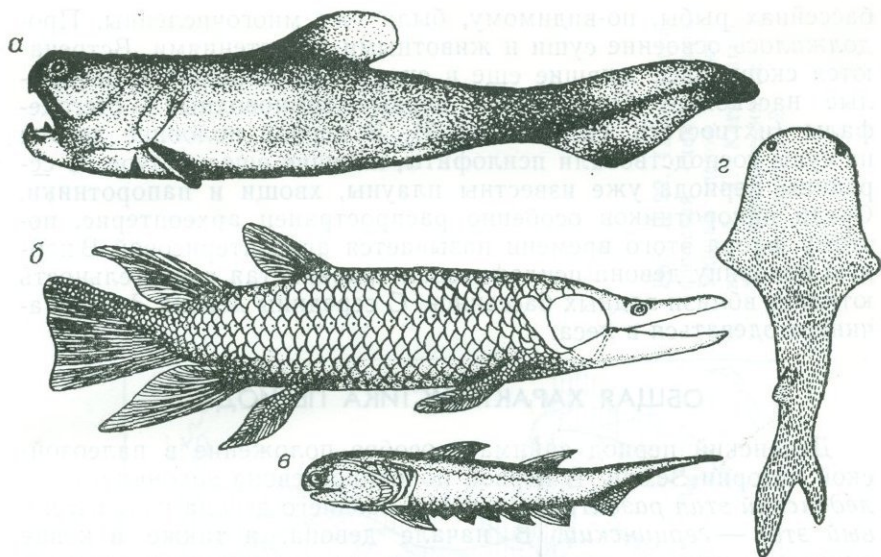


Рис. 10.21. Представители девонских рыб (а—в) и бесчелюстных (г).
 а — панцирные (длина 2—8 м), девон, Тиман, Северная Америка; б — двоякодышащие (1 м), верхний девон, Шотландия; в — самые древние рыбы — акантоды (0,17 м); г — *Thelodus* (0,1 м), нижний девон, Прибалтика, Шотландия, Подолия, Сибирь.

стали играть позвоночные, представленные рыбами и рыбоподобными организмами, отчего девон образно называют «веком рыб». Наряду с представителями животного мира, унаследованного от силура, появились новые группы организмов, которые позднее, в карбоне и перми, достигли своего расцвета. В девоне почти исчезли граптолиты, редкими стали трилобиты, цистоидеи и наутилоидеи.

В девонских отложениях обнаружены остатки представителей всех типов беспозвоночных животных, но наиболее многочисленны раковины брахиопод, а также скелетные постройки строматопорат и кораллов, скопления фрагментов стеблей морских лилий. Впервые в истории Земли большую роль стали играть двустворчатые моллюски и некоторые низшие ракообразные, что связано с существованием в девоне многочисленных бассейнов ненормальной солености. Большое значение приобрели агониатиты и гониатиты. Для стратиграфии морских отложений наиболее важны аммоноидеи, брахиоподы, кораллы, конодонты и тентакулитиды.

Широко распространены рыбоподобные бесчелюстные и рыбы: двоякодышащие, хрящевые (акулы, скаты), панцирные и кистеперые (рис. 10.21). В пресноводных и солоноватоводных

бассейнах рыбы, по-видимому, были уже многочисленны. Продолжалось освоение суши и животными и растениями. Встречаются скорпионы, жившие еще в силуре, многоножки и бескрылые насекомые. Появляются первые земноводные — стегоцефалы (ихтиостеги, см. рис. 3.2, 3). В первой половине девона на суше господствовали псилофиты, жившие еще в силуре. С середины периода уже известны плауны, хвощи и папоротники. Среди папоротников особенно распространен археоптерис, поэтому флора этого времени называется археоптерисовой. В первую половину девона псилофитовая травянистая растительность ютилась вблизи водных бассейнов. С середины девона Земля начинает одеваться в леса.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

Девонский период занимает особое положение в палеозойской истории Земли. В первой половине девона закончился *каледонский этап развития*, а в конце позднего девона начался *новый этап — герцинский*. В начале девона, а также в конце раннего — начале среднего девона проявилась последняя — позднекаледонская — фаза каледонской складчатости. Эти движения вызвали структурные несогласия между силуром и девонем, нижнедевонскими и более молодыми отложениями. Позднекаледонская фаза сопровождалась магматизмом, внедрением интрузий, преимущественно кислого состава.

Каледонская складчатость привела к поднятиям не только областей каледонид, но и многих платформ. В раннем девоне достигла своего максимума *среднепалеозойская регрессия* (рис. 10.22), начавшаяся еще в конце силура. Области разрушения и сноса стали каледониды и обширные пространства платформ. Осадконакопление на платформах резко сократилось; оно продолжалось только на отдельных участках в пограничных с геосинклиналями районах. Для этого этапа характерны бассейны ненормальной солености — остатки когда-то существовавших морей. В геосинклиналях сохранялся морской режим.

С середины девона во многих районах мира восходящие движения сменялись погружениями, развивалась *среднепалеозойская трансгрессия* (рис. 10.23). Море наступало на платформы и проникало в пределы каледонид. По окраинам наступающих и отступающих морей возникали огромные лагунные бассейны. В условиях жаркого сухого климата они становились солеродными.

Характерной особенностью девона является образование межгорных впадин, в которых накапливались континентальные обломочные, преимущественно красноцветные, отложения и вулканические толщи мощностью несколько тысяч метров. Отложения межгорных впадин собраны в складки или лежат полого.

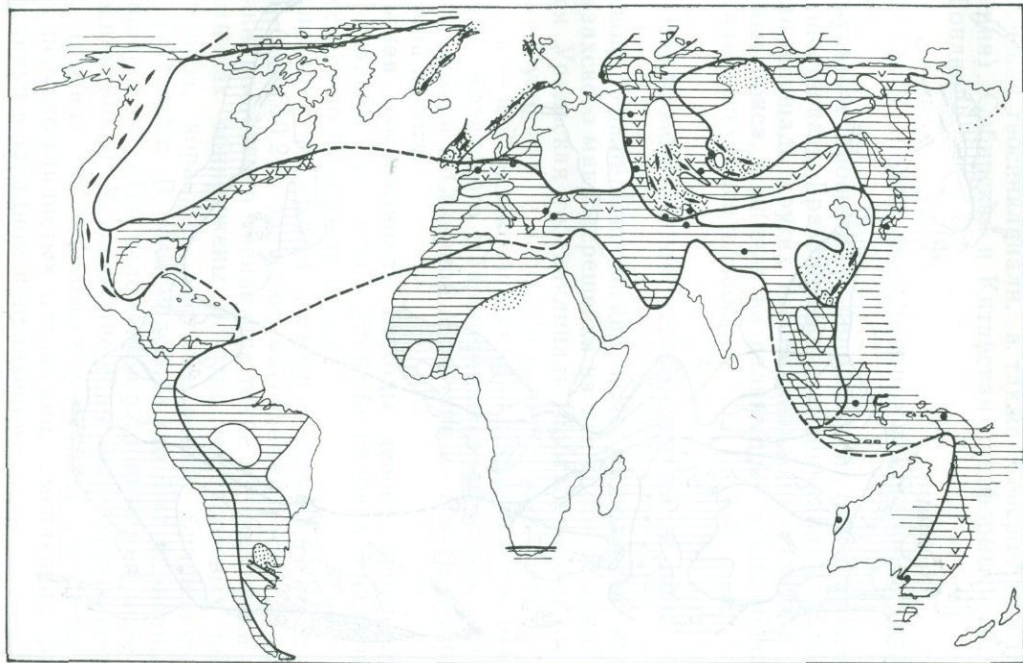


Рис. 10.22. Палеогеографическая схема мира. Ранний девон. Составил А. Х. Кагарманов. Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

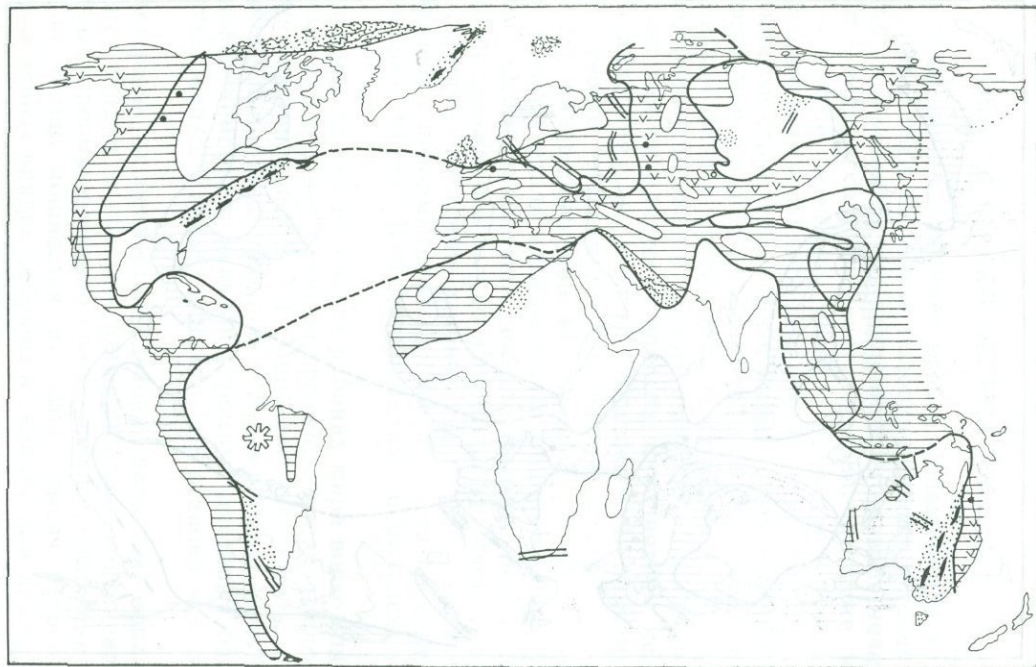


Рис. 10.23. Палеогеографическая схема мира. Поздний девон. Составил А. Х. Кагарманов. Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

В некоторых впадинах они прорваны интрузиями, в различной степени метаморфизованы. Появление впадин связано с возникновением и активизацией разломов, с характерными для девона блоковыми движениями. Формирование таких впадин обычно знаменует собой орогенный — заключительный — этап развития геосинклиналей, закрывшихся каледонской складчатостью.

Для девонских геосинклиналей характерны интенсивное прогибание и накопление мощных осадочных (обломочных, карбонатных, кремнистых) и вулканогенных образований.

В девоне существовали Урало-Монгольский, Средиземноморский и Тихоокеанский геосинклинальные пояса, Иннуитская и Аппалачская геосинклинали, а также Северо-Атлантическая (Лаврентия), Сибирская и Китайская платформы и суперплатформа Гондвана.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

В результате прошедшей каледонской складчатости перестала существовать Грампианская геосинкинали, каледониды сократили площадь других геосинклиналей, разделили геосинклинальные пояса, повлияли на дальнейшее осадкообразование и на вулканическую деятельность.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В девоне Урало-Монгольский пояс разделяется каледонидами Казахского макроперешейка на две части. К одной из них относятся Уральская геосинкинали, протянувшаяся от Новой Земли до Мугоджар, и Тянь-Шаньская геосинкинали. Другая часть пояса — центральноазиатская — располагается между каледонидами Казахского макроперешейка на западе, каледонидами юга Сибири и Северной Монголии на севере и Китайской платформой на юге.

Уральская геосинкинали. Выходы девона прослеживаются как на западном, так и на восточном склонах Урала от Пай-Хоя на севере до Мугоджар на юге.

В основании разреза девона западного склона Урала (рис. 10.24) залегают массивные, часто рифогенные известняки, постепенно сменяющие такие же известняки силура. В известняках обнаружены остатки водорослевых построек, строматопорат, кораллов, морских лилий, брахиопод, в том числе и *Karpinskia*. В раннем девоне это был барьерный риф, протянувшийся на сотни километров в тропическом море Уральской геосинклинали. В последние годы было установлено присутствие (правда, на небольших участках) лагунных и прибрежных песчано-глинистых отложений, сменяющих рифогенные известняки в западном направлении.

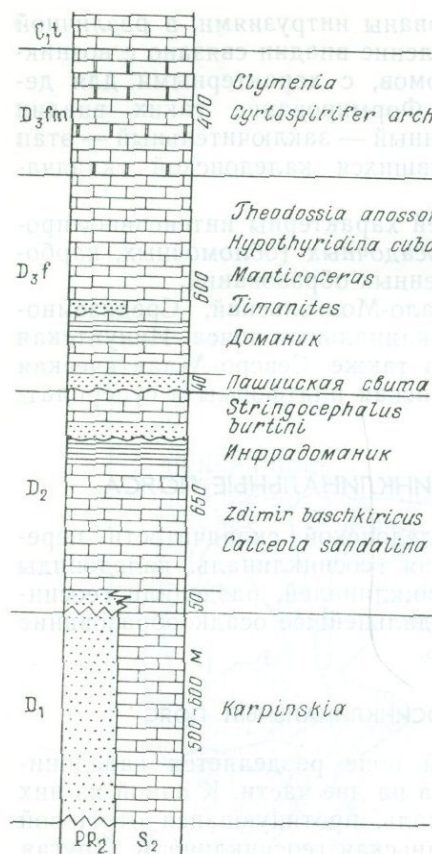


Рис. 10.24. Сводный схематический разрез девона западного склона Урала.

Средний и верхний отделы девона состоят из нескольких неполных циклов, каждый из которых с размывом залегает на подстилающих отложениях и представлен преимущественно известняками с маломощной пачкой песчаников и глинистых пород в основании. Базальные пачки песчаников нередко содержат железные руды и бокситы.

В верхней части нижнего цикла присутствует своеобразный горизонт — инфрадоманик, сложенный часто переслаивающимися тонкослоистыми темно-серыми битуминозными известняками, мергелями, глинистыми сланцами с раковинами двустворок, остракод и реже гониатитов. В самой верхней части нижнефранского цикла располагается доманик — горизонт сильно битуминозных черных, темно-серых известняков, мергелей, глинистых сланцев с желваками и линзами кремней. В глинистых породах обнаружены мелкие скелетные элементы в виде тонких легких иголочек (тентакулитиды и стилиолины), в известняках — раковины гониатитов, брахиопод, двустворок. Полагают, что представители последних двух групп принадлежат так называемой эпифауне, обитавшей на водорослях и плавающих растениях. Обогащенность органическим веществом, отсутствие бентоса, кристаллики пирита, тонкозернистость осадков — все эти признаки указывают на образование доманиковых отложений в застойных впадинах морского дна. Общая мощность среднего — верхнего девона на Западном Урале достигает 1200 м.

Девон западного склона представлен всеми тремя отделами, сложен морскими отложениями, согласно залегает на силуре и согласно перекрывается карбоном. Разрез подразделяется на две части, соответствующие двум этапам развития. Первый этап

отвечает среднепалеозойской регрессии. На Урале в это время располагалось тропическое море с рифами, а западнее простирался огромный континент — Древний красный материк. Второй этап начался в среднем девоне. Море из Уральской геосинклинали наступало на Северо-Атлантическую платформу. Максимум трансгрессии пришелся на франкий век. Это отчетливо видно при сравнении разрезов девона Урала и Восточной Европы. Цикличность отложений, характерная для среднего — верхнего девона, говорит о том, что трансгрессия развивалась на фоне колебательных движений. Замедление прогибания и усиление поднятия приводили к размыву предыдущих отложений и к накоплению терригенных образований.

Разрезы девона Урала прекрасно палеонтологически охарактеризованы, тщательно изучены и стали опорными не только для нашей страны, но и для всего мира. Их хорошая изученность облегчила поиски коллекторов нефти и покрышек нефтяных пластов, а также корреляцию разрезов скважин в Предуралье и на востоке Восточно-Европейской платформы.

На западном склоне Урала девонские отложения собраны в простые складки, слабо метаморфизованы, не содержат вулканических пород, не прорваны интрузиями, т. е. характерны для миеосинклинали.

Девонские отложения восточного склона Урала образуют типичные эвгеосинклинальные формации. Это преимущественно вулканогенные образования; осадочные породы играют подчиненную роль и представлены песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, яшмами, известняками. Общая мощность девонских отложений достигает 7000—8000 м. Они собраны в сложные системы складок, нарушены многочисленными разрывами, прорваны разнообразными интрузиями, сильно метаморфизованы. Эти отложения составляют часть так называемой зеленокаменной полосы Урала, ограниченной на западе Главным Уральским разломом.

На восточном склоне Среднего и Северного Урала в среднем девоне установлено несколько перерывов. На размытой, с углублениями поверхности известняков залегают бокситы и бокситоподобные породы. Это основные рудные горизонты месторождений, объединенных в Северо-Уральские бокситовые рудники (СУБР). Кроме того, в девонских отложениях восточного склона Урала найдены марганец, яшмы, родонит; с девонскими эффузивами пространственно и генетически связан пояс медноколчеданных месторождений Урала (медь, свинец, цинк, серебро).

Южная и восточная части Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Девонские отложения преобладают среди палеозойских образований Казахстана. В девонский период значительная часть этой территории принадлежала каледонидам

Казахского макроперешейка, в пределах которого осадконакопление происходило в межгорных впадинах при континентальных условиях (рис. 10.25). К востоку от макроперешейка располагалась геосинклиналь, где формировались мощные толщи осадков морского генезиса. По границе испытывавшей опускания геосинклинали и воздымавшихся каледонид возникли многочисленные расколы, по которым изливалась магма и происходили выбросы пирокластического материала. Они образовали Казахстанский краевой вулканический пояс. Таким образом, в пределах рассматриваемой части Казахстана могут быть выделены три главных типа разрезов.

Первый тип разреза (рис. 10.25, а) характеризует геосинклинальные условия; здесь преобладают песчаники и алевролиты с прослоями известняков. По остаткам богатой и разнообразной морской фауны выделяется до 10 горизонтов, прослеживающихся в Центральном Казахстане. Значительна примесь вулканогенного материала — свидетельство вулканизма в смежных районах. Присутствие грубозернистых песчаников, конгломератов, невыдержанность отдельных слоев по простиранию, следы размывов, находки остатков растений — все это указывает на колебания уровня морского дна, на существование островов, подвергавшихся размыву. Обилие разнообразных органических остатков, присутствие морских форм, нередко крупные размеры раковин брахиопод и пелеципод — доказательство теплого мелкого моря нормальной солености.

Второй тип разреза (рис. 10.25, б) характеризует краевой вулканический пояс. Здесь в первую половину девона формировались мощные вулканогенные толщи. Быстрая смена состава пород по простиранию, присутствие вулканических бомб, лапиллей, игнимбритов (спекшихся туфов), находки растительных остатков доказывают наземные условия вулканизма. К живетскому веку вулканизм прекратился. Вулканические сооружения испытывали денудацию, море проникало в пониженные участки, на которых накапливались продукты разрушения вулканитов: терригенные, часто красноцветные толщи с примесью карбонатного материала и с остатками морской фауны. К фаменскому веку рельеф вулканического пояса был полностью выровнен, и после кратковременного поднятия вся эта территория погрузилась под уровень теплого мелководного бассейна, в котором накапливались карбонатные осадки (мощность 200—400 м). Очевидно, что в фаменском веке орогенная стадия развития вулканического пояса сменилась типично платформенным режимом.

Третий тип разреза (рис. 10.25, в) развит в области казахстанских каледонид и часто отождествляется с классическим «древним красным песчанником» Шотландии. Разрез полностью сложен континентальными красно- и пестроцветными, нередко плохо отсортированными и косослоистыми песчани-

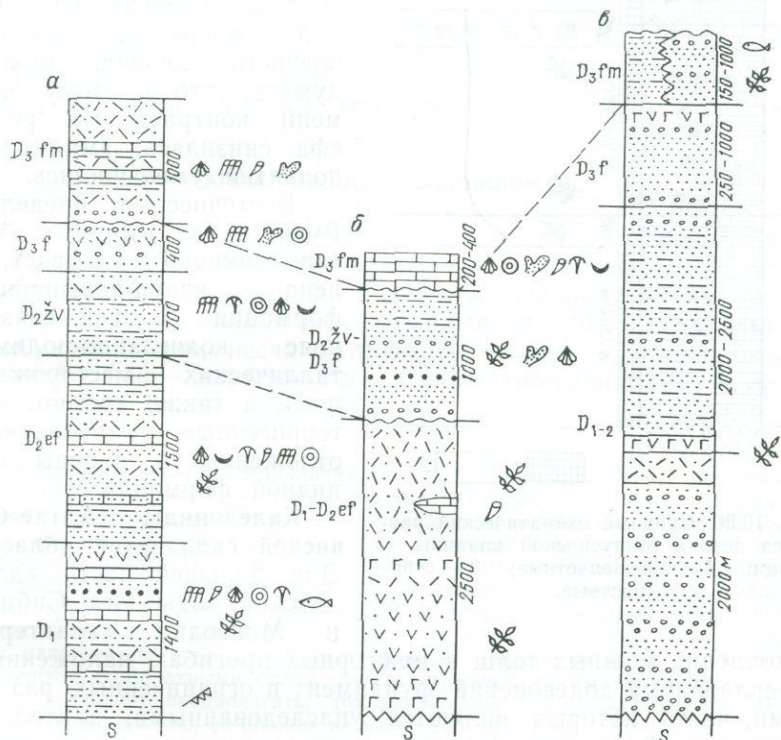
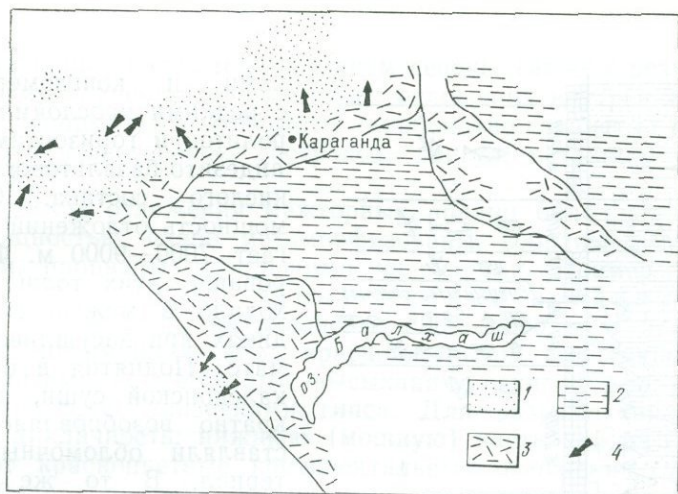


Рис. 10.25. Палеотектоническая схема и сводные схематические разрезы девона Центрального Казахстана.

1 — область накопления континентальных толщ в пределах каледонид; 2 — область морского геосинклинального осадконакопления; 3 — Казахстанский краевой вулканический пояс; 4 — главнейшие направления сноса обломочного материала.

а — Северо-Восточное Прибалхашье; б — Чингизтау; в — Джезказган-Улытауский район.

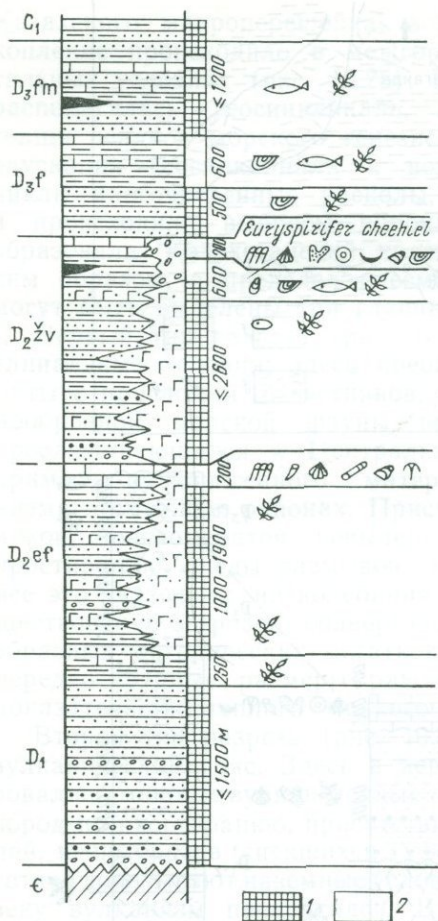


Рис. 10.26. Сводный схематический разрез девона Минусинской впадины. Толщи: 1 — красноцветные; 2 — сероцветные.

накопление мощных толщ в межгорных прогибах, наложенных на складчатый додевонский фундамент и ограниченных разломами, часть которых являются унаследованными, длительно живущими. Резко преобладают континентальные красноцветные обломочные отложения и вулканогенные образования. Осадки морского генезиса представлены единичными маломощными пачками сероцветных песчано-глинистых и карбонатных пород с остатками брахиопод, кораллов, мшанок, морских лилий. Такие пачки — свидетельство временных ингрессий (проникновения моря в пониженные участки ближайшей суши),

ками и конгломератами с редкими прослоями алевролитов и горизонтами лав андезито-базальтового и кислого состава. Общая мощность отложений достигает 7000—9000 м. Формирование этих толщ происходило в межгорных впадинах при засушливом климате. Поднятия в области каледонской суши, неоднократно возобновляясь, представляли обломочный материал. В то же время, судя по относительно малой мощности осадков позднего девона, можно думать, что к этому времени контрастность рельефа снизилась, амплитуды поднятий уменьшились.

Восточнее — в пределах Рудного и Южного Алтая — широко распространена кварц-порфировая формация (с ней связан пояс колчеданно-полиметаллических месторождений), а также кремнистые, терригенные, карбонатные отложения и породы аспидной формации.

Каледонида Алтае-Саянской складчатой области. Для большей части каледонской зоны юга Сибири и Монголии характерно

происходивших в среднем и позднем девоне. Также в резко подчиненном количестве присутствуют отложения внутренних бассейнов ненормальной солености (карбонатно-глинистые породы с остатками двустворок, гастропод, лингул, остракод, филлопод, рыб).

Девонские отложения межгорных впадин обладают огромной мощностью, слабо метаморфизованы, собраны в простые складки, прорваны небольшими интрузиями. Пример подобного разреза — девон Минусинской впадины (рис. 10.26), достигающий по мощности 3000—9000 м и представленный преимущественно красноцветными песчаниками и алевролитами с трещинами высыхания, глиптоморфозами по каменной соли, линзочками гипса. Для разреза характерна четкая цикличность: нижнюю (мощную) часть каждого цикла слагают красноцветные континентальные отложения, а верхнюю (маломощную) — сероцветные лагунно-морские осадки. В среднем девоне широко распространены наземные вулканические образования.

Близкий к минусинскому тип отложений характерен для девона Тувинской впадины (см. рис. 10.16).

АППАЛАЧСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

В Аппалачской геосинклинали в девоне продолжали развиваться миогеосинклинали и эвгеосинклинали, унаследованные от силура. В первую половину девона в эвгеосинклинали накапливались мощные (до 10 км) вулканические, кремнистые, песчано-глинистые толщи, в миогеосинклинали — карбонатные, карбонатно-глинистые и реже песчаные отложения (1500 м).

В среднем девоне в Аппалачах начали возникать поднятия; они связаны с акадской (по Акадским горам в Аппалачах) фазой складчатости, начавшейся в среднем девоне на севере геосинклинали и затем распространившейся в южном направлении. Акадская фаза складчатости достигала максимума в позднем девоне. Продукты разрушения горных хребтов накапливались на западной окраине геосинклинали. Формировалась мощная (1000—3000 м) толща грубозернистых песчаных и песчано-глинистых осадков, отлагавшихся в континентальных условиях; это типичная молассовая формация. В западном направлении грубые осадки становятся тонкозернистыми и постепенно сменяются карбонатными отложениями. Огромный объем обломочного материала позволяет предполагать, что источником сноса была горная страна значительной высоты, ее ширина не менее 250—350 км.

Каменноугольные отложения залегают повсеместно с угловым несогласием на различно метаморфизованных, смятых в складки породах девона. Акадская фаза складчатости сопровождалась интенсивным магматизмом. Она не была последней в Аппалачской геосинклинали. Современные струк-

туры Аппалачей созданы несколькими фазами складчатостей: таконской в конце ордовика, акадской в среднем и позднем девоне, герцинскими в конце палеозоя.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области в девоне формировались три типа разрезов: эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный и характерный для срединных массивов.

В эвгеосинклинальной зоне Тихоокеанского побережья на северо-востоке Азии накапливались толщи спилит-диабазового состава, кремнистые, песчаные и карбонатные осадки. Тот же тип разреза прослеживается на Японских островах, где девон представлен кератофирами, основными лавами, их туфами, глинистыми сланцами и известняками общей мощностью до 3000 м. Везде девон согласно ложится на силур.

На срединных массивах (Омолонский, Ханкайский и Буринский) в наземных или мелководных морских условиях формировались сравнительно маломощные толщи песчано-глинистых и карбонатных осадков, а также лав кислого и среднего состава. Залегают они с резким угловым несогласием на подстилающих образованиях.

Сложнее геологическая история австралийской части Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области. Здесь выделяются две зоны: восточная — эвгеосинклинальная и западная — миогеосинклинальная. В западной зоне в среднем девоне осадконакопление было прервано фазой складчатости и внедрением гранитоидных интрузий. В позднем девоне здесь формировались орогенные впадины, в которых накапливались красно- и пестроцветные терригенные, иногда вулканогенные, толщи. В восточной зоне сохранился эвгеосинклинальный режим.

В Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области в девоне, так же как в ордовике и силуре, формировались миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный типы разрезов, причем второй из них развит ограниченно — на западе Кордильер. Каледонская складчатость привела здесь к выпадению из разрезов нижнего девона. Средне-верхнедевонские вулканиты, кремнистые и песчаные породы (3000 м) несогласно лежат на более древних образованиях. Миогеосинклинальные морские песчано-глинистые отложения (3000—4500 м) характерны для Южной Америки. Несомненно проявление каледонской складчатости на севере Анд, где с ней связано внедрение кислых интрузий.

Средиземноморский геосинклинальный пояс в девонский период испытывал в целом интенсивное опускание, хотя строение, полнота и мощность разрезов накапливавшихся толщ в различных районах различны. Наиболее полно изучена геологическая история Западной и Центральной Европы. В центральной части этой территории в девонский период существовало Молданубское поднятие (название происходит от рек Молдова и Дануб — древнее имя Дуная) — срединный массив, возникший в результате байкальской складчатости. К северу и к югу от поднятия в составе девона значительна роль вулканогенных пород. На удалении от поднятия, по северной границе геосинклинали, преобладали песчано-глинистые отложения, реже рифогенные известняки; на юге геосинклинали накапливались главным образом карбонатные и глинистые илы.

Наиболее крупные выходы девона известны в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах, где расположены стратотипы ряда ярусов девона. Здесь девонские отложения хорошо палеонтологически охарактеризованы.

В Арденнах девонские отложения залегают с четким структурным несогласием, вызванным каледонской складчатостью, на породах кембрия (рис. 10.27). Здесь нижний девон сложен продуктами размыва Брабантского массива — конгломератами и аркозовыми песчаниками, быстро сменяющимися вверх по разрезу мощной толщей чередующихся полимиктовых песчаников и красных глинистых сланцев. На основе изучения брахиопод выделяются жединский, зигенский и эмский ярусы (см. табл. 10.4). Выше залегает толща глинистых сланцев с линзами известняков, которую бельгийские геологи относят к кувенскому ярусу.

Живетский и франкий ярусы представлены известняками с остатками табулят, ругоз, брахиопод, гониатитов. Фаменский ярус сложен глинистыми сланцами с климениями. Общая мощность девона не менее 7000 м.

Залив среднепалеозойского морского бассейна существовал на востоке Молданубского поднятия, в районе Праги. Здесь в Баррандовой мульде, названной так по имени выдающегося чешского палеонтолога И. Барранда, девонские отложения согласно залегают на породах силура.

Разрез отложений девона Баррандовой мульды не превышает по мощности 450—500 м (что объясняется накоплением осадков на жестком, слабо прогибавшемся срединном массиве), сложен известняками с прослоями известковистых сланцев, охарактеризован богатой и разнообразной морской фауной. В нижней части разреза выделяются местные ярусы (см. табл. 10.4).

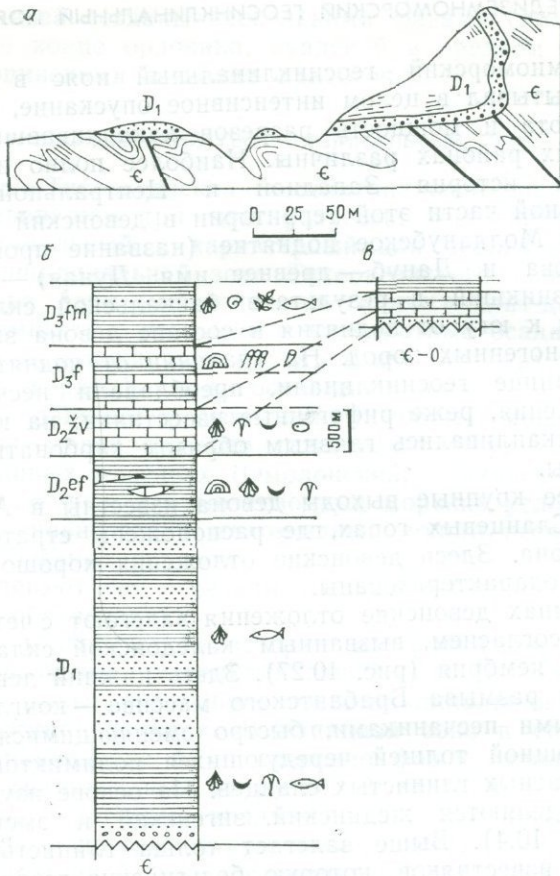


Рис. 10.27. Девон Арденн.

a — несогласное залегание толщи нижнего девона на породах кембрия; сводный схематический разрез девона: *b* — Арденны; *c* — каледониды, Бранбантский массив.

ПЛАТФОРМЫ

СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА (ЛАВРЕНЦИЯ)

Северо-Атлантическая платформа объединяет Северо-Американскую платформу, каледониды Грампианской геосинклинали и Восточно-Европейскую платформу. Этот огромный континент получил название Древний красный материк по широкому распространению в его пределах девонских красноцветных песчаных отложений. Геологическая история Северо-Атлантической платформы в девоне определялась процессами, происходившими в соседних геосинклиналиях.

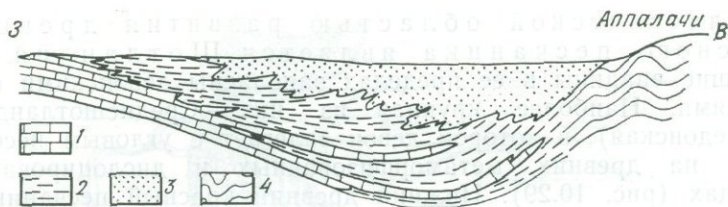


Рис. 10.28. Основные типы девонских отложений к западу от Аппалачей, длина профиля около 500 км (по М. Кью, упрощено).
Отложения: 1 — морские, 2 — прибрежные, 3 — красноцветные континентальные, 4 — дислоцированные.

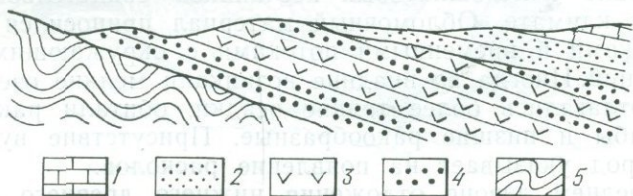


Рис. 10.29. Схематический разрез девона Шотландии (Каледонская впадина).
1 — нижнекаменноугольные известняки; 2 — верхний древний красный песчаник; 3, 4 — нижний древний красный песчаник (породы: 3 — вулканические, 4 — обломочные); 5 — дислоцированный силур.

Американская часть Северо-Атлантической платформы в раннем девоне была сухой. Со второй половины девона началась трансгрессия, достигшая максимума в начале позднего девона (одна из немногих крупных трансгрессий в Северной Америке). В условиях теплого неглубокого моря отлагались карбонатные илы, на западе располагались рифовые массивы. Климат был жаркий, поэтому в некоторых морских заливах накапливались соленосные отложения. С воздымавшихся в Аппалачской геосинклинали акадских поднятий стал поступать обломочный материал (рис. 10.28). Красноцветные песчаные отложения распространяются в западном направлении, море постепенно сокращается, оставив после себя к концу периода пустынный континент.

На территории **британских каледонид** в девоне резко преобладали континентальные условия. Толщи континентальных отложений Великобритании и Ирландии известны под названием древнего красного песчаника (Old red sandstone). Древний красный песчаник подразделяется на нижний, средний и верхний; каждое из этих подразделений примерно соответствует отделу девонской системы.

Классической областью развития древнего красного песчаника является Шотландия. Две большие впадины в ее пределах заполнены девонскими отложениями. Наиболее крупная из них — Среднешотландская (Каледонская), в которой девон залегает с угловым несогласием на древних метаморфизованных и дислоцированных породах (рис. 10.29). Нижний древний красный песчаник состоит из грубых конгломератов, неравномерно-зернистых песчаников и лавовых образований. Различные соотношения обломочных и вулканических пород, изменения их состава, окраски, текстурных особенностей указывают на сложную палеогеографическую обстановку осадконакопления.

Ярко-красная, красноватая, коричневая окраска пород и присутствие полевошпатовых песчаников свидетельствуют об аридном климате. Обломочный материал приносился во впадину реками и временными потоками с окружающих горных сооружений. Иногда во впадине возникали мелкие озера, в которых отлагались более тонкие осадки, обитали ракоскорпионы, рыбы и низшие ракообразные. Присутствие вулканических пород указывает на появление расколов.

В среднем девоне отложения нижнего древнего красного песчаника подвергались довольно интенсивной складчатости, сопровождавшейся внедрением гранитных интрузий. Верхний древний красный песчаник залегает несогласно на нижнем. Отложения становятся менее грубозернистыми, почти исчезают вулканические породы, уменьшается мощность. Красноцветная песчаниковая толща верхнего девона согласно перекрывается морскими терригенно-карбонатными отложениями нижнего карбона. Общая мощность древнего красного песчаника в Шотландии достигает 8000 м. Наиболее важными окаменелостями, распространенными по всему разрезу девонских отложений Шотландии, являются остатки панцирных и кистеперых рыб и рыбообразных бесчелюстных (рис. 10.30).

В каледонидах Восточной Гренландии, Скандинавии и Шпицбергена также формировались красноцветные молассы мощностью до 5000—7000 м.

На **Восточно-Европейской платформе** девонские отложения распространены почти на всей ее территории, кроме Балтийского и Украинского щитов и районов небольших выходов на земную поверхность пород нижнего палеозоя. Однако обнажается девон на ограниченных площадях: на западе СССР (Главное девонское поле), в центральной части Русской плиты по долинам рек (Центральное девонское поле), а также в бассейне р. Днестр и на Тимане. Нижний девон известен только в Прибалтике и в бассейне р. Днестр, средний и верхний отделы развиты по всей территории Русской плиты.

В восточной части Русской плиты девон по литологии, цикличности и палеонтологической характеристике

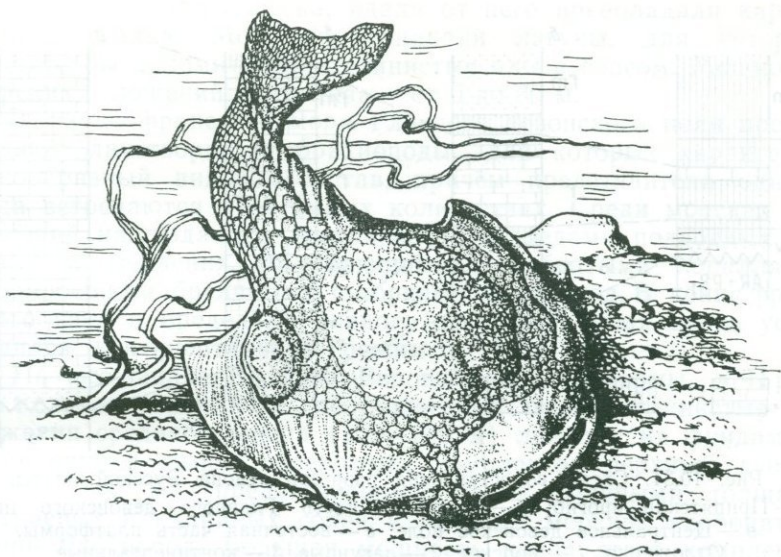


Рис. 10.30. Представитель бесчелюстных *Psammolepis* (длина 0,25 м); средний — верхний девон, Русская плита, Тиман, Донбасс, Шотландия.

похож на западноуральский. Здесь средний девон ложится трансгрессивно на фундамент или на верхнепротерозойские отложения чехла (рис. 10.31) и знаменует собой начало погружения платформы под уровень моря, проникшего сюда из Уральской геосинклинали. Отложения отчетливо циклические (до четырех этапов трансгрессии), как и на западном склоне Урала (см. рис. 10.24). Каждому этапу предшествовало кратковременное осушение, появлялись отложения широких плоских дельт, пресноводных и солоноватоводных бассейнов с остатками растений, рыб, низших ракообразных (эстерий), лингул. Эти отложения сменялись глинисто-карбонатными с остатками морской фауны: кораллов, строматопорат, брахиопод.

Во франском веке продолжалась трансгрессия. Базальные слои нового цикла — пашийский горизонт песчаников — занимают большие площади на востоке плиты. Это важный продуктивный нефтеносный горизонт. Для франского яруса характерны известняки с богатым комплексом морской фауны и доманиковые породы, обогащенные органическим веществом. Девонские терригенные пачки образуют основные продуктивные горизонты Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций. На Тимане девонский возраст имеют бокситы.

В пределах Центрального девонского поля и севернее, в Московской впадине, базальные слои среднего де-

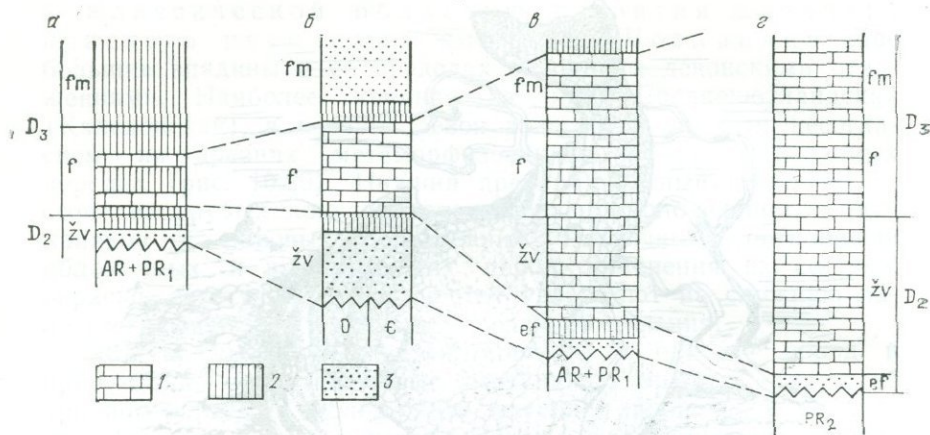


Рис. 10.31. Схема сопоставления разрезов девона Русской плиты.
a — Припятский прогиб; *б* — восточная часть Главного девонского поля;
в — Центральное девонское поле; *г* — восточная часть платформы.
 Отложения: 1 — морские, 2 — лагунные, 3 — континентальные.

вона сложены конгломератами и песчаниками, сменяющимися выше аргиллитами и доломитами с гипсом, ангидритом и прослоями каменной соли. Выше залегают песчаники, глины, мергели и известняки среднего и верхнего девона с остатками иглокожих, брахиопод, двустворок, гастропод, остракод, мшанок, реже кораллов. Карбонатность пород и количество остатков морской фауны возрастают в восточном направлении, а на западе многие морские прослои замещаются лагунными и континентальными образованиями. Мощность девонских отложений — от нескольких десятков метров до 500—800 м.

В пределах Главного девонского поля распространены отложения верхней половины девона мощностью от нескольких сотен метров до 1000 м. Лишь в самых западных районах — в Литве и Латвии — известны нижнедевонские зеленовато-серые и пестроцветные глины с прослоями мергелей и остатками ихтиофауны, с включениями гипса и трещинами усыхания на поверхности напластования. Это отложения континентального пересыхавшего бассейна, пришедшего на смену силурийскому морю-заливу.

В среднем девоне началось интенсивное прогибание, захватившее огромные площади. Отлагаются континентальные наземные, речные, озерные и лагунные осадки: глины, мергели и доломиты с лингулами, эстериями, остракодами, ихтиофауной. Преобладают пестро- и красноцветные песчано-глинистые отложения, часто с косой слоистостью. Во франском веке в пределах Главного поля с востока внедрилось море. Колебания береговой линии приводили к смене в плане и разрезе отложений разных фаций. Вблизи от берега отлагались глины со зна-

чительной примесью песка, вдали от него преобладали карбонатные осадки. Местами возникали лагуны, для которых характерны доломитовые и глинистые илы с гипсом. Мощность морских отложений изменчива — от 0 до 90 м.

В фауне франского моря Главного девонского поля преобладают двусторки и брахиоподы, для которых характерен однообразный видовой состав, причем представители одного вида встречаются в огромных количествах. Среди морских отложений наблюдаются поверхности со следами подводных течений и сверления, со стелющимися трубчатыми кораллами, с приросшими брюшными створками брахиопод. В конце франского века в пределах Главного девонского поля вновь установился континентальный режим.

На юго-западе Восточно-Европейской платформы, в Припятском прогибе пестроцветные песчано-глинистые отложения среднего девона (150—200 м) ложатся на фундамент и сменяются выше соленосным комплексом верхнего девона (3000—3500 м), представленным двумя мощными толщами натриевых и калийных солей и пачками морских карбонатно-глинистых пород. Большая мощность пород этого комплекса, присутствие местами в его составе вулканогенных пород свидетельствуют, что рассматриваемый комплекс формировался в рифтовой впадине — авлакогене (Припятско-Донецкий авлакоген).

В геологической истории девона восточной части Северо-Атлантической платформы четко выделяются два этапа. В начале девона Восточно-Европейская платформа подвергалась осушению, только на западе еще существовали остаточные бассейны. В середине девона начался второй — трансгрессивный этап. Появились новые и ожили старые глубинные разломы, что иногда сопровождалось магматизмом и приводило к возникновению или активизации авлакогенов. Формировались разномасштабные поднятия и опускания. Предполагается, что в девоне в основном был заложен современный структурный план платформы. Магматизм был характерен для севера Припятско-Донецкого авлакогена, на Кольском полуострове появились щелочные интрузии, на Тимане — эффузивы и субвулканические интрузии. Во время трансгрессии Балтийский и Украинский щиты выступали как поднятия, зато погружались восточная и центральная части Восточно-Европейской платформы, Припятско-Донецкий авлакоген, районы Прибалтики.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

На Сибирской платформе выходы девона сравнительно небольшие. Нижний девон обнаружен лишь на крайнем северо-западе платформы; средний и верхний отделы распространены несколько шире. Девонская система на Сибирской платформе

представлена преимущественно пестроцветными глинисто-карбонатными, часто гипсоносными, реже соленосными отложениями с редкими органическими остатками плохой сохранности. Значительно реже встречаются сероцветные глинистые и карбонатные толщи с морскими окаменелостями. На юго-западе платформы во впадинах накапливались отложения, похожие на одновозрастные образования межгорных впадин.

В раннем девоне почти вся Сибирская платформа была сухой, на севере — низменной равниной, постепенно повышающейся в южном направлении. Трансгрессия началась в среднем девоне, достигла максимума во франском веке и закончилась в раннем карбоне. В отличие от Восточно-Европейской платформы, для Сибирской характерны моря-заливы ненормальной солености. Присутствие каменной соли, гипса, ангидрита, красноцветность отложений указывают на жаркий сухой климат.

В девоне на Сибирской платформе возникали разломы, по ним местами изливалась лава; внедрялись небольшие интрузии. Вероятно, девонский возраст имеют некоторые кимберлитовые трубки.

КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И КАЛЕДОНИДЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ (КАТАЗИЯ)

В течение раннего девона большая часть Китайской платформы была областью денудации. В среднем и позднем девоне обширная трансгрессия захватила южную и западную части платформы. Вначале морской режим был неустойчивым, поэтому в разрезах наблюдается чередование континентальных и морских песков, позднее сменяющихся глинистыми осадками. В позднем девоне преобладало накопление карбонатных и кремнистых илов.

Территория Катазии в начале девона характеризовалась орогенным типом развития. Здесь нижнедевонские континентальные кварцевые песчаники, кварцевые конгломераты и красноцветные глинистые сланцы (общая мощность 1000—1500 м) со структурным несогласием залегают на подстилающих образованиях. В среднем и позднем девоне развивалась трансгрессия; отложения этого времени, нередко залегающие и на додевонских породах, представлены песчаниками и алевролитами, причем мощность их не превышает сотен метров. Это показывает, что к среднему девону орогенное развитие Катазии сменилось платформенным.

ГОНДВАНА

Значительная часть Гондваны сохраняла в девоне приподнятое положение и подвергалась интенсивной денудации. Терригенный материал — продукт разрушения суши — накопи-

вался в мелководных морских бассейнах, занимавших всюду, за исключением Южной Америки, ограниченные площади.

На севере африканской части Гондваны море в начале девона было там же, где и в силуре. Оно занимало центральную и западную части Сахары, на севере сливаясь с бассейном Средиземноморской геосинклинали, а на юге выходя к современному Гвинейскому заливу, где девонские отложения вскрыты бурением. Осадки Северо-Африканского моря представлены песками и глинами; лишь на севере в среднем девоне появились известняки и даже рифы. Мощностъ девонских отложений Сахары от 500—1000 до 2000 м. Они хорошо изучены, так как вместе с породами нижнего карбона образуют второй по значению нефтегазоносный комплекс Сахары. В раннем девоне море было и на крайнем юге Африканского континента. Отложения этого времени представлены песчаниками и глинистыми сланцами мощностъю до 300 м.

С конца живетского века в Африке началась регрессия. Твердо доказанные континентальные песчано-глинистые отложения девона (500 м) известны лишь на востоке Сахары (массив Тибести), где на основании изучения остатков растений выделяются все три отдела. В других частях Гондваны континентальные отложения, вероятно, были уничтожены позднейшими процессами.

В южно-американской части Гондваны в раннем девоне развивалась самая большая за всю геологическую историю этого континента трансгрессия. Море занимало всю Южную Америку, за исключением Гвианского нагорья, юга Патагонии, восточной и центральной частей Бразилии, представлявших собой крупные участки суши. Однако уже в среднем девоне море начало отступать, а в позднем девоне почти полностью покинуло эту часть Гондваны. В девонском море Южной Америки происходило накопление толщ песков, реже глин, содержащих в верхней части горизонт мощностъю до 70 м, переполненный несортированными обломками, гальками и валунами со следами ледниковой штриховки. Считается, что этот материал имеет ледниковое происхождение и принесен в море плавающими льдинами. Ледниковые отложения с прослоями ленточных глин известны в бассейне Амазонки.

Девонское море проникало и на западную окраину Австралии, где терригенные осадки чередовались с карбонатными, местами возникали рифовые постройки. Продолжала прогрессировать центральная часть Австралии; здесь накапливались кварцевые и аркозовые пески.

КЛИМАТ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

Благодаря уменьшению в раннем девоне морских акваторий, появлению изолированных и полуизолированных бассейнов обособились палеобиогеографические провинции. В среднем — позднем девоне возникли более свободные

связи между морями, открылась возможность более широкого расселения организмов, следовательно, снивелировалась разница между провинциями.

М. А. Ржонсницкая выделяет на территории СССР в девоне семь провинций, различающихся по морской фауне. Урало-Тянь-Шаньская провинция теплового тропического моря с кораллово-строматопоровыми рифами, многочисленными скоплениями брахиопод в раннем девоне сообщалась с морскими бассейнами Средиземноморской геосинклинали (с Ардено-Рейнской провинцией) и с Салаиро-Алтайским морем, а на севере — с Арктической провинцией. Арктическая провинция, включавшая Таймырское и Верхояно-Чукотское моря, протягивалась на территорию Аляски. Здесь отсутствуют рифогенные постройки, меньше кораллов, однообразнее видовой и родовой состав фауны. К концу среднего девона от Урало-Тянь-Шаньской резко обособилась Алтае-Саянская провинция, получившая сообщение с морями Монголо-Охотской (на юго-востоке СССР) и особенно Китайской провинций. Здесь развилась своеобразная «чнелевая» (*Euryspirifer cheehiel*) фауна. Восточно-Европейская провинция существовала в позднем девоне (эпиконтинентальное море). В продолжение всего девона своеобразной фауной отличалась Джунгаро-Балхашская провинция.

Кроме перечисленных зарубежные специалисты выделяют еще Кордильерскую, Аппалачскую, Австралийско-Новозеландскую и Малвино-Кафрскую (Южная Америка и юг Африки) провинции.

Согласно реконструкциям Н. М. Страхова, для среднедевонской эпохи удается выделить шесть климатических зон. Тропическая влажная зона намечается в форме дуги, проходящей через Аппалачские горы, юго-восток Гренландии, Урал, Казахстан и Центральную Азию. Индикаторами этого климата являются месторождения угля (о. Медвежий, Барзас), осадочных железных руд (Аппалачи, Урал, Тиман) и бокситов (Тиман, Урал, Салаирский кряж). Выделяются две зоны аридного климата. Положение северной зоны определяют месторождения солей США и Канады, красноцветы с гипсом и доломитами Северной Земли и Таймыра. К северу от нее располагается зона умеренно-влажного климата. Южная аридная зона проходит через Великобританию, Прибалтику, Подмоскowie, Донбасс и Бетпак-Далу. К югу от нее также намечается зона умеренно-влажного климата. Зона холодного климата выделяется на юге Африки и в Южной Америке по присутствию здесь пород ледниково-морского происхождения.

В целом климат раннего девона — эпохи максимальной регрессии — был более засушливым, чем в среднедевонскую эпоху. В позднем девоне благодаря развивающейся на северных платформах трансгрессии климат стал мягким и влажным.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В девоне резко преобладали осадочные месторождения, что связано со спецификой климата этого периода. В зонах влажного тропического климата формировались самые древние в истории Земли *угольные месторождения* — на о. Медвежий (Норвегия), в Тиманском кряже, на северо-востоке Кузнецкой впадины (Барзасское). Осадочные месторождения девонских *железных руд* давно известны в Татарии, на Урале, в Аппалачах, Испании, Турции. Месторождения девонских *бокситов* образовались на Тимане и на восточном склоне Урала. В зонах аридного климата формировались месторождения *калийных солей* провинции Саскачеван (Канада) и Старобинское (СССР).

Девонский возраст имеют важные *нефтегазоносные горизонты* Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных

провинций, Припятского прогиба, месторождения в Канаде, США и на Гондване (Амазонская впадина, Сахарская плита).

С вулканизмом девона связаны *медноколчеданные руды* восточного склона Урала, большинство колчедано-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, *железо-марганцевые* и *свинцово-цинковые* месторождения Атасуйского района в Центральном Казахстане. К умеренно кислым интрузиям на Урале приурочены *железные руды* гор Благодать и Высокая, месторождений Темиртау и Тельбес на юге Сибири.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

По данным ядерной геохронологии каменноугольный период (карбон) начался 345 млн. лет назад и закончился 280 млн. лет назад; таким образом, длительность периода 65 млн. лет. Каменноугольная система названа по широкому развитию в ней залежей каменного угля. Система установлена в 1822 г. Д. Конибиром и В. Филлипсом в Западной Европе, на территории Англии. Общепринятого деления системы не существует. Шкалы, принятые в настоящее время в СССР и за рубежом, приведены в табл. 10.5.

До 1975 г. в СССР нижнекаменноугольные отложения подразделялись на турнейский, визейский и намюрский ярусы, затем нижняя часть намюра была выделена в новый — серпуховский — ярус, а верхняя часть включена в башкирский ярус.

Таблица 10.5

Схема сопоставления подразделений каменноугольной системы

СССР		Западная Европа		Америка
Отдел	Ярус	Отдел	Ярус	«Система»
Верхний	Гжелский C _{3g} Касимовский C _{3k}	Верхний (силезский)	Стефанский	Пенсильванская
	Средний		Московский C _{2m} Башкирский C _{2b}	
Нижний		Серпуховский C _{1s}	Намюрский	
	Визейский C _{1v} Турнейский C _{1t}	Нижний (динантский)	Визейский Турнейский	

Органический мир каменноугольного периода развивается активно не только в море, но и на суше. Континенты покрываются лесами, которые становятся местами обитания различных членистоногих. Сырые леса и болота заселяются разнообразными земноводными — стегоцефалами. По обилию болотной растительности и по древним земноводным карбон нередко называют земноводным периодом. К началу карбона почти исчезли граптолиты и трилобиты, вымерли гигантские раки и псилофиты.

Археоптерисовая флора девона сменилась комплексом древовидных растений, который получил название «антракофит». Антракофит господствовал до середины перми. Это были сосудистые споровые растения (плауны, хвощи, папоротники), а также первые голосеменные (папоротниковидные), к особой группе которых принадлежат кордаиты (рис. 10.32). Мощная корневая система каменноугольных растений, обилие листьев облегчали усвоение ими питательных веществ и способствовали пышному расцвету. Каменноугольная растительность, отмирая и захороняясь, образовывала крупнейшие в истории Земли скопления угля.

Для морей карбона характерно бурное развитие фораминифер, которые иногда играли роль породообразующих организмов (фузулиновые известняки), а также изобилие брахиопод, но число их видов (по сравнению с девоном) уменьшается. Особенно типичны продуктиды и спирифериды. Отмечается массовое появление колониальных форм четырехлучевых кораллов, которые вместе с мшанками, табулятами и водорослями создавали рифы. Многочисленными были конодонты и морские ежи. Нередко на морском дне возникали заросли морских лилий. Достигли расцвета гониатиты. Обильными были пелециподы и гастроподы. Пелециподы заселяли не только моря, но и пресноводные бассейны.

Благоприятные климатические условия и пышная растительность определили обилие наземных членистоногих: пауков, скорпионов, тараканов, стрекоз (иногда с размахом крыльев до 1 м). В морях карбона обитали многочисленные рыбы. Разнообразные стегоцефалы населяли берега озер, заросли лесов.

В конце карбона стегоцефалы дали начало первым пресмыкающимся (рептилиям). Прогрессивные черты рептилий (роговой покров, предохраняющий организм от потери влаги; размножение яйцами, откладываемыми на суше) позволили им проникнуть в глубь континентов.

Для стратиграфии морских отложений карбона наиболее важны гониатиты, фораминиферы, брахиоподы и конодонты.

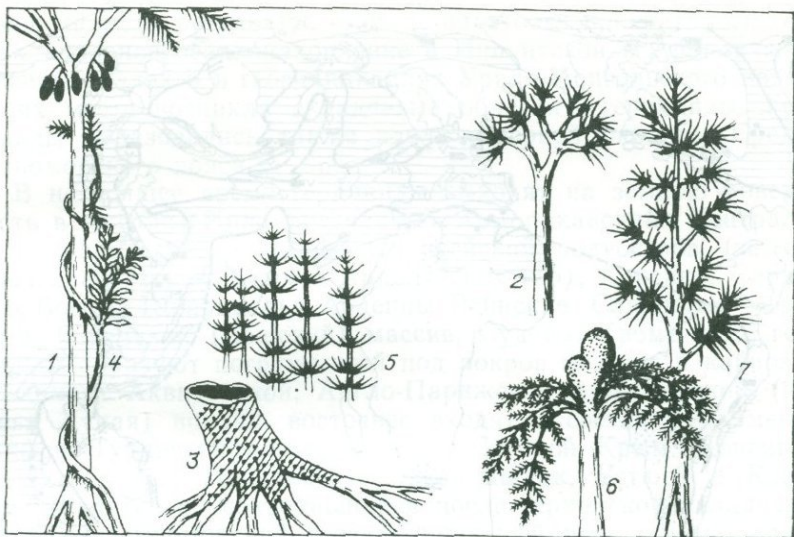


Рис. 10.32. Представители каменноугольной флоры [Аугуста И., 1979 г.]. 1—3 — лепидодендроны (плауны); 4 — лианоподобный папоротник; 5 — каламиты (хвощи); 6 — древовидный папоротник; 7 — кордаит (голосеменные).

Определение возраста континентальных отложений основано на изучении остатков растений, в меньшей степени — комплексов спор и пеллеципод.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

В карбоне в пределах современных континентов продолжали существовать Северо-Атлантическая, Сибирская и Китайская платформы и суперплатформа Гондвана. Между ними располагались Аппалачская геосинклиналь, Средиземноморский и Тихоокеанский геосинклинальные пояса, геосинклинали Урало-Монгольского пояса.

В раннем карбоне резко преобладало морское осадконакопление, что объясняется обширной морской трансгрессией (рис. 10.33). В это время море занимало геосинклинали, а также проникало на запад, юго-запад и восток Северо-Атлантической платформы, на северо-запад и северо-восток Сибирской платформы, частично на Китайскую платформу. Гондвана представляла собой сушу, море было лишь на ее окраинах.

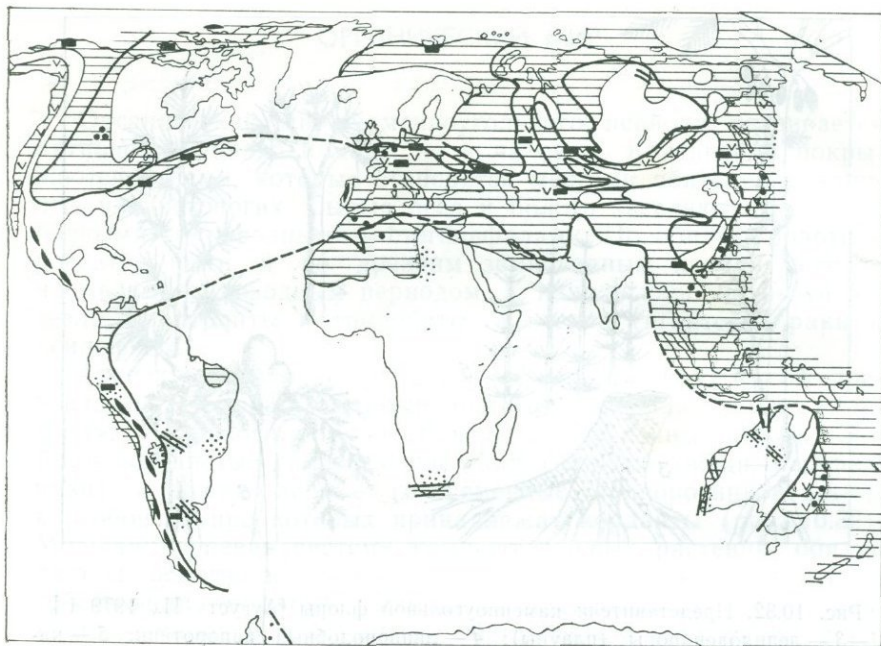


Рис. 10.33. Палеогеографическая схема мира. Ранний карбон. Составил А. Х. Кагарманов.

Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Главное событие каменноугольного и следующего, пермского, периода — герцинская складчатость (от древнего названия Герциния гор Гарц на территории ГДР и ФРГ). Обычно выделяются следующие фазы герцинской складчатости. Бретонская фаза была в конце девона. Она закрыла Иннуитскую геосинклиналь. Судетская фаза проявилась в конце раннего карбона. Она была очень сильной на севере Средиземноморского геосинклинального пояса, в Аппалачской геосинклинали и в геосинклиналях Урало-Монгольского пояса. Поэтому в этих районах и прилегающих к ним частях платформ средний и верхний карбон представлены молассами, часто континентальными и угленосными, выполняющими краевые и межгорные прогибы. Астурийская фаза проявилась в конце среднего карбона; уральская — в начале ранней перми; заальская — примерно на границе ранней и поздней перми. Наконец, пфальцская фаза обусловила несогласное залегание нижнего триаса на верхней перми.

Герцинская складчатость — одно из важнейших событий в истории Земли, приведшее к крупнейшим и разнообразным

изменениям. В результате этой складчатости прекратилось геосинклинальное осадконакопление в Иннуитской и Аппалачской геосинклиналях и в геосинклиналях Урало-Монгольского пояса, на их месте возникли складчатые области — герциниды. Герциниды образовались также вдоль северной окраины Средиземноморского пояса.

В настоящее время герциниды выходят на земную поверхность в Англии и Ирландии, слагают Армориканский и Центральный Французский массивы, Пиренейский полуостров (за исключением Пиренейских и Андалузских гор), Корсику, Сардинию, Вогезы, Шварцвальд, Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Богемский (Чешский) массив, Судеты. Кроме того, герциниды образуют погруженный под покров мезозоя и кайнозоя фундамент Аквитанской, Англо-Парижской и Валашской (низовья Дуная) впадин, восточнее входят в состав фундамента Скифско-Туранской плиты, слагают Степной Крым, Донецкий кряж, Северное Предкавказье, Мангышлак, Устюрт и Каракум. Значительно сократившийся после герцинской складчатости Средиземноморский геосинклинальный пояс обычно называют геосинклиналью *Тетис*.

Все платформы Северного полушария вместе с примкнувшими к ним герцинидами слились в одну огромную платформу (суперплатформу) *Ангариду*, или *Лавразию*. Герцинская складчатость привела к увеличению размеров Гондваны в результате отмирания геосинклинального режима на юге гор Атлас и в горах на востоке Австралии.

Герцинская складчатость сопровождалась интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом, с которым в свою очередь связано образование месторождений полезных ископаемых. Оживились тектонические движения в областях более древней складчатости. В смежных с герцинидами частях каледонид эти движения сопровождались излиянием эффузивов и внедрением интрузий. Для областей герцинской складчатости очень характерны краевые прогибы, которые формировались в орогенную стадию развития геосинклиналей по их границе с платформами. В связи с тем что первые фазы герцинской складчатости были очень сильными и на планете преобладали явления сжатия, рифтогенез для карбона и самого начала ранней перми не характерен. Исключение в этом отношении представляет Припятско-Донецкий авлакоген.

Следствием герцинской складчатости явилась обширная регрессия, достигшая в поздней перми — раннем триасе своего максимума. В областях сильного проявления судетской фазы складчатости эта регрессия привела к осушению значительных территорий в среднем и позднем карбоне (рис. 10.34).

Горообразование и регрессия способствовали значительному изменению климата, его дифференциации. В конце карбона и начале перми на Гондване произошло обширное оледенение.

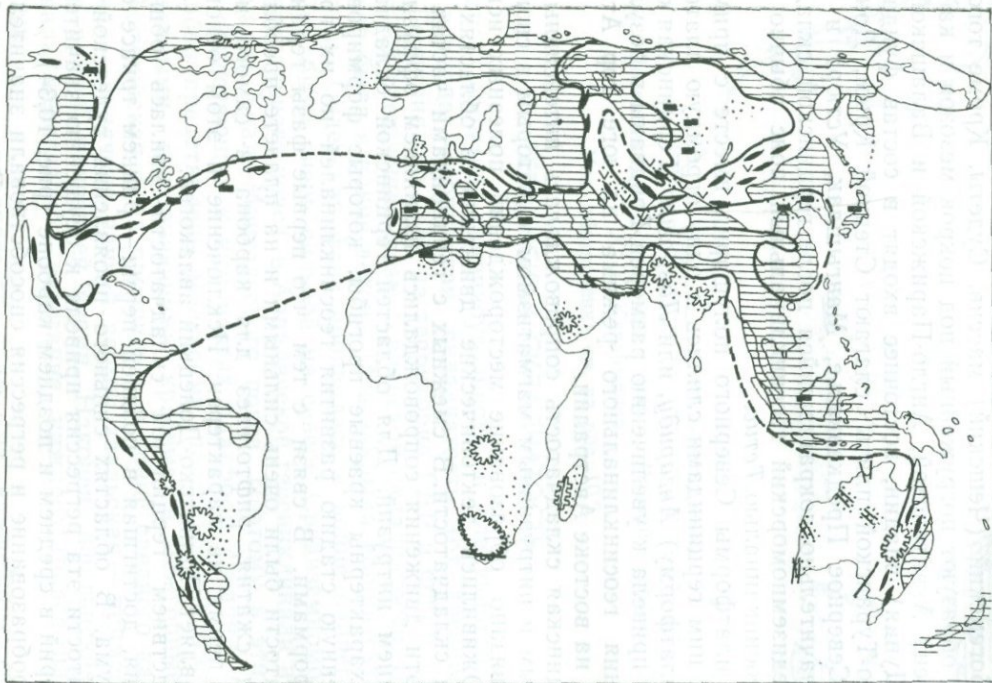


Рис. 10.34. Палеогеографическая схема мира. Поздний карбон. Составил А. Х. Кагарманов.

Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

В эпоху максимума регрессии (в поздней перми — раннем триасе) на планете господствовал жаркий, засушливый климат.

Изменение климата и другие события привели к вымиранию в конце палеозоя большинства палеозойских групп организмов. Возникли условия для развития новых групп животных и растений, которые достигли расцвета позднее — в мезозое.

ПЛАТФОРМЫ

СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА (ЛАВРЕНЦИЯ)

В начале каменноугольного периода на Северо-Атлантической платформе в общем сохранились условия, существовавшие в позднем девоне. Отложения нижнего карбона (турне и визе) представлены преимущественно карбонатными породами морского происхождения. В конце раннего — начале среднего карбона в связи с герцинской складчатостью, проявившейся в соседних с платформой Средиземноморском геосинклинальном поясе и Аппалачской геосинклинали, резко изменился характер осадконакопления на Лавренции. Поэтому на западе, в пределах северо-американской части платформы, отложения пенсильвания (среднего — верхнего карбона) представлены угленосной толщей паралического происхождения. В британских каледонидах угленосная толща того же возраста в своей верхней части накапливалась частично уже в лимнических условиях.

На востоке платформы в карбоне продолжал существовать морской бассейн, что следует из анализа разреза Подмосковья (рис. 10.35). Для него характерно преобладание карбонатных пород с многочисленными остатками фораминифер, брахиопод, кораллов, двустворок, гастропод, иглокожих, иногда гониатитов. Этот разрез — пример типичных платформенных отложений, накапливавшихся в теплом морском бассейне. Морской режим нарушался дважды: во время накопления угленосной толщи в визейском веке и в начале среднего карбона, что выразилось в отсутствии отложений башкирского яруса.

В основании визейского яруса с размывом на подстилающих отложениях залегает угленосная толща, состоящая из косо-слоистых песчаников, глинистых пород и линзовидных прослоев бурого угля. Остатки фауны редки, но многочисленны остатки растений. Угленосная толща состоит из нескольких врезанных друг в друга ритмов. Ее накопление происходило в прибрежной части суши. Обломочный материал приносился реками с запада. К северу и югу пласты угля исчезают, появляются огнеупорные глины и бокситы. На востоке обломочные породы этого возраста — один из важнейших продуктивных

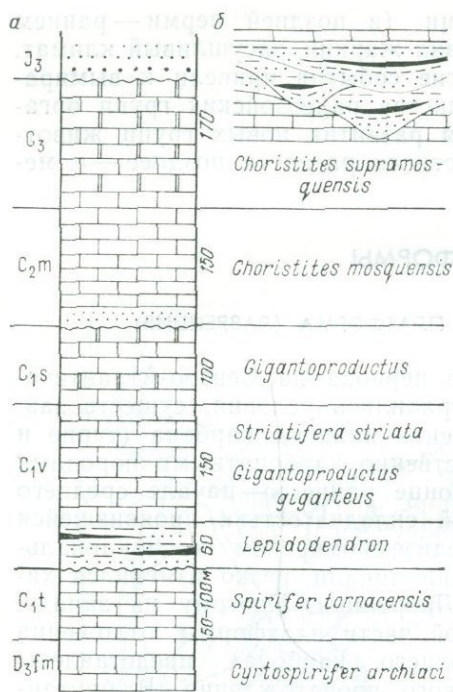


Рис. 10.35. Каменноугольные отложения Подмосквы. а — сводный разрез; б — строение угленосной толщи.

пойменных террасах и плоских заболоченных пространствах междуречий, где господствовала пышная растительность с преобладанием кордаитов, накапливались пески, алевроиты, глины и торфяники, образовавшие впоследствии прослой угля.

Возраст этих толщ определяется на основе изучения растительных остатков. Однако флора позднего палеозоя Сибири и прилегающих районов очень своеобразна, поэтому трудно провести точное сопоставление вмещающих ее отложений со стратотипическими разрезами Западной Европы и Европейской части СССР и выделить на Сибирской платформе ярусы и даже отделы общей стратиграфической шкалы. Поскольку позднепалеозойская флора Сибири лучше всего изучена в Кузнецком бассейне, определение возраста вмещающих ее отложений в других районах проводится по сопоставлению с разрезом Кузбасса.

горизонтов Волго-Уральской нефтеносной провинции. Известняки Подмосквы издавна разрабатываются, они широко использовались при строительстве среднерусских городов.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

В течение каменноугольного периода на большей части Сибирской платформы господствовали континентальные условия. В начале раннего карбона море проникло лишь на северо-западную и северо-восточную окраины платформы. Здесь происходило накопление карбонатных осадков мощностью в несколько сотен метров. В среднем и позднем карбоне в погружение была вовлечена большая часть платформы, за исключением ее южной окраины и Анабарского массива. В старицах, озерах, болотах, на

В течение каменноугольного периода в южной части Китайской платформы господствовало море. Здесь преобладало накопление карбонатных осадков. В среднем карбоне испытал трансгрессию север платформы. При наступлении моря на эту территорию в результате переминов коры выветривания, образовавшейся в течение раннего карбона, возникли залежи бокситов и железных руд. Выше залегает паралическая угленосная формация мощностью в сотни метров.

Территория Катазии в раннем карбоне представляла собой область сноса. В среднем и позднем карбоне здесь накапливались карбонатные толщи с прослоями континентальных песчано-глинистых и угленосных отложений общей мощностью в несколько сотен метров.

ГОНДВАНА

Большая часть Гондваны в карбоне, как и в девоне, сохраняла приподнятое положение. Лишь в раннем карбоне испытывали погружение краевые части суперконтинента. В это время море существовало на севере африканской части Гондваны, куда оно проникало из Средиземноморского геосинклинального пояса. Здесь происходило накопление песков, глин и карбонатных осадков, местами — формирование рифов. Море занимало также запад австралийской части Гондваны. На западе накапливались преимущественно карбонатные, на юго-востоке — терригенные осадки.

Еще более ограниченно распространены на Гондване континентальные и лагунные породы нижнего карбона. На севере Африки они формировались по периферии морского бассейна и представлены песчано-глинистыми осадками с остатками растений. На востоке Бразилии такой же возраст имеет терригенная толща, содержащая прослойки угля. В среднем карбоне море проникло на северо-восток Бразилии и в бассейн р. Амазонка. На северо-востоке Бразилии была сформирована толща песчаников, алевролитов, кремнисто-глинистых пород и известняков мощностью до 250 м. Отложения бассейна р. Амазонка отличаются присутствием пластов ангидритов, гипса и каменной соли, указывающих на периодическое осолонение морского бассейна. На севере африканской части Гондваны в среднем карбоне происходила регрессия, здесь формировалась угленосная толща.

Поздний карбон ознаменовался обширным оледенением Гондваны. Тиллиты известны в Африке, на Мадагаскаре, Индостане, в Австралии, Южной Америке и Антарктиде, где они входят в состав гондванской серии континентальных отложений (верхний карбон — нижний мел). В Южной и Центральной

Африке и на Мадагаскаре тиллиты (400 м) образованы несортированными, в различной степени окатанными гальками и блоками (до 2 м в диаметре) докембрийских пород, которые покрыты ледниковой штриховкой и сцементированы песчано-глинистым материалом. В прослоях глин встречаются остатки рыб, моллюсков и криноидей — свидетельство кратковременного проникновения моря. Тиллиты залегают на неровной, отполированной ледником и покрытой шрамами поверхности.

Широкое распространение тиллитов — несомненное подтверждение общего похолодания на Гондване в позднем карбоне. Теплый климат, судя по находкам верхнекаменноугольных красноцветных отложений, существовал только на севере Африки. Единство континента Гондвана кроме климатических условий доказывается также общим комплексом позднепалеозойской флоры и остатков рептилий.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В пределах Урало-Монгольского пояса в раннем карбоне существовали Уральская, Тянь-Шаньская, Джунгаро-Балхашская, Зайсанская и Монгольская геосинклинали, отделенные друг от друга областями каледонской и более древних складчатостей. Геологическая история этих геосинклиналей начиная со среднего карбона различна вследствие разного проявления в них первых фаз герцинской складчатости.

Уральская геосинклиналь. Каменноугольные отложения широко распространены как на западном, так и на восточном склонах Урала; они участвуют в строении меридионально вытянутых структурно-фациальных зон, для каждой из которых характерен свой тип разреза. Упростив общую картину, рассмотрим и сопоставим сводные разрезы трех зон Урала (рис. 10.36).

Разрез карбона западной окраины Урала непрерывный, представлен всеми тремя отделами. На Южном Урале резко преобладают органогенные известняки с многочисленными остатками разнообразной морской фауны. В средней и верхней частях разреза появляются прослои доломитов и доломитизированных известняков. Общая мощность отложений 500—1300 м. Весь разрез хорошо обнажен, богато палеонтологически охарактеризован и рекомендуется советскими геологами в качестве типового для морского карбона. Формировались отложения этого типа разреза в условиях теплого морского бассейна, простиравшегося далее на запад в пределы Восточно-Европейской платформы.

На севере западной зоны в основании визейского яруса располагается угленосная толща (Кизеловский бассейн) с про-

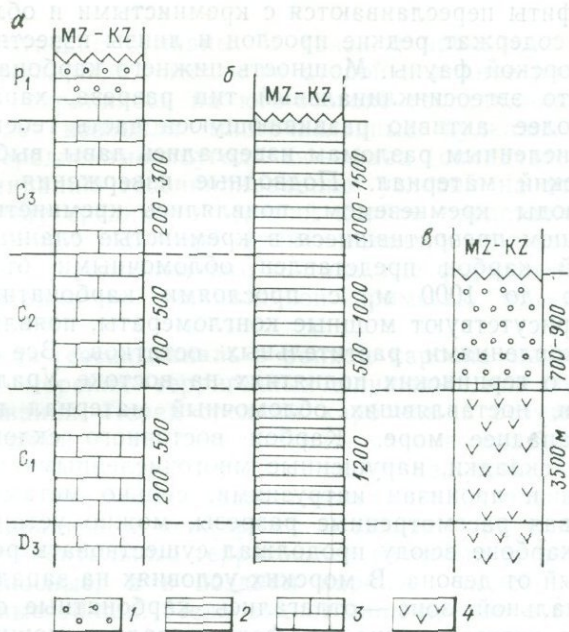


Рис. 10.36. Схема сопоставления каменноугольных отложений Урала. Западный склон: *а* — западная часть, *б* — восточная часть; *в* — восточный склон. Формации: 1 — молассовая, 2 — песчано-глинистая, 3 — карбонатная, 4 — вулканогенная.

слоями известняков, содержащих морскую фауну, что указывает на накопление угленосной толщи в условиях приморской заболоченной равнины. Среди отложений карбона западной зоны отсутствуют вулканические породы, нет интрузий, слаб метаморфизм, породы собраны в простые складки, нарушены шарьяжами. Это типичный миогеосинклинальный разрез.

В разрезе, расположенном восточнее, также присутствуют все три отдела карбона. Пермские отложения здесь не известны. Разрез сложен преимущественно обломочными отложениями: песчаниками, глинистыми сланцами, в среднем и верхнем карбоне появляются прослои грубозернистых пород и конгломератов. Породы часто ритмично-слоистые, содержат прослои кремнистых, карбонатных, туфогенных отложений. Мощность 2700—3700 м. Накапливались осадки этого типа в более активно прогибавшейся части геосинклинали. Обломочный материал в раннем карбоне сносился с поднятий Центрального Урала, в среднем и особенно позднем карбоне поступал с горных сооружений на востоке Урала.

Для нижнего карбона восточных разрезов характерны мощные вулканические образования. Основные эффузивы,

туфы, туффиты переслаиваются с кремнистыми и обломочными породами, содержат редкие прослои и линзы известняков с остатками морской фауны. Мощность нижнего карбона достигает 3500 м. Это эвгеосинклинальный тип разреза, характеризующий наиболее активно развивающуюся часть геосинклинали. По многочисленным разломам извергались лавы, выбрасывался вулканический материал. Подводные извержения обогащали морские воды кремнеземом, появлялись кремнистые осадки, в дальнейшем превратившиеся в кремнистые сланцы и яшмы.

Средний карбон представлен обломочными отложениями мощностью до 1000 м, с прослоями карбонатных пород. Нередко присутствуют мощные конгломераты, появляются прослои со скоплениями растительных остатков. Все это свидетельствует о герцинских поднятиях на востоке Уральской геосинклинали, поставивших обломочный материал в расположенное западнее море. Карбон восточного склона собран в сложные складки, нарушенные многочисленными разрывами, проплавлен и пронизан интрузиями, сильно метаморфизован.

Сравнивая рассмотренные разрезы, можно установить, что в раннем карбоне всюду продолжал существовать режим, унаследованный от девона. В морских условиях на западе — в миогеосинклинальной зоне — отлагались карбонатные осадки, на востоке — в эвгеосинклинали — формировались мощные вулкано-генные образования, в промежуточной зоне накапливались песчано-глинистые отложения. В среднем карбоне на востоке Уральской геосинклинали началась герцинская складчатость. Продукты размыва герцинид поступали в районы современного восточного склона Урала. В позднем карбоне складчатость захватила уже и сам восточный склон, продукты разрушения складчатых гор достигали восточной части современного западного склона. В ранней перми складчатость распространилась и на западную часть геосинклинали.

Итак, герцинская складчатость постепенно перемещалась с востока на запад, оставляя после себя складчатые структуры. Складчатость сопровождалась интенсивным магматизмом и рудообразованием. С ультраосновными интрузиями связаны месторождения никеля, асбеста, хромитов, со средними — железа, с кислыми — золота.

Надо отметить, что в Уральской геосинклинали герцинская складчатость не проявлялась в виде фаз. В разрезах карбона нет структурных несогласий между девоном и карбоном, карбоном и пермью. Когда говорят об уральской фазе герцинской складчатости, то подразумевают заключительный — раннепермский — этап закрытия Уральской геосинклинали.

Джунгаро-Балхашская геосинклинали в первую половину раннего карбона была занята мелководным морским бассейном, в котором шло накопление кремнисто-глинистых и кремнистых осадков и туфогенного материала, приносимого с островов, где

были действующие вулканы. В связи с проявлением средне-визейской фазы складчатости во второй половине раннего карбона море сохранилось на юго-востоке геосинклинали; на ее северо-западе возникли многочисленные вулканы. Следующая — предсреднекаменноугольная — фаза складчатости привела к отмиранию геосинклинальных условий на этой территории, поэтому средний и верхний карбон представлены в основном континентальными вулканогенными толщами. Море существовало на крайнем юго-востоке, где формировались терригенные осадки со значительной примесью вулканогенного материала.

Зайсанская геосинклиналь в раннем карбоне была областью накопления морских терригенных флишевых или вулканогенных образований. Перед средним карбоном в результате проявления сильной фазы складчатости, сопровождавшейся внедрением умеренно кислых интрузий, на этой территории возникла горная страна. Средне-верхнекаменноугольные отложения накапливались в межгорных впадинах. Среди них преобладали континентальные терригенные (местами в среднем карбоне — угленосные, а в позднем карбоне — красноцветные) и вулканогенные толщи. Мелководное море-пролив существовало в осевой части складчатой системы только в среднем карбоне. Здесь происходило образование типичной морской молассы, местами угленосной.

В Кузнецком бассейне разрез карбона (и перми) полный; он хорошо палеонтологически охарактеризован, детально изучен, поэтому является опорным для Средней Сибири и прилегающих районов. Турнейский и визейский ярусы в Кузбассе сложены морскими карбонатными и терригенными отложениями мощностью до 1000 м (рис. 10.37). Они охарактеризованы разнообразными органическими остатками, которые позволяют коррелировать эти отложения с дробными стратиграфическими подразделениями стратотипов турнейского и визейского ярусов Западной Европы.

Выше залегает угленосная формация общей мощностью 5000—8000 м, в которой многократно переслаиваются серые песчаники и алевролиты, подчиненное значение имеют пласты каменных углей. Возраст угленосной формации — от серпуховского века до поздней перми включительно. Формация охарактеризована богатым комплексом своеобразной ископаемой флоры, в которой преобладают кордаиты, а также присутствуют остатки двустворок, усоногих раков, рыб и насекомых. В нижней части формации, примерно на границе нижнего и среднего карбона, содержится горизонт известковистых песчаников с морской фауной.

Угленосная формация подразделяется на серии, подсерии и свиты. Это расчленение основано на литологических данных и на изменении по разрезу комплексов растений и пресноводных

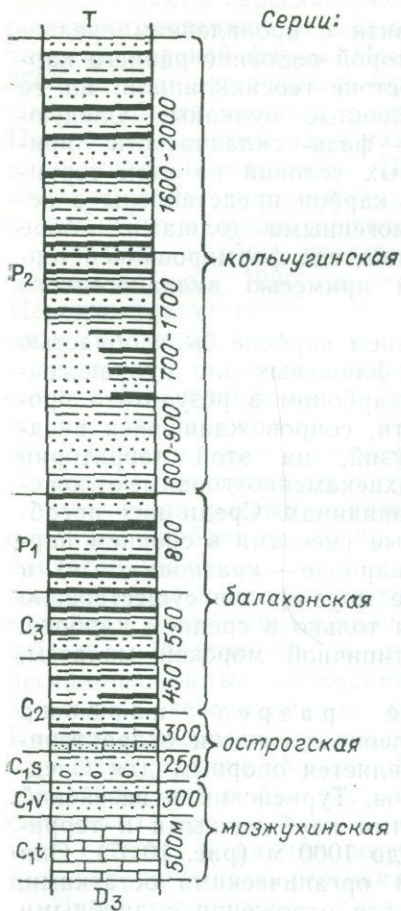


Рис. 10.37. Схематический разрез каменноугольных и пермских отложений Кузбасса.

двустворок. Однако вследствие своеобразия фауны и флоры сопоставление разных частей угленосной формации с ярусами и даже с отделами общей стратиграфической шкалы является условным. Угленосная формация вмещает около 300 пластов угля общей мощностью примерно 370 м.

Имеющийся материал позволяет считать, что в турнейском и визейском веках на месте Кузбасса находился мелководный, хорошо прогревавшийся залив, в котором шло накопление карбонатных и терригенных осадков. К концу раннего карбона произошло заболочивание этого залива. Возросли скорости поднятия окружающей суши, что привело к увеличению мощности накапливавшихся терригенных осадков.

В пределах казахстанских каледонид в раннем карбоне продолжалась трансгрессия, начавшаяся в конце девонского периода. Накапливались маломощные карбонатные и карбонатно-кремнистые толщи, которые во второй половине раннего карбона сменились терригенными отложениями, местами угленосными. Угленакпление было особенно мощным на севере казахстанских каледонид (Экибастузское месторождение), а также на границе каледонид и герцинид (Карагандинский угольный бассейн). В среднем и позднем карбоне на западе казахстанских каледонид произошло обособление Тенизской и Джезказганской впадин, в которых накапливались континентальные красно- и пестроцветные терригенные осадки. На востоке, в Чингизтау, в это время под влиянием тектонических движений в смежных геосинклиналиях оживилась вулканическая деятельность.

АППАЛАЧСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

В северной части Аппалачской геосинклинали сильно проявилась акадская фаза складчатости, поэтому каменноугольная история северной и южной частей геосинклинали различна. На севере в межгорных впадинах накапливались мощные (более 6000 м) отложения молассового типа, в значительной степени угленосные. Накопление мощных песчано-глинистых толщ в южной части геосинклинали в конце миссисипского времени было прервано герцинской складчатостью. В области, пограничной с Северо-Американской платформой, в пенсильванское время развивался краевой прогиб, заполнявшийся угленосной молассой.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

На истории Средиземноморского геосинклинального пояса отразилось сильное проявление герцинской складчатости. Разрез карбона западно-европейских герцинид был изучен ранее, чем в других регионах, и поэтому стал эталонным при разработке стратиграфической схемы каменноугольной системы.

Динант (рис. 10.38) представлен типичными геосинклинальными образованиями. В одних районах это мощная толща однообразных глинистых сланцев с прослоями песчаников, кремнистых сланцев, местами эффузивов, носящая местное название «кульм». В районах, тяготеющих к границе с Северо-Атлантической платформой, это известняки, содержащие многочисленные остатки кораллов и брахиопод, на которых основано деление динанта на турнейский и визейский ярусы (по городам Турне и Визе в Бельгии).

После судетской фазы складчатости, сопровождавшейся внедрением интрузий, на северной окраине геосинклинального пояса возникла горная страна. Осадконакопление происходило в межгорных впадинах, где формировались лимнические угленосные толщи. В намюрское и вестфальское время море сохранялось только на границе горного сооружения и платформы. Здесь образовался типичный краевой прогиб, протянувшийся от Южной Англии через север Франции, Бельгию, ФРГ, юг Польши и север Чехословакии, и сформировалась параличская угленосная моласса. Накопление ее прекратилось в стефанское время, когда в результате астурийской фазы складчатости эта область была вовлечена в поднятие.

Своеобразна геологическая история Донецкого бассейна — структуры, отделившейся от Северо-Атлантической платформы и входившей в карбоне в состав Средиземноморского геосинклинального пояса.

Разрез палеозоя Донбасса начинается с отложений среднего или верхнего девона (рис. 10.39), которые

с размывом залегают на докембрийском кристаллическом фундаменте. Представлены они конгломератами, гравелитами, песчаниками с остатками растений и ихтиофауны. В редких прослоях карбонатных отложений обнаружена морская фауна. В нижней половине разреза залегают толща основных эффузивов. Общая мощность девонских отложений 600—800 м.

Очень важной особенностью рассматриваемого разреза является отсутствие кембрия, ордовика, силура, низов девона, т. е. всей первой половины палеозоя. В это время Донбасс входил в состав Восточно-Европейской платформы. Правда, по данным глубинного сейсмического зондирования между девонскими отложениями и кристаллическим фундаментом в центральной части Донецкого прогиба в интервале глубин 10—20 км предполагается древняя эффузивно-осадочная формация. Если это предположение справедливо, то начало образования авлакогена относится к концу протерозоя. Однако геологически документированное осадконакопление в Донецком прогибе начинается со среднего девона.

В середине девона возник Припятско-Донецкий авлакоген, отделявшийся системами разломов от Воронежского и Украинского блоков фундамента. В во-

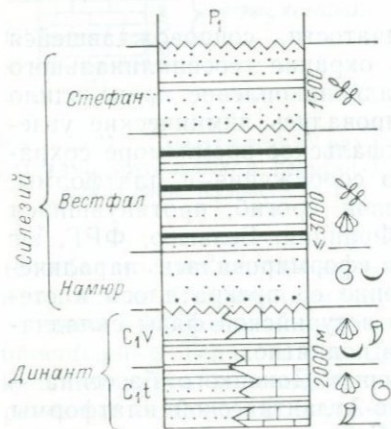


Рис. 10.38. Сводная схема стратиграфии карбона герцинид Западной Европы.

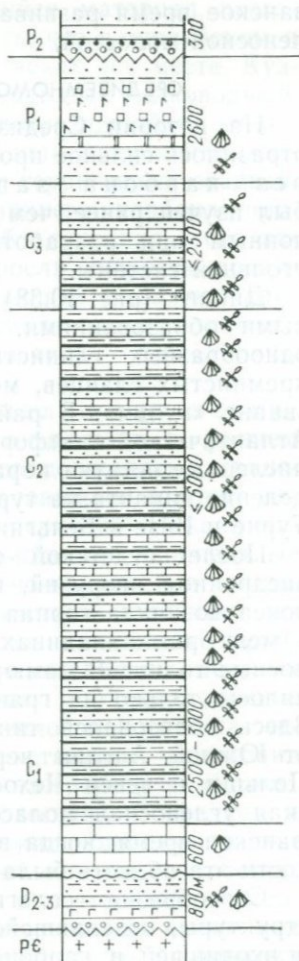


Рис. 10.39. Сводный разрез палеозойских отложений Донбасса.

сточной части авлакогена сформировался Донецкий прогиб. Авлакоген активно прогибался и заполнялся континентальными, реже прибрежно-морскими осадками. По разломам проникала магма, лавы изливались на земную поверхность.

На девонских породах, а иногда и на фундаменте с размывом залегают известняки нижнего карбона (турне, нижний и средний визе), содержащие остатки водорослей, фораминифер, мшанок, кораллов, брахиопод, двустворок, гастропод, остракод, трилобитов, морских лилий.

Верхняя часть нижнего карбона, весь средний карбон и низы верхнего представлены мощной угленосной толщей. Стоит она из многократно переслаивающихся, циклически повторяющихся пластов песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей и известняков. Известняки охарактеризованы фораминиферами, кораллами, брахиоподами, иглокожими, головоногими, двустворками, остракодами, конодонтами. Мощность прослоев известняков колеблется от нескольких сантиметров до 5 м и даже до 30 м. Мощность циклов в низах толщи 5—6 м, в среднем карбоне— в 3—4 раза больше; мощность некоторых циклов достигает 40—50 м. В угленосной толще насчитывается 330 угольных пластов, причем только 130 из них имеют мощность больше 0,45 м. Типичная мощность разрабатываемых пластов 0,6—1,8 м. Угли Донбасса метаморфизованные, высокого качества (коксующиеся, антрациты).

Угленосная толща формировалась в континентальных, морских и переходных (лагуны, заливы, подводные части дельт) условиях. Наиболее выдержанные горизонты известняков образовались в мелководном теплом море-заливе, временами проникавшем в Донецкий прогиб с востока. Всюду по разрезу угленосной толщи встречаются многочисленные остатки лепидофитовой флоры. Могучие деревья, перелитые лианоподобными растениями, произрастали в болотистой низине Донбасса. Донецкий прогиб в карбоне— это огромная заболоченная лагунная область. При замедлении прогибания или при более активном поступлении осадков появлялись континентальные фации, при незначительном усилении прогибания начиналось проникновение моря.

Каменноугольные отложения Донбасса многокилометровой мощности накапливались при активном непрерывном прогибании бассейна, компенсировавшемся накоплением осадка, что свидетельствует о геосинклинальном режиме. Это прогибание шло на фоне колебательных движений, обусловивших сложную палеогеографию и частое закономерное чередование пород различного фациального происхождения. Угленосные отложения Донбасса образовались в условиях влажного тропического климата.

В основании нижней перми (общей мощностью 2600 м) лежат красноцветные песчаники и аргиллиты с подчиненными

прослоями сероцветных пород, несущих медное оруденение. Выше они сменяются соленосной толщей, состоящей более чем наполовину из пластов (мощностью до 50 м) каменной соли и ангидритов, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами. Нижнепермские отложения Донбасса — характерный пример аридных формаций. Накапливались они в условиях сухого жаркого климата в осолоненном бассейне. Когда временами возобновлялась связь с морем, тогда отлагались карбонатные осадки с морской фауной.

Структурное несогласие между ниже- и верхнепермскими отложениями указывает на проявление герцинской складчатости, которая собрала в складки все палеозойские отложения и сопровождалась разрывными нарушениями, незначительным магматизмом, метаморфизмом. На этом закончился палеозойский геосинклинальный этап развития Донбасса. Герциниды Донбасса и прилегающих с юга и востока районов, где они перекрыты чехлом мезозоя и кайнозоя, нарастили с юга Ангариду (Лавразию).

Верхнепермские отложения (300—400 м) в Донбассе формировались за счет размыва герцинских поднятий. Они сложены конгломератами с валунами и гальками известняков среднего и нижнего карбона, песчаниками и алевролитами, которые образуют красноцветную терригенную формацию, накапливавшуюся при жарком сухом климате в континентальных условиях.

Донецкий прогиб — это пример геосинклинали, образовавшейся на платформе и развивавшейся в восточной части Припятско-Донецкого авлакогена с середины девона и до середины перми, что доказывается огромной мощностью отложений, складчатыми структурами, метаморфизмом, магматизмом. В рассмотренном разрезе четко выделяются три структурных этажа: докембрийский кристаллический фундамент; складчатый комплекс девона, карбона, нижней перми; верхнепермский орогенный этаж.

Разрез карбона Донбасса — один из лучших в мире разрезов каменноугольной системы, хорошо палеонтологически охарактеризованный. Чередование пород с растительными и морскими остатками позволяет коррелировать разрезы морских и континентальных отложений карбона.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области в карбоне выделяются те же три типа разрезов, что и в девоне. Эвгеосинклинальный тип разреза характерен для внутренней части геосинклинали, тяготеющей к побережью Тихого океана. На Камчатке, в Корякском нагорье и Японии в карбоне формировались мощные вулканогенно-кремнистые, ме-

стами флишевые толщи. Гораздо шире по внешней зоне геосинклинали развит миогеосинклинальный тип разреза, хорошо представленный в Верхоянье и в бассейне р. Колыма. Здесь в турне накапливались известняки, а с визейского века началось образование терригенного верхоянского комплекса, продолжавшееся до конца юрского периода. Мощность каменноугольных отложений в этих районах достигает 3000—4000 м. Третий тип разреза карбона, сравнительно маломощный (до 700 м), распространен в пределах срединных массивов; он сложен карбонатно-терригенной и андезит-базальтовой формациями.

В Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области эвгеосинклинальная зона выделяется только на севере в виде узкой полосы вдоль побережья Тихого океана от Аляски до Мексики. Здесь в карбоне формировались кремнистые и глинистые осадки, известняки, лавы и туфы преимущественно андезитового состава. В миогеосинклинальной зоне вследствие проявления бретонской фазы складчатости отложения миссисипия всюду залегают резко несогласно на более древних образованиях. В Кордильерах Северной Америки они представлены морскими терригенными осадками, а по границе с платформой — карбонатными породами. В связи с сильным проявлением судетской фазы складчатости отложения пенсильвания распространены ограниченно, залегают несогласно на подстилающих породах и представлены конгломератами и грубозернистыми песчаниками.

В южно-американской части рассматриваемой геосинклинальной области бретонская фаза складчатости сопровождалась внедрением гранитных интрузий; она привела к поднятию Центральных Анд, продолжавшемуся в течение всего раннего карбона, и к горному оледенению. В это время в межгорных депрессиях накапливалась пестроцветная моласса с прослоями углей, лав и туфов кислого состава; местами эта моласса замещается песками, глинами и известняками, образовавшимися в морских условиях. В пенсильвании образовались известняки с прослоями глин, сменявшиеся по границе с платформой континентальными красноцветными осадками.

КЛИМАТ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

В раннем карбоне на большей части планеты господствовал влажный климат, установившийся еще в позднем девоне. Признаки оледенения в Центральных Андах не меняют общей картины. Здесь оледенение, видимо, было горным и происходило в зоне умеренно влажного климата, судя по находкам в соседних районах разновозрастных угленосных отложений.

В среднем и позднем карбоне в связи с горообразовательными движениями и регрессией наблюдается значительная дифференциация климатических условий. В соответствии с реконструкциями Н. М. Страхова для этого времени удается выделить пять климатических зон. Северная умеренно влаж-

ная зона намечается по угленосным отложениям Караганды, Кузбасса, Экибастузского и Тунгусского бассейнов. Южнее выделяется аридная зона. Ее положение определяют гипсоносные отложения, известные в центральных и западных районах США; прослой доломитов среди средне-верхнекаменноугольных отложений Европейской части СССР, гипса и красноцветов — в Западном Казахстане, ангидрита — в Тянь-Шане, гипса — в Западном Китае. Зона влажного тропического климата уверенно устанавливается по угленосным отложениям востока США, Западной и Южной Европы, юга Европейской части СССР. В этой же зоне (в Ферганской долине) известны залежи бокситов. Южная аридная зона намечается по выходам красноцветных отложений, известных на севере Сахары и Бразилии. Наконец, зона умеренно холодного климата определяется по распространению тиллитов на Гондване.

Согласно приведенным данным экватор в среднем — позднем карбоне проходил через Панамский перешеек, центральную часть Западной Европы, устье Дуная и южное побережье Каспия. Южный полюс находился в Атлантическом океане — к юго-западу от южной оконечности Африки. Приведенная реконструкция основана на фиксистских представлениях. Н. М. Страхов считает позднекаменноугольное оледенение Индии и Австралии горным, располагавшимся в экваториальной зоне подобно современному леднику горы Килиманджаро. Существует и иной вариант палеоклиматической зональности, предлагаемый геологами-мобилистами и учитывающий палеомагнитные данные.

Представления о климате карбона хорошо обосновываются ископаемой флорой. В раннем карбоне намечаются, а со среднего карбона уверенно прослеживаются три палеофлористические области. Для зоны тропического климата типична пышная и разнообразная древесная растительность (деревья не имеют годовичных колец; обычны крупные листья и воздушные корни, много лианоподобных растений); по ее распространению выделяется Вестфальская область. Положение Тунгусской области, располагавшейся в пределах северной умеренно влажной зоны, определяет кордантовая тайга с обычными для древесины кордантов годовичными кольцами роста. Область умеренно холодного климата занимала большую часть Гондваны. Здесь были распространены своеобразные малорослые папоротники — представители родов *Ganagamopteris* и *Glossopteris*, напоминающие растительность тундры.

Палеозоогеографическое районирование морей карбона не является столь четким. В раннем карбоне на территории СССР намечаются Средиземноморская и Бореальная (Казахстано-Сибирская) области, подразделяемые в свою очередь на палеозоогеографические провинции. Бореальная область была тесно связана с располагавшейся в Западном полушарии Северо-Американской областью и характеризовалась обедненным составом фораминифер, кораллов, брахиопод и появлением новых видов. В среднем и позднем карбоне различия между этими областями стали более резкими. В Бореальной области исчезли фузулиниды и колоннальные кораллы и появились новые семейства брахиопод.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Главная особенность каменноугольного периода — обширное угленакпление, которое происходило как в краевых и межгорных прогибах герцинид, так и на платформах. Угли карбона составляют 27 % мировых запасов. Главнейшие месторождения каменноугольного возраста находятся в СССР, это Донецкий, Карагандинский, Кизеловский, Подмосковный и Экибастузский бассейны. Карбону принадлежат также нижние горизонты Кузнецкого, Минусинского и Тунгусского бассейнов. В Западной Европе такой возраст имеют месторождения Польши, Чехословакии, ФРГ, Бельгии, Франции и Англии (об-

разующие так называемый «угольный канал Западной Европы»), а также Астурийский бассейн в Испании; на территории США к карбонным относятся Аппалачский и Пенсильванский бассейны.

Свыше половины запасов нефти Волго-Уральской провинции принадлежат карбону. Такой же возраст имеет Оренбургское месторождение горючего газа.

Раннекаменноугольными являются Тихвинские и Северо-Онежские месторождения бокситов. Среднему и позднему карбону принадлежат крупные месторождения бокситов Китая. В карбоне образовались свинцово-цинковые месторождения хр. Каратау, других районов Средней Азии, бассейна р. Миссисипи; медные руды Джекказгана; месторождения железа горы Магнитная, Качарское, Сарбайское и Соколовское; золоторудные месторождения Урала.

ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Пермский период начался 280 млн. лет назад и закончился 235 млн. лет назад; таким образом, длительность периода 45 млн. лет.

Пермская система — единственная из геологических систем, выделенная на территории нашей страны. Отложения перми, широко распространенные в Европейской части России, под разными названиями давно были известны рудознатцам, так как с ними связаны залежи медных руд, солей и соляные источники. Еще в 1831 г. профессор Горного кадетского корпуса Д. И. Соколов доказал синхронность этих отложений красному песчанику Германии (впоследствии отнесенному к перми), а в 1839 г. выделил их в качестве самостоятельной системы, правда, не дав ей нового названия. В 1841 г. русский геолог Г. П. Гельмерсен показал пермские отложения на первой геологической карте Европейской части России, используя для их описания термин «пермский песчаник». Таким образом, выделение новой системы было подготовлено трудами русских геологов. Система была выделена в 1841 г. английским геологом Р. Мурчисоном, продолжившим исследования русских геологов и предложившим название «пермская система».

В СССР пермская система подразделяется на два отдела и семь ярусов (табл. 10.6). Их стратотипы находятся в Приуралье и Европейской части СССР. Однако в связи со значительными различиями в составе пермских фауны и флоры в разных районах мира, что вызвано изоляцией морских бассейнов и контрастностью климатических условий, повсеместно установить эти ярусы затруднительно. Поэтому в Западной

Схема сопоставления подразделений пермской системы

СССР		Тетис		Западная Европа	Северная Америка	
Отдел	Ярус	Отдел	Ярус		Гваделупа	Кэпитэн
Верхний	Татарский P _{2t}	Верхний	Дорашамский	Цехштейн (тюрингий)	Гваделупа	Кэпитэн
	Казанский P _{2kz}		Джюльфинский			
	Уфимский P _{2u}		Мидийский			
			Мургабский			Ворд
			Кубергандинский			
Нижний	Кунгурский P _{1k}	Нижний	Болорский	Верхний красный лежень (саксоний)	Лэонард	?
	Артинский P _{1ag}		Яхташский			
	Сакмарский P _{1s}		Сакмарский	Нижний красный лежень (отэн)	Вульфкемп	
	Ассельский P _{1a}		Ассельский			

Европе и Северной Америке приняты иные схемы подразделения пермской системы. По этой же причине советскими стратиграфами разработана самостоятельная шкала для пермских отложений Тетиса.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

В морях перми господствовали фораминиферы (особенно фузулиниды и швагеринины), замковые брахиоподы и гониатиты; последние, достигнув расцвета в ранней перми, к концу периода сменились цератитами. Многочисленными были пелециподы, гастроподы, остракоды и конодонты, а также рыбы, населявшие как морские, так и пресноводные и солоноватоводные бассейны. Стегоцефалы, процветавшие в ранней перми, в поздней перми угасали, уступая место разнообразным пресмыкающимся. Многочисленные остатки этих животных известны в верхнепермских отложениях Южной Африки, Северной Америки (штат Техас) и других районов. На территории нашей страны они впервые обнаружены в бассейне Северной Двины в 1895 г. В. П. Амалицким. Здесь представлены как хищники, например иностранцевия, так и крупные (длиной до 3 м) неуклюжие травоядные животные — парейазавры (рис. 10.40).

К концу перми вымерли фузулиниды, четырехлучевые кораллы, табуляты, большинство брахиопод, гониатиты, ортоцератиты, древние представители иглокожих, последние трилобиты, многие древние рыбы и ряд позвоночных.

Наземная флора перми — это, по сути дела, обедненная каменноугольная флора, отличающаяся от нее присутствием хвойных. Во второй половине перми состав флоры начинает меняться. Эти изменения были особенно резкими в зоне тропического климата, где с поздней перми наступил *мезофит* — эра господства голосеменных растений, представленных хвойными, цикадовыми и гинкговыми. За пределами тропической зоны мезофит начался с триаса.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

В пермском периоде завершилась герцинская складчатость. Ее последние фазы привели к отмиранию геосинклинального режима в оставшихся частях Урало-Монгольского пояса и в Аппалачской геосинклинали. Они проявились также в некоторых районах Средиземноморского геосинклинального пояса (Большой Кавказ, Западные Альпы) и в австралийской части Тихоокеанского геосинклинального пояса. На всех этих участках возникли горные сооружения. В эти движения местами вовлекались и смежные части каледонид. Последние фазы герцинской складчатости сопровождались мощным интрузивным и эффузивным (преимущественно наземным) магматиз-



Рис. 10.40. Иностранцевия и парейзавр.

мом; с этим процессом связано образование многочисленных эндогенных месторождений.

В пермском периоде завершилось образование Лавразии (Ангарида). Увеличились размеры Гондваны. В пределах этих континентов в ранней перми активно развиваются рифтовые зоны (на Индостане, в Южной Америке, Африке, Австралии, в Восточной Европе), что указывает на смену планетарного сжатия, связанного с астурийской и уральской фазами складчатости, растяжением. Образование на планете к поздней перми обширных массивов суши (рис. 10.41) знаменует собой максимум позднепалеозойской регрессии. Море в это время сохранялось в Тихоокеанском геосинклинальном поясе и в сократившемся Средиземноморском поясе — Тетисе. Из Тетиса море проникло на Гондвану, образовав меридиональный залив восточнее Африки.

Естественными следствиями горообразования и регрессии стали господство в поздней перми континентального, преимущественно засушливого климата, когда во многих районах началось формирование красноцветных и соленосных толщ, и отмеченные выше изменения органического мира.

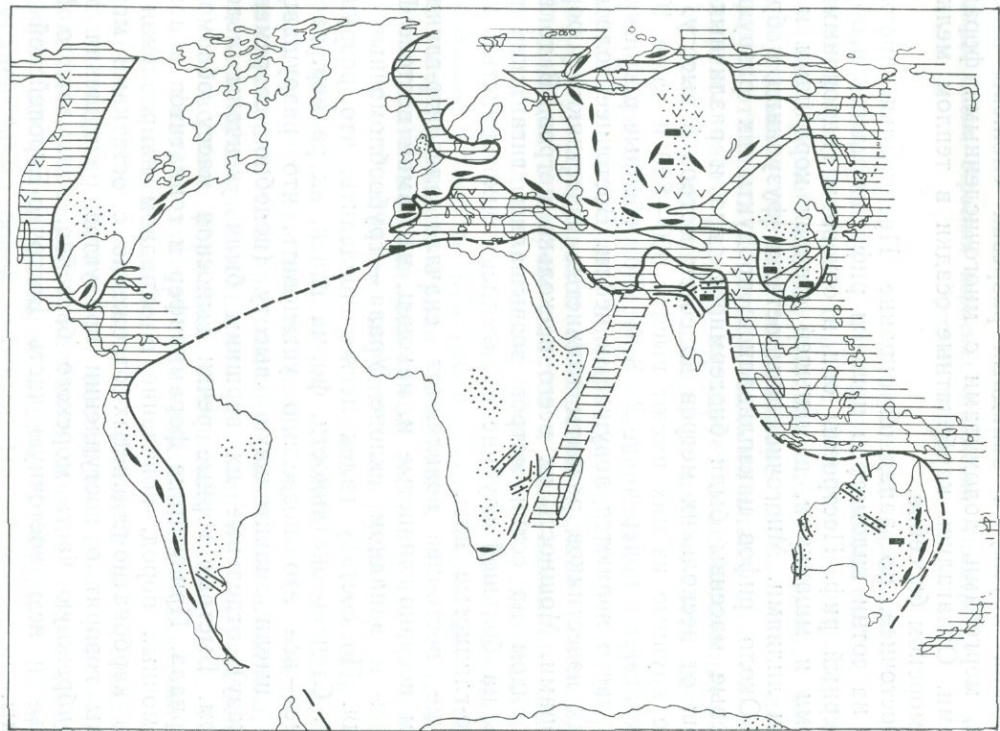


Рис. 10.41. Палеогеографическая схема мира. Поздняя пермь. Составил А. Х. Кагарманов. Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

ПЛАТФОРМЫ

АНГАРИДА (ЛАВРАЗИЯ)

Восточная Европа. Классической областью развития пермской системы на Ангариде являются западный склон Урала и Предуралья. Здесь была установлена пермская система в целом и выделены почти все ее ярусы. На схематическом геологическом профиле, полученном при сопоставлении основных типов разрезов перми Предуралья, западного склона Урала и восточной части Русской плиты (рис. 10.42), видно, что докунгурские отложения (ассельский, сакмарский, артинский ярусы) в западных разрезах сложены известняками, мергелями, доломитами с многочисленными фораминиферами. Отлагались карбонатные осадки в теплом мелководном морском бассейне.

Восточнее, по западной окраине Предуралья, протягивались на сотни километров цепочки рифовых массивов, образуя барьерный риф. Построены они в основном гидроидными полипами и мшанками, в меньшей степени кораллами и морскими лилиями. Многочисленны остатки фузулинид и брахиопод. Около рифов накапливались продукты их разрушения. Рифовые массивы были биогермного типа и различных размеров: от нескольких метров до сотен метров в высоту. Наиболее крупные из них имеют высоту 600—800 и даже 1000 м и достигают в поперечнике 2—3 км. Погребенные рифовые массивы часто являются ловушками нефти. Восточнее полосы рифовых известняков развиты глинистые известняки с фораминиферами. Мощность их всего несколько метров. В то время как рядом на сотни метров возвышались гигантские рифы, здесь на большой глубине отлагались тонкозернистые карбонатно-глинистые илы.

Еще восточнее появляются сначала алеврито-глинистые, потом песчано-глинистые и, наконец, на самом востоке Предуралья и западном склоне Урала—грубообломочные отложения. По составу галек легко определить, что разрушался Урал. Степень окатанности, форма галек, их размер, расположение—все это позволило установить, что разрушавшиеся горы имели значительную высоту (подобно современному Кавказу), отдельные их вершины были увенчаны льдом и снегом. Быстрые горные речки выносили массу обломочного материала. Присутствие фораминифер и гониатитов в цементе обломочных пород, появление в западном направлении прослоев карбонатно-глинистых отложений с остатками морской фауны говорят о поступлении продуктов разрушения Урала в прибрежную часть морского бассейна, занимавшего Предуралье и всю восточную часть Восточно-Европейской платформы.



Рис. 10.42. Схема строения пермских отложений Предуралья и востока Русской плиты.

В раннепермскую эпоху герцинская складчатость захватила уже западную часть Уральской геосинклинали, и здесь возникла молодая горная страна. Западнее, в Предуралье и на востоке Русской плиты, располагалось унаследованное от каменноугольного периода теплое море нормальной солености с рифами, отмелями и глубоководными впадинами. Мощность докунгурской части разреза варьирует в значительных пределах: от десятков метров на западе до многих сотен метров на востоке.

Кунгурский ярус на восточном крае Русской плиты сложен доломитами с прослоями ангидритов, гипсов, глин. В Предуралье кунгур представлен соленосной толщей, состоящей из преобладающих в разрезе пластов и линз каменной соли, чередующихся с глинами и ангидритами. К окраинам Предуралья пласты соли выклиниваются, замещаясь ангидритом. Наибольшая мощность кунгурских отложений 1200—1600 м.

На севере Среднего Урала (Соликамск) кроме галита присутствуют калийные соли. На самом севере, в Печорском районе, кунгур представлен паралической угленосной толщей. В кунгуре раннепермское море сменилось лагунной зоной. При жарком сухом климате на большей части Предуралья в горько-соленых лагунах накапливалась эвапоритовая соленосная формация. Севернее климат был более влажным, благоприятным для растительности и развития торфяников, поэтому соленосная формация заменилась угленосной. Самые восточные разрезы кунгура сложены континентальными песчано-глинистыми отложениями.

Верхнепермские отложения в Предуралье представлены преимущественно красно- и пестроцветными песчаниками, алевролитами, глинами континентального происхождения с редкими остатками фауны и флоры. В западной части разрез верхней перми более сложный. На красноцветных песча-

но-глинистых отложениях уфимского яруса залегают карбонатно-глинистые отложения казанского яруса с остатками многочисленной, но однообразной морской фауны, что указывает на море ненормальной солености. В восточном направлении брахиоподовые ракушки замещаются пеллециподовыми, а затем сменяются континентальными осадками, а на юго-западе (Соль-Илецк) — и соленосными.

Академик Д. В. Наливкин сравнивает казанское море с современным Каспийским морем. Казанское море, вероятно соединявшееся на севере с океаном и опреснявшееся текущими с Урала реками, было окружено пустынной сушей, у этого моря был горько-соленый залив. Вскоре море исчезло, и территория Восточной Европы превратилась в огромную песчаную пустыню, подобную Каракумам или Сахаре. Как и в современных пустынях, все живое тяготело к оазисам и речным артериям. В верхнепермских речных отложениях в бассейне Северной Двины обнаружены уникальные захоронения скелетов и костей древних звероподобных рептилий: неуклюжих травоядных парейазавров, которые по образу жизни напоминали бегемотов, и свирепых хищников — иностранцевий.

Геологическая история Восточной Европы в позднем палеозое отражена последовательной сменой морской карбонатной формации лагунными (соленосной и угленосной), а затем континентальной красноцветной терригенной. Наибольшей мощности (2500—3000) отложения перми достигли в Предуралье. Здесь начиная с середины карбона при максимуме прогибания в ранней перми в пограничной с платформой зоне формировался Предуральский краевой прогиб. С пермскими отложениями в рассматриваемом районе связаны месторождения нефти, угля, натриевой и калийной солей, ангидрита, строительных материалов. В верхнепермских песчаниках на большой площади развита медная минерализация (медистые песчаники), но с низким содержанием меди.

В Западной Европе пермские отложения выполняют ряд впадин на континенте и прослеживаются под более молодыми образованиями на побережье и в акватории Северного моря.

В Германской впадине нижняя пермь залегает со структурным несогласием, вызванным судетской фазой складчатости, на породах нижнего карбона (рис. 10.43). Сложена она континентальными, преимущественно красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями угля и глинистых известняков; встречаются остатки ракообразных, двустворок, рыб и земноводных. Нижнепермская толща известна под названием «*мертвый красный лежень*». Название дано горняками для обозначения подстилающих (лежень) рудную толщу и лишенных руд («мертвых») красноцветных пород. В нижней половине разреза значительную роль играют вулканические породы. Мощность нижне-

пермских отложений меняется от нескольких десятков метров по окраинам впадины до 1200 м в ее средней части. Красный лежень рассматривают как орогенную формацию.

Нижний отдел со структурным несогласием, вызванным заальской фазой складчатости, перекрывается конгломератами (2—3 м) основания верхней перми. Выше располагается маломощная, но прослеживающаяся на большие расстояния пачка черных тонкослоистых битуминозных аргиллитов со скоплениями сульфидов меди, серебра, цинка и других металлов (знаменитые *медистые сланцы*). Отсутствие бентоса, характер захоронения встреченных здесь остатков рыб, обогащение органическим веществом говорят о восстановительной среде и неблагоприятном для обитания животных газовом режиме.

Выше рудоносной пачки залегают известняки и доломитизированные известняки (цехштейн) мощностью несколько метров, с остатками обильной, но однообразной (отличной от казанской) фауны. Это отложения моря ненормальной солености, простиравшегося на Шпицберген и в Гренландию. Верхняя часть разреза сложена толщей переслаивающихся глинистых пород, ангидрита, каменной и реже калийной солей. Мощность соленосной толщи достигает нескольких сотен метров. Верхнепермские отложения слагают основную платформенного чехла.

С пермскими отложениями в Западной Европе связаны месторождения нефти и газа, солей, а также меди, цинка, серебра и других металлов; разрабатываются и известняки.

В Северной Америке пермские отложения распространены значительно меньше каменноугольных. На юго-западе (Техас, Оклахома) низы нижней перми еще морские, выше они сменяются лагунными, в том числе соленосными отложениями. В поздней перми повсеместно устанавливается континентальный режим.

Рассмотренные разрезы и типы пермских отложений убедительно свидетельствуют о развитии в западной части Ангариды (Лавразии) регрессии, о жарком сухом климате, интенсивном солеобразовании.

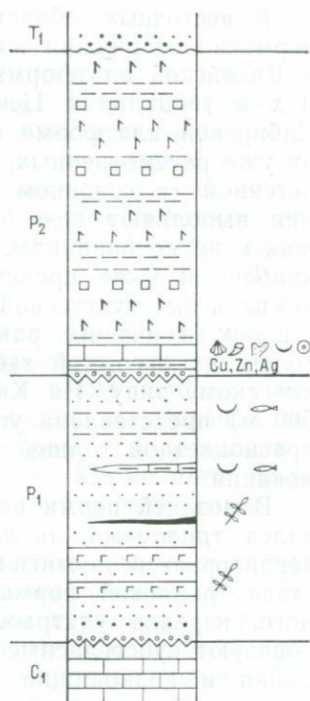


Рис. 10.43. Сводный схематический разрез пермских отложений Германской впадины.

В восточных областях Ангариды, к востоку от Урала, пермские отложения широко развиты на Таймыре, Сибирской и Китайской платформах, а также во впадинах на каледонидах и герцинидах Центральноазиатских геосинклиналей. На Сибирской платформе пермские отложения резко отличаются от уже рассмотренных, они представлены угленосной и вулканогенной (в основном трапповой) формациями. Эти отложения выполняют всю огромную Тунгусскую синеклизу, обнажаясь по ее окраинам. Пермь согласно лежит на угленосном карбоне и тоже представлена угленосной толщей с богатым комплексом тунгусской флоры, остатков пресноводных двустворок и низших ракообразных. Формировалась угленосная толща на огромной заболоченной низине и относится к лимническому типу. На Китайской платформе нижняя пермь (до 500 м) представлена угленосной, а верхняя пермь (до 700 м) красноцветной толщей песчаников с глинами и гипсами в основании.

В поздней перми на Сибирской платформе активно развивался *трапповый магматизм*, распространившийся на большую территорию и достигший своего максимума в триасе. В составе трапповой формации преобладают лавы и туфы основного, изредка ультраосновного состава. Кроме того, траппы образуют субсогласные интрузивные залежи — силлы, а также дайки и подводящие каналы, заполненные брекчией основного и ультраосновного состава. Отдельные покровы пермских траппов имеют мощность от нескольких метров до 40 м, а их общая мощность достигает 2000 м.

Завершающие герцинскую складчатость тектонические движения сопровождались наземными излияниями лав кислого, среднего, местами основного состава в пределах герцинид Западной Европы и Урало-Монгольского пояса (за исключением Урала, особенностью которого является отсутствие позднепалеозойских эффузивов). Указанные вулканогенные образования, чередуясь часто с грубообломочными осадочными породами, слагают типичную для второй половины орогенной стадии верхнюю вулканогенную или вулканогенно-осадочную молассовую формацию. Здесь же распространены многочисленные пермские интрузии, иногда генетически связанные с эффузивами и объединяемые с ними в вулканоплутонические ассоциации. Обычно вначале внедряются интрузии среднего, затем — кислого, позднее — щелочного состава.

Важная особенность герцинского магматизма — его проявление и в областях смежных каледонид. Этот процесс ярко выражен в казахстанской части Урало-Монгольского пояса. Например, в пределах каледонид хр. Чингизтау после субплатформенного этапа (фамен — ранний карбон) в позднем палеозое возобновился вулканизм, синхронный с вулканизмом в смежных герцинидах, и внедрились кислые интрузии.

Гондвана в пермском периоде увеличилась в размерах благодаря присоединению к ней герцинид Южной Африки и Восточной Австралии. На западе австралийской части Тихоокеанского геосинклинального пояса платформенные условия сформировались к началу перми, а на востоке — к концу перми. Поэтому в нижней части разреза перми залегают морские вулканогенно-осадочные толщи, выше сменяющиеся паралической, а затем лимнической угленосной молассой. Фазы герцинской складчатости, проявившиеся в середине и в конце перми, сопровождались внедрением гранитных батолитов.

На Гондване продолжалось формирование континентальной гондванской серии, начавшееся еще в конце карбона с накопления тиллитов. Море сохранялось только на крайнем севере Сахары и на Аравийском полуострове, где отлагались карбонатные, частично соленосные толщи. Кроме того, море впервые проникло в глубь Гондваны, знаменуя тем самым начало разделения этого континента.

На п-ове Индостан, в Соляном хребте, выше тиллитов свиты Талчир залегают песчаники и глины, сменяющиеся известняками с продуктидами и кораллами пермского возраста. В других местах тиллиты вверх по разрезу замещаются угленосной толщей, нередко содержащей морские прослои. По этим данным устанавливается, что море было на севере и западе Индостана.

В Южной и Центральной Африке к нижней перми относится залегающая на тиллитах верхнего карбона угленосная толща, а к верхней перми — нижнему триасу толща пестроокрашенных песчаников и аргиллитов с отпечатками капель дождя, остатками пресноводных пелеципод, растений, трещинами усыхания и богатейшими остатками рептилий. В нижней части этой толщи на Мадагаскаре присутствуют горизонты, содержащие продуктиды, спирифериды, гониатиты и пелециподы, такие же, как обитавшие в пермском море Средиземноморского геосинклинального пояса. Тем самым намечается морской залив (пролив?), названный *Мозамбикским*, с образования которого началось разъединение этой части Гондваны.

В Австралии в начале перми еще существовал ледник. В это время под уровень моря погрузились западная и юго-восточная окраины Австралии. Местами море затопило выработанные ледником долины. Здесь шло накопление терригенных осадков с валунами ледникового происхождения и прослоями известняков, содержащих остатки фораминифер, мшанок и криноидей, имеющих большое сходство с фауной Тетиса. В позднепермское время море отступило. Осадконакопление в основном продолжалось на востоке и в широкой полосе, примыкавшей к герцинским горным сооружениям.

Здесь в условиях заболачивающихся озер формировались угленосные толщи.

Относимая к перми часть гондванской серии широко распространена в Южной Америке, в бассейне р. Парана. Здесь низы разреза слагают озерно-аллювиальные и лагунные аргиллиты, алевролиты, битуминозные сланцы и горизонты известняков с остатками раннепермской морской фауны. Выше залегают пестро- и красноцветные континентальные терригенные осадки.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС (ТЕТИС)

Средиземноморский геосинклинальный пояс в результате герцинской складчатости значительно сократился; начиная с перми его обычно называют геосинклиналью Тетис. Герцинская складчатость оказала значительное влияние на характер осадконакопления в этой геосинклинали. На севере европейской части Тетиса, примыкающей к герцинидам, в ранней перми продолжалось накопление континентальной красноцветной молассы, начавшееся еще во второй половине карбона. К поздней перми рельеф был выровнен и во многих местах начались излияния эффузивов.

Другой тип разреза развит южнее (Южные Альпы, Динариды, Сицилия), он отличается значительным присутствием морских отложений. Например, в Карнийских Альпах в низах перми залегают известняки, иногда рифогенные (600 м). Выше резко несогласно залегают красноцветные песчаники и сланцы с остатками растений и покровами эффузивов (150 м). Во второй половине ранней перми проходили складкообразование и внедрение интрузий. Верхи разреза перми слагают известняки, доломиты с гипсом, глинистые сланцы, песчаники и битуминозные известняки (600 м), содержащие остатки растений, брахиопод и гониатитов.

Пермские отложения, сложенные терригенными толщами с покровами эффузивов, известняками, иногда рифогенными, общей мощностью свыше 5000 м, широко распространены на Памире и Дарвазском хребте. Здесь они содержат многочисленные остатки фузулинид, гониатитов, брахиопод, кораллов и конодонты. По фауне в нижней части разреза уверенно выделяются ассельский и сакмарский ярусы. Но уже с конца ранней перми море Тетиса было изолировано от бассейна, существовавшего в Восточной Европе. Поэтому в остальной части разреза перми Тетиса из-за своеобразия морской фауны невозможно выделить общепринятые ярусы перми, и здесь установлены другие ярусы (см. табл. 10.6).

В ряде районов азиатской части Тетиса (Турция, Афганистан, Иран и др.) в пермском периоде существовали срединные массивы, на которых вначале преобладало накопление маломощных карбонатных осадков; в поздней перми они были перекрыты континентальными сероцветными терригенными породами.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Во внешней зоне **Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области** в пермском периоде продолжалось формирование мощных терригенных отложений (Верхоянье), восточнее смежных глинами, а по окраинам срединных массивов — маломощными (300—400 м) толщами карбонатно-терригенных осадков. Во внутренней зоне геосинклинали (Корякское нагорье, Сихотэ-Алинь) к этому возрасту относятся кремнисто-карбонатные, терригенные и вулканогенные формации, типичные для эвгеосинклинали. Аналогичный состав имеют пермские образования на территории Японии и Индонезийского архипелага.

В эвгеосинклинальной зоне северо-американской части **Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области** продолжалось накопление продуктов подводного вулканизма и кремнистых осадков мощностью до 3500 м, которые местами замещались известняками. Восточнее, в миогеосинклинальной зоне, отлагались терригенно-карбонатные толщи мощностью до 5000 м. Нередко верхнепермские отложения залегают с угловым несогласием на более древних образованиях. Со складчатыми движениями конца перми в ряде районов связано внедрение кислых интрузий.

К началу перми ледник, существовавший в Центральных Андах, исчез; в перми здесь и в Южных Андах преобладает накопление континентальных красноцветных обломочных и карбонатных осадков и вулканогенных образований мощностью до 3000 м. Море существовало только на севере Анд, где накапливались пески, алевролиты, известняки и мергели. В конце перми складкообразование, сопровождавшееся внедрением гранитных интрузий, охватило почти всю территорию Анд.

КЛИМАТ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

В пермском периоде существовали почти те же климатические зоны, что и в позднем карбоне. Отличие заключалось в расширении аридных зон и исчезновении ледников на Гондване, за исключением ее австралийской части, где ледники сохранились в начале перми.

По составу растительного мира на пермской суше выделяются те же палеофлористические области, что и в карбоне: Вестфальская (Еврамерийская), Тунгусская и Гондванская. Тунгусская область в перми, по сравнению с кар-

боном, расширилась: к ней на юго-западе относилась большая часть Казахстана.

В морях пермского периода намечаются три палеозоогеографические области: Бореальная, Средиземноморская и Южная. Бореальная область занимала Центральную и Восточную Европу и Сибирь. Средиземноморская тропическая область включала Тетис. Здесь обитали крупные фораминиферы, своеобразные брахиоподы с крупными утолщенными раковинами, различные пелелиподы. Южная область намечается по распространению присущего только ей крупного моллюска *Eurydesma*, который встречался в морях, заливавших окраины Гондваны.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Для пермского периода наиболее характерны *угольные месторождения*, в которых представлено свыше четверти мировых запасов. Это Печорский и Таймырский бассейны, верхние горизонты Минусинского, Кузнецкого и Тунгусского бассейнов в СССР, бассейны на востоке Китая и в индийском штате Бихар, месторождения Австралии и ЮАР. Пермский возраст имеют некоторые *нефтяные горизонты* Волго-Уральской провинции и ряда месторождений США. К перми относятся продуктивные горизонты *газовых* месторождений Шебелинское и Вуктыльское (СССР), газовых супергигантов Гронинген (Нидерланды) и Хьюгтон (США, штат Канзас) и месторождений газа Ирана.

В пермском периоде образовалась значительная часть мировых ресурсов *калийных солей*. Это Верхнекамское месторождение и месторождения Прикаспийской впадины (СССР); ФРГ и ГДР; Делаверский бассейн на юге США. На севере Донбасса находится Артемовское месторождение *поваренной соли*.

Рудные полезные ископаемые в перми также широко развиты. Это месторождение *меди* Мансфельд (ГДР); *медно-молибденовое* месторождение Коунрад на северном берегу оз. Балхаш; месторождение *золота* Мурунтау в Кызылкумских возвышенностях; месторождения *олова* Корнуолл (Англия), *урана* в Шварцвальде (ФРГ), Центральном массиве (Франция) и впадине Карру (ЮАР). Вероятно, пермский возраст имеют *ртутные* месторождения Никитовское (юг Украины) и Хайдаркен (Средняя Азия).

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ В ПАЛЕОЗОЕ

Палеозойский этап развития Земли не только самый длительный в фанерозое (почти в 2 раза превышающий продолжительность мезозоя), но и определяющий ее дальнейшую геологическую историю. Палеозойская тектоническая жизнь Земли подразделяется на *каледонский* (до середины девона) и *герцинский* этапы, охватывающие тектонические события как

в геосинклинальных поясах и областях, так и на платформах. Граница этих этапов приходится на девон, но не везде она строго одновременная. Так, в некоторых районах (каледониды юга Сибири, Аппалачей, востока Австралии) каледонский этап развития заканчивается не в среднем, а в позднем девоне.

Каледонские складчатые движения изменили структуры земной коры: появилась большая Северо-Атлантическая платформа (Лавренция), увеличилась площадь других платформ (Сибирской, Китайской, австралийской части Гондваны), возникли каледониды внутри геосинклинальных областей. В межгорных впадинах каледонид накапливались мощные преимущественно красноцветные терригенные и вулканические толщи. По границе каледонской и герцинской зон нередко возникали вулканические пояса. Каледонская складчатость сопровождалась эффузивным и интрузивным магматизмом, приведшим к образованию ряда полезных ископаемых.

На платформах каледонский этап состоит из двух стадий. Первая — раннепалеозойская — характеризуется образованием огромных областей опускания на северных платформах, куда проникает море и развивается раннепалеозойская трансгрессия, достигшая максимума в ордовике. Вторая — среднепалеозойская — стадия завершена завершением каледонской складчатости в геосинклинальных областях, что привело к общему поднятию платформ и к развитию среднепалеозойской регрессии с максимумом в раннем девоне.

На конец каледонского и начало герцинского этапов приходится девонский рифтогенез: образование межгорных впадин в пределах поздних каледонид (см. разрез девона Шотландии, рис. 10.29) и ранних каледонид (см. разрез девона Минусинских впадин, рис. 10.26), а также расколов и авлакогенов на платформах. С рифтогенезом связана активная вулканическая деятельность, образование преимущественно наземных эффузивов.

Герцинский этап в геосинклинальных поясах и областях характеризуется активным проявлением герцинской складчатости — главной складчатости фанерозоя, приведшей к значительному изменению структур Земли. Резко сокращаются число и площадь геосинклинальных областей, образуется гигантская северная суперплатформа Ангарида (Лавразия), увеличивается за счет герцинид существовавшая с начала палеозоя южная суперплатформа Гондвана. Сокращается площадь Среднеземноморского и Тихоокеанского геосинклинальных поясов. Неоднократно и широко проявлявшийся герцинский магматизм сопровождался образованием множества полезных ископаемых. По границам некоторых платформ и герцинид впервые в истории Земли в таком большом масштабе развиваются краевые прогибы.

Герцинский этап на платформах выразился первоначально в среднепалеозойской (с максимумом в позднем девоне) трансгрессии, а затем в захватившей всю территорию платформ и герцинид одной из крупнейших в истории Земли позднепалеозойской — раннемезозойской регрессии (с наибольшим проявлением в поздней перми и триасе). Расколы в конце палеозоя привели к трапповому магматизму, особенно сильному на Сибирской платформе.

С палеозойскими трансгрессиями связано образование морских битуминозных пород в кембрии и девоне, горючих сланцев в ордовике, мощных толщ карбонатных пород, фосфоритов ордовика и других полезных ископаемых. Палеозойскими регрессиями обусловлены солеобразование и угленакпление в карбоне и перми.

В тесной зависимости от тектонических событий и вызванных ими изменений палеогеографии и климата находится развитие жизни на Земле. В палеозое формируются основные группы органического мира. Уже в самом начале палеозоя появляются организмы с твердым скелетом. В середине палеозоя возникает и затем активно развивается жизнь на континентах. Растительный мир шагнул от морских водорослей через травянисто-кустарниковую чахлую растительность по краям водных бассейнов к огромным лесным массивам с гигантскими деревьями.

Глава 11. МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА (ЭРАТЕМА, ГРУППА)

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Триасовый период начался 235 млн. лет назад и закончился 185 млн. лет назад; продолжительность периода 50 млн. лет.

Триасовая система выделена в XIX в. в Германской впадине, где отложения этого возраста имеют широкое распространение и делятся на три части, отчего система и получила название триасовой. Поскольку нижний и верхний триас здесь преимущественно континентальные, ярусное расчленение триаса первоначально проводилось на морских разрезах в Альпах, откуда получили названия ярусы среднего и верхнего отделов. До сих пор нет единого мнения относительно числа нижнетриасовых ярусов. В СССР принято выделять два яруса (табл. 11.1).

Органический мир триаса существенно изменился по сравнению с палеозойским благодаря появлению новых групп фауны и флоры; в целом он типично мезозойский. Однако изменения органического мира на рубеже перми и триаса не носили катастрофического характера. В триасе еще встречаются представители таких характерных для палеозоя групп животных, как прямые наутилоидеи, брахиоподы из семейства спириферид, амфибии (лабиринтодонты), зверообразные рептилии. Из рептилий наибольшее распространение в раннем триасе получил род *Lystrosaurus* (рис. 11.1).

Вместе с тем в триасе развиваются и доминируют типично мезозойские группы фауны. Главное место среди беспозвоночных, населявших триасовые моря, занимали цератиты, испытавшие несколько эволюционных подъемов и спадов. На рубеже перми и триаса цератиты представлены всего двумя родами, в оленёкском веке их число увеличивается до 113, в ладинском резко падает до 50, в карнийском вновь возрастает до 140. Цератиты в триасе достигают удивительного разнообразия как по числу родов (примерно 450), так и по форме и характеру скульптуры, но ни один род не перешел в юру. В норийском веке цератиты полностью вымирают и им на смену приходят первые настоящие аммониты. В триасе продолжают свое развитие появившиеся еще в позднем карбоне белемниты, но они очень редки. Многочисленны двустворчатые моллюски; в среднем триасе появляются шестилучевые кораллы.

Мезозой называют эрой пресмыкающихся. Уже в триасовых морях господствовали ихтиозавры, плезиозавры и нотозавры. С позднего триаса известны древнейшие крокодилы и черепахи. На суше в конце среднего триаса появились ящеротазовые динозавры. На первые попытки завоевания позвоночными воздушного пространства указывают находки в верхнем триасе США и Англии остатков ящериц, приспособившихся к парящему полету. В триасе появляются первые костистые рыбы. С позднего триаса начинают свое развитие млекопитающие, находки которых известны на территории Англии, Швейцарии, Китая и Южной Африки.

Для триасовой растительности характерно интенсивное развитие различных групп голосеменных: хвойных, гинкговых и цикадовых, определивших мезофитный облик флоры. Изменение флоры на рубеже перми и триаса также происходило постепенно. В разных регионах мира смена палеофитных комплексов на мезофитные отмечается на разных стратиграфических уровнях и часто не совпадает с границей перми и триаса, проводимой по фауне. В триасе остаются многочисленными такие палеофитные растения, как папоротники и хвощи.

Рис. 11.1. *Lystrosaurus murrayi* (Huxley), нижний триас, Южная Африка.

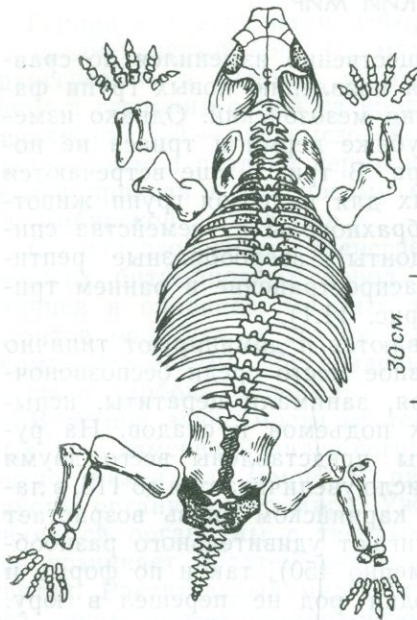


Таблица 11.1

Общие стратиграфические подразделения триасовой системы

Отдел	Ярус
Верхний	Норийский T _{3п} Карнийский T _{3к}
Средний	Ладинский T _{2л} Анизийский T _{2а}
Нижний	Оленёкский T _{1о} Индский T _{1и}

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

В триасе существовали две суперплатформы: Ангарида (Лавразия) и Гондвана — и разделявшие их Тихоокеанский и значительно сократившийся после герцинской складчатости Средиземноморский (Тетис) геосинклинальные пояса. В целом триас — *геократический период*: в это время продолжалась регрессия, начавшаяся еще в позднем палеозое (рис. 11.2). Поэтому на Ангариде и Гондване отложения триаса или вообще отсутствуют, или представлены континентальными, как правило, терригенными образованиями, часто красноцветными и угленосными. Лишь иногда море проникало в понижения платформ (напомним, что такие кратковременные наступления моря в области опускания на платформах носят название *ингрессий*).

В триасе во многих районах мира возникают или оживляются ранее существовавшие разломы, что свидетельствует о растяжении земной коры. Опускания блоков по этим разломам нередко приводят к образованию или возрождению рифтовых зон. Именно с осадконакопления в рифтовых зонах началось в триасе формирование впадин на месте разрушившихся к этому времени герцинских горных сооружений в Западной Европе (Германская и Англо-Парижская впадины), в Аппалачах, Сибири (Западно-Сибирская впадина). По разломам нередко отмечается и вулканическая деятельность, продуктами которой являются преимущественно основные

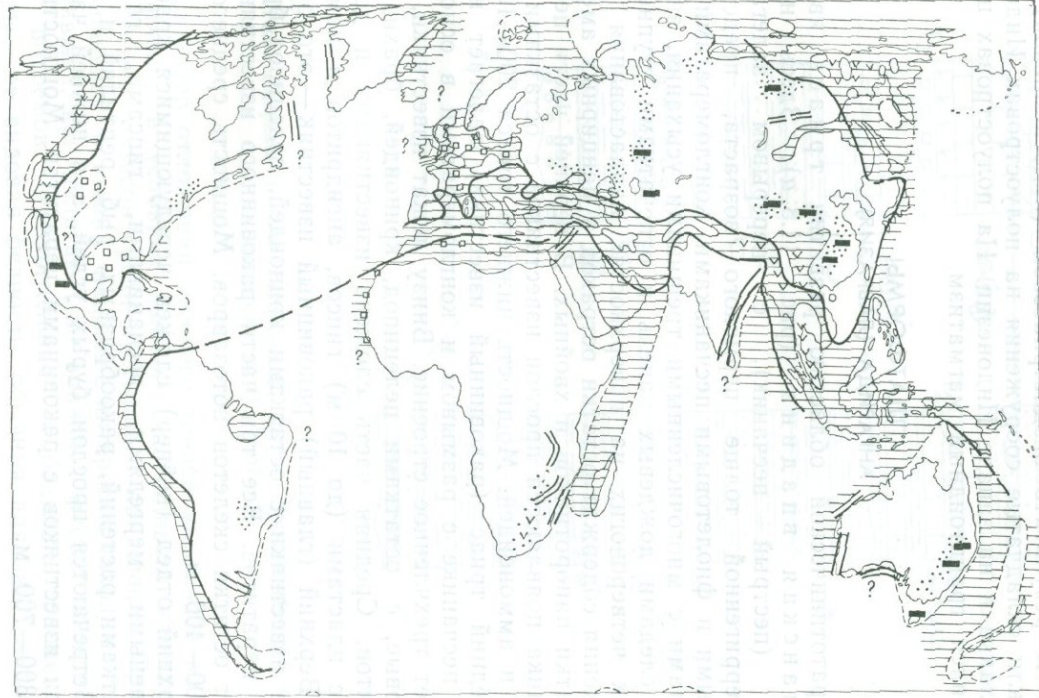


Рис. 11.2. Палеогеографическая схема мира. Поздний триас. Составил В. В. Аркадьев. Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

Виды (латинские названия) и их географическое распространение в позднем триасе. В таблице приведены названия видов, встречающиеся в литературе. В скобках указаны географические названия, в которых они были найдены. В таблице приведены названия видов, встречающиеся в литературе. В скобках указаны географические названия, в которых они были найдены.

эффузивы (базальты) и их туфы. Этот процесс особенно интенсивно проходил в Средней Сибири, где в триасе завершилось формирование трапповой формации, а также на юге Африки (впадина Карру).

В Средиземноморском и Тихоокеанском геосинклинальных поясах накапливались мощные толщи морских терригенных, карбонатных и вулканогенных образований, нередко с прослоями эвапоритов.

В позднем триасе начала проявляться киммерийская (мезозойская) складчатость. Интенсивные складчатые движения прошли в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса. В результате поздне триасовой (индосинийской) фазы возникли складчатые сооружения на полуостровах Индокитай и Малакка и на западе Индонезии. На полуостровах широко проявился гранитоидный магматизм.

ПЛАТФОРМЫ АНГАРИДА (ЛАВРАЗИЯ)

Стратотипической областью развития триаса является Германская впадина (рис. 11.3, а). Здесь нижний триас (пестрый песчаник), с перерывом залегающий на терригенной толще пермского возраста, представлен красными и фиолетовыми песчаниками, конгломератами и аргиллитами с многочисленными трещинами усыхания, знаками ряби, следами дождевых капель и отпечатками ступней наземных четвероногих на поверхностях напластования пород. Отложения содержат остатки остракод и панцирных амфибий, отпечатки папоротников и хвойных. В верхней части пестрого песчаника появляются прослой известняков с остатками пелеципод и аммоноидей. Мощность нижнего триаса 200—1000 м.

Средний триас (раковинный известняк) залегает на пестром песчанике с разрывом и конгломератами в основании и имеет трехчленное строение. Внизу лежат известняки, часто оолитовые, с остатками пелеципод, криноидей, брахиопод и цератитов. Средняя часть сложена известняками и доломитами с пластами (до 10 м) гипсов, ангидритов и каменной соли. Верхний (главный) раковинный известняк — это органогенные известняки с остатками криноидей, пелеципод, брахиопод и цератитов. Все три части раковинного известняка содержат остатки скелетов нотозавров. Мощность среднего триаса 300—400 м.

Верхний отдел (кейпер) сложен чередующимися красными и зелеными мергелями, песчаниками, гипсами, глинами с остатками растений, ракообразных, рыб, рептилий и амфибий. Встречаются прослой бурых углей, а в нижней части — прослой известняков с раковинами цератитов. Мощность кейпера 300—700 м.

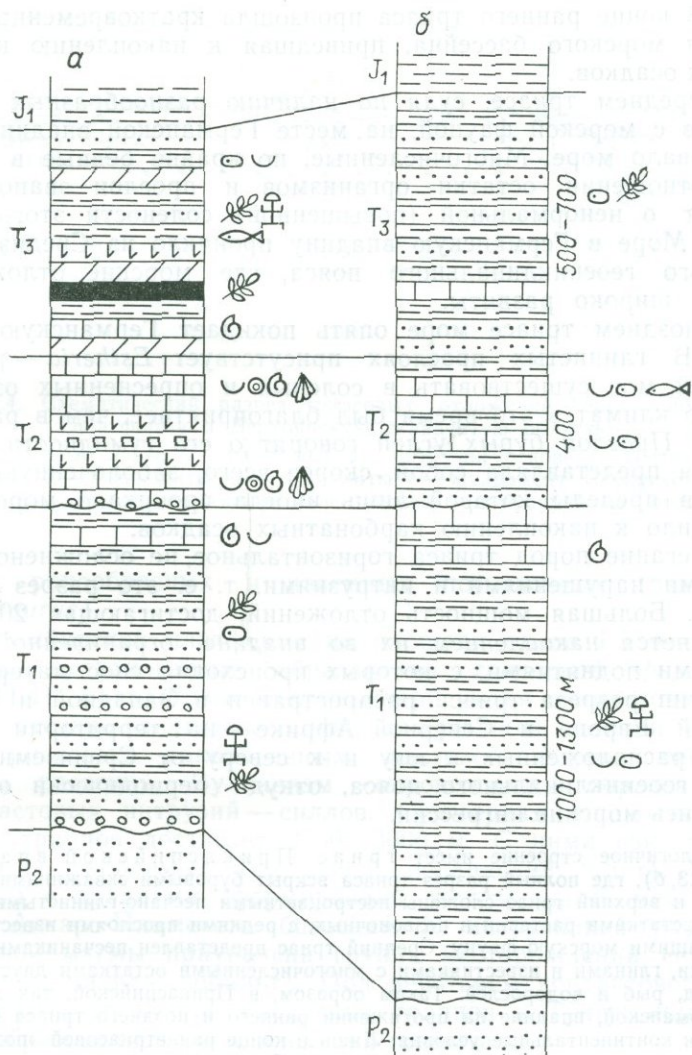


Рис. 11.3. Разрезы триаса Германской (а) и Прикаспийской (б) впадин [Липатова В. В., 1967 г.].

Характер отложений нижнего триаса указывает на осадконакопление в условиях жаркого засушливого климата и на присутствие оазисов среди пустынного ландшафта. Среди раннетриасовых растений наиболее интересны находки *Pleuromeia*, обитавшей, как полагают, во влажных местах вблизи маленьких водоемов. Отличительная особенность раннетриасовой флоры — ее видовая бедность, обычная для засушливых обла-

стей. В конце раннего триаса произошла кратковременная ингрессия морского бассейна, приведшая к накоплению карбонатных осадков.

В среднем триасе, судя по наличию разнообразных известняков с морской фауной, на месте Германской впадины существовало море. Многочисленные, но крайне бедные в видовом отношении остатки организмов и прослойки эвапоритов говорят о ненормальной (повышенной) солености этого бассейна. Море в Германскую впадину проникло из Средиземноморского геосинклинального пояса, где морские отложения триаса широко развиты.

В позднем триасе море опять покидает Германскую впадину. В глинистых прослоях присутствует *Estheria* — рачок, который мог существовать в соленых и опресненных озерах. Однако климат в это время был благоприятнее, чем в раннем триасе. Прослойки бурых углей говорят о его гумидности. Территория представляла собой, скорее всего, заболоченную равнину, в пределы которой лишь иногда проникало море, что приводило к накоплению карбонатных осадков.

Залегание пород триаса горизонтальное, не осложнено разрывными нарушениями и интрузиями, т. е. это разрез платформы. Большая мощность отложений, достигающая 2000 м, объясняется накоплением их во впадине, ограниченной герцинскими поднятиями, с которых происходил снос материала. Этот тип разреза триаса распространен в Западной и Центральной Европе и Северной Африке — на территории платформ, расположенных к югу и к северу от Средиземноморского геосинклинального пояса, откуда периодически осуществлялись морские ингрессии.

Аналогичное строение имеет триас Прикаспийской впадины (рис. 11.3, б), где полный разрез триаса вскрыт буровыми скважинами. Здесь нижний и верхний триас сложены пестроцветными песчано-глинистыми породами с остатками растений и позвоночных, с редкими прослоями известняков, содержащими морскую фауну. Средний триас представлен песчаниками, алевролитами, глинами и известняками с многочисленными остатками двустворок, остракод, рыб и водорослей. Таким образом, в Прикаспийской, так же как и в Германской, впадине на протяжении раннего и позднего триаса господствовали континентальные условия. Лишь в конце раннетриасовой эпохи произошла кратковременная ингрессия моря из Тетиса, которая значительно расширилась в среднем триасе.

Ингрессии моря проявились в триасе и на других участках Лавразии. Морские триасовые осадки известны на северо-востоке платформы — в низовьях рек Лена и Оленёк. На остальной территории Лавразии преобладали континентальные условия. В СССР континентальные отложения триаса занимают до 60 % площади распространения осадков этого возраста. В европейской части страны они представлены небольшой по мощности (десятки — сотни метров) толщей пестроцветных песчано-глинистых осадков, содержащих редкие остатки ра-

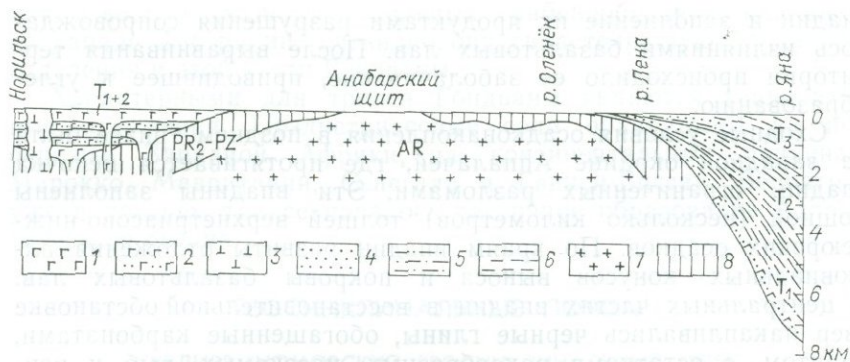


Рис. 11.4. Схематический разрез триасовых отложений через Сибирскую платформу и Верхоянскую складчатую область.

1 — базальтовые лавы; 2 — их туфы; 3 — интрузии основного состава; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — фундамент Сибирской платформы; 8 — верхнепротерозойско-палеозойские платформенные отложения.

стений, ракообразных и наземных позвоночных (рептилий *Lystrosaurus*).

На Сибирской платформе на площади около 1,5 млн. км² развиты вулканогенные образования *трапповой формации* (рис. 11.4). Базальтовые покровы чередуются с прослоями туфов и песчано-глинистых пород, содержащих остатки ранне-среднетриасовых ракообразных, листовой флоры, спор и пыльцы растений. Вулканизм сопровождался образованием межпластовых интрузий — силлов. Суммарная мощность триасовых траппов достигает 2500—3000 м. С ними связан ряд полезных ископаемых (например, исландский шпат). Вдоль контакта с траппами сформированы железорудные месторождения Ангаро-Илимского бассейна. К интрузивной разности трапповой магмы приурочена группа месторождений Норильска (медь, никель, кобальт). Под действием контактового метаморфизма углей при внедрении траппов в Тунгусском бассейне образовались месторождения графита.

На территории Западной Сибири в большинстве случаев нижний и средний триас представлены пестроцветными, часто грубообломочными, а также вулканогенными образованиями, а верхний триас — угленосными песчано-глинистыми осадками. На восточном склоне Урала триасовые отложения выполняют грабенообразные впадины (например, Челябинскую) и входят в состав челябинской серии верхнего триаса — нижней юры. Триасовая часть серии сложена внизу конгломератами и песчаниками, вверху — в основном аргиллитами и алевролитами с мощными (до 60—180 м) пластами бурых углей. Мощность триасовых отложений составляет 1500—1800 м. Образование

впадин и заполнение их продуктами разрушения сопровождалось излияниями базальтовых лав. После выравнивания территории происходило ее заболачивание, приводившее к углеобразованию.

Сходные условия осадконакопления в позднем триасе были на западной окраине Аппалачей, где протягивается цепочка впадин, ограниченных разломами. Эти впадины заполнены мощной (несколько километров) толщей верхнетриасово-нижнеюрских осадков. По краям впадин развиты отложения аллювиальных конусов выноса и покровы базальтовых лав. В центральных частях впадин в восстановительной обстановке озер накапливались черные глины, обогащенные карбонатами, пиритом, с остатками ракообразных, насекомых, рыб и рептилий.

Таким образом, большая часть Лавразии в триасе представляла собой аллювиально-озерно-болотную равнину, в пределах которой располагались обширные возвышенные области. Сравнительно мощное осадконакопление, иногда сопровождавшееся вулканизмом, было приурочено к впадинам, образованным глыбовыми движениями земной коры.

ГОНДВАНА

В пользу предположения о продолжающемся существовании в триасе суперплатформы Гондвана говорят следующие данные. В Южной Америке, Африке, Индии, Австралии и Антарктиде триасовые отложения входят в состав «гондванской формации» и представлены в основном континентальными образованиями: конгломератами, песчаниками, алевролитами, углями, глинистыми сланцами, содержащими остатки флоры, позвоночных, ракообразных и пресноводных моллюсков. В Южной Африке верхний триас включает покровы базальтовых лав мощностью до нескольких сотен метров. В Австралии широко распространены красноцветные отложения триаса мощностью до 2500 м. Вторым, и основным, доказательством существования Гондваны в триасе является общность фауны и флоры отдельных частей суперплатформы. Находки рептилий (род *Lystrosaurus*) известны в Антарктиде, Южной Африке и Индии. В Австралии, Южной Африке и Южной Америке обнаружены остатки одного и того же рода ракообразных. Однотипна триасовая флора Западной Австралии, Южной Африки, Аргентины, Бразилии и других районов.

Однако в триасе сохраняется и наметившееся еще в перми нарушение общности Гондваны. Находки на западном побережье о. Мадагаскар и восточном побережье Африки морских отложений нижнего триаса с остатками цератитов, широко распространенных в Тетисе, указывают на существование «Мозамбикского рукава». Морские нижнетриасовые отложе-

ния известны также в отдельных грабенообразных впадинах на западе Австралии; очевидно, они свидетельствуют о начале отделения и этой части Гондваны.

Характерными для триаса Гондваны являются эвапоритовые отложения. Позднетриасовые соли обнаружены на побережье Западной Африки, на континентальных окраинах Марокко, Мавритании, Сенегала и Гвинеи-Биссау. Вероятно, уже в позднем триасе началось частичное образование Атлантического океана.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Средиземноморский геосинклинальный пояс протягивается от Гибралтара через Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ, Малую Азию, территорию Ирана и Афганистана, Гималаи и Тибет до Западной Индонезии. Эта обширная область характеризуется в триасе разнообразием условий осадконакопления. Одни районы развивались как геосинклинальные прогибы (Альпы, Крым, Кавказ и др.), другие представляли собой срединные массивы (массивы Ирана, Закавказья и др.).

Альпы. Для Альп характерно чрезвычайно сложное тектоническое строение. Триас здесь развит в изолированных блоках, надвинутых друг на друга, — так называемых «покровах». В пределах каждого тектонического блока разрезы триаса имеют свои особенности. В Западных Альпах триас представлен толщей кварцитов, гипсов, доломитов и известняков с горизонтами базальтов. В Восточных и Южных Альпах триас весьма разнообразен. Нижний триас здесь сложен конгломератами, песчаниками, сланцами, солями. В районе Хальштаттского покрова залежи солей имеют промышленное значение, а место, где они разрабатываются, так и названо: Зальцбург — Соляной город. Средний триас Хальштатта представлен доломитами и известняками с цератитами *Ceratites nodosus* и пелециподами. В Баварском покрове мощность средне- и верхнетриасовых рифовых известняков и доломитов с многочисленными кораллами, водорослями, цератитами и брахиоподами достигает 2500—3000 м.

Крым. Кавказ. В Горном Крыму известны средне- и верхнетриасовые отложения, входящие в состав триасово-юрской таврической серии. Она сложена в основном аргиллитами, алевролитами и песчаниками мощностью 2000 м и более (нижняя граница серии не установлена) и охарактеризована остатками брахиопод, пелеципод, цератитов. На Большом Кавказе нижний и средний триас — карбонатный, мощность до 600—900 м. Верхняя часть среднего триаса и верхний триас представлены глинисто-сланцевой толщей и рифовыми известняками мощностью 500—600 м. Такой характер разрезов указывает на то, что в триасе Крымско-Кавказская область представляла собой единый геосинклинальный прогиб с морскими условиями седиментации и интенсивным прогибанием дна бассейна.

Индокитай. Выходы триасовых (совместно с пермскими) образований занимают около 40 % площади п-ова Индокитай. На северо-западе Вьетнама, в бассейне р. Черная (Да), разрез триаса имеет следующее строение (рис. 11.5). Нижний триас мощностью до 2000 м сложен песчано-глинистыми, часто

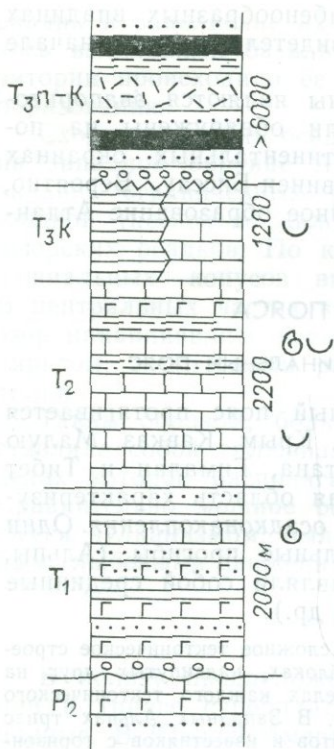


Рис. 11.5. Разрез триаса в бассейне р. Черная (Да), Северный Вьетнам [Гатинский Ю. Г., Тхук Д. Д., 1982 г.].

сопровождавшееся активной вулканической деятельностью. В норийском веке осадконакопление было прервано складчатыми движениями, внедрением гранитных интрузий и горообразованием. В отдельных впадинах началось накопление продуктов разрушения гор, сопровождавшееся углеобразованием и вулканической деятельностью. Подчеркивая особое значение этой складчатости в формировании структур Индокитая, Ж. Фромаже назвал ее индосинийской.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Западно-Тихоокеанская геосинклинальная область протягивается от северо-восточных районов СССР, где известны самые крупные в мире выходы на земную поверхность морских триасовых отложений, до Новой Зеландии и Тасмании на юге. На северо-востоке СССР в Яно-Колымском прогибе

красноцветными отложениями, с покровами базальтов и их туфов, а в верхней части — прослоями известняков и сланцев с морской фауной. Средний триас (2200 м) представлен преимущественно известняками с остатками пелеципод и цератитов, с прослоями глинистых пород, покровами базальтов. Выше согласно залегают черные глинистые сланцы (1200 м), охарактеризованные остатками карнийских пелеципод. Эти отложения по простиранию замещаются рифовыми известняками. Отложения нижнего и среднего триаса и карнийского яруса верхнего триаса смяты в линейные складки. На них со структурным несогласием полого залегает многокилометровая толща терригенных, часто грубообломочных и угленосных отложений, с прослоями кислых эффузивов, датируемая норийским веком позднего триаса — мелом.

Разрез характеризует типично геосинклинальное развитие территории. В раннем, среднем и начале позднего триаса в условиях интенсивного прогибания происходило накопление терригенной, карбонатной и черносланцевой формаций,

известны отложения всех трех отделов триаса, входящие в состав верхоянского комплекса и представленные аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников (см. рис. 11.4). Только основание разреза слагают песчаники, туфопесчаники и туфоалевролиты мощностью до 400 м. Общая мощность триаса достигает 7—7,5 км. Отложения прекрасно охарактеризованы остатками цератитов, двустворок и брахиопод, позволяющими проводить их ярусное и зональное расчленение. Такая мощная толща однообразных терригенных осадков могла накопиться только при интенсивном прогибании территории и сносе материала с платформенных участков и внутренних островов.

Интенсивное осадконакопление происходило и в Анюйско-Чукотском прогибе, но для этой области характерно гораздо большее, особенно в верхнем триасе, развитие вулканических пород (основных эффузивов и их туфов). Названные прогибы разделяются Омолон-Колымским срединным массивом, в пределах которого триасовые отложения имеют сокращенную мощность (до 1000 м) и отличаются развитием карбонатов. К окраинам срединного массива, фиксируемым глубинными разломами, приурочены вулканогенные образования.

В **Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области** условия преобладающего прогибания территории, сопровождавшегося активной вулканической деятельностью, существовали в триасе в Кордильерах, где в морских условиях накопилась многокилометровая толща преимущественно песчано-глинистых, кремнистых и вулканогенных осадков. Исключительно широко здесь развиты лавы и туфы среднего и основного состава. Это — эвгеосинклинальный разрез. Миогеосинклиналь представлена восточнее (ближе к краю платформы) — в Скалистых горах, где в составе триасовых отложений преобладают морские терригенные и карбонатные, а иногда и континентальные породы сокращенной мощности.

КЛИМАТ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

В триасе выделяются несколько палеобиогеографических областей, среди которых наиболее крупными были Бореальная и Тетис. Бореальный бассейн охватывал северо-восток СССР, Восточный Таймыр, низовья рек Лена и Оленёк, Новосибирские острова, Шпицберген, Восточную Гренландию и Арктическую Канаду. Здесь триас представлен почти исключительно терригенными песчано-глинистыми осадками с многочисленными остатками одних и тех же цератитов и пелеципод, доказывающими единство морского бассейна.

Разрезы триасовых отложений области Тетис существенно отличаются от бореальных широким развитием карбонатных осадков и наличием эвапоритов, присутствием многочисленных кораллов и водорослей. По данным различных исследователей, температура тетических вод в позднем триасе в районе Альп была постоянно выше 21°C, а температура вод Бореального бассейна была заметно более низкой и в среднем составляла 14,5°C.

Морями Тетиса разделялись обширные материковые пространства Лавразии и Гондваны, что, естественно, должно было препятствовать общности наземной фауны и флоры этих суперплатформ. Тем не менее найдены одни

и те же формы рептилий (род *Lystrosaurus*) как на Гондване, так и в Лавразии, что говорит о наличии сухопутных связей между этими материками. Различия в составе бентосной фауны триасовых отложений Западно- и Восточно-Тихоокеанской геосинклинальных областей являются косвенным доводом в пользу существования Тихого океана.

Климатическая обстановка раннего триаса изменилась по сравнению с пермским периодом незначительно. Наблюдается дальнейшее расширение аридных зон за счет гумидных. Аридные условия характеризовали большую часть Лавразии и Гондваны. Единственным обширным районом преобладания гумидных условий в раннем триасе была Восточная Австралия, где накопилась толща желтоцветов с промышленными пластами угля. Климатические условия в среднем триасе почти не изменились по сравнению с раннетриасовыми.

В позднем триасе выделяются несколько гумидных и аридных зон. В отдельных районах аридный климат меняется на гумидный (Германская впадина). Гумидизация климата привела к угленакплению в Западной Сибири (Челябинский бассейн), Индокитае, Южном Китае, на юго-востоке США и в Мексике. Аридные условия сохранились на значительных площадях.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В триасе образовалось сравнительно немного рудных месторождений полезных ископаемых, что объясняется в первую очередь крайне слабой интрузивной деятельностью. Преобладание аридных условий ограничило распространение угольных месторождений: выделяются лишь угли Челябинского бассейна, Китая, Южной Австралии и о. Тасмания. Крупные месторождения *газа* известны в Алжирской Сахаре и Арктической Канаде, залежи *нефти* и *газа* — в СССР (Тимано-Печорская провинция и бассейн р. Виллюй) и Австралии. Крупнейшее месторождение нефти находится на Аляске.

Экономическое значение триасовых *солей* гораздо меньше, чем пермских, так как калийные соли не образуют сколько-нибудь значительных залежей; они разрабатываются лишь в районе Зальцбурга (Альпы). С раннетриасовыми корами выветривания связаны месторождения *минеральных красок* на севере Средней Сибири.

Серьезное значение имеют осадочные руды *урана* (плато Колорадо, США), приуроченные к континентальным красноцветам. Месторождения *меди*, *никеля*, *кобальта*, *железных руд* и *графита*, отмеченные выше, связаны с траппами Средней Сибири. Месторождения *золота*, *серебра*, *свинца*, *цинка*, *меди* и *олова* триасового возраста известны на восточном побережье Австралии.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Юрский период начался 185 млн. лет назад и закончился 132 млн. лет назад; длительность периода 53 млн. лет. В современном понимании юрская система (названная по Юрским

Таблица 11.2

Общие стратиграфические подразделения
юрской системы

Отдел	Ярус
Верхний	Титонский J_3^{tt} (волжский J_3^v) Кимериджский J_3^{km} Оксфордский J_3^o Келловейский J_3^k
Средний	Батский J_2^{bt} Байосский J_2^b Ааленский J_2^a
Нижний	Тоарский J_1^t Плинсбахский J_1^p Синемюрский J_1^s Геттангский J_1^h

горам в Швейцарии и Франции) выделена в 1829 г. французским геологом А. Броньяром. Система подразделяется на три отдела и 11 ярусов (табл. 11.2), стратотипические разрезы которых находятся в Англии, Франции, ФРГ и СССР.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир юрского периода приобретает все черты, характерные для мезозоя. К началу юры вымирают последние палеозойские реликты (стегоцефалы, спирифериды и др.). Важнейшей группой, населявшей юрские моря, были аммониты, исключительно разнообразные и многочисленные. Юрские аммониты, благодаря быстрым эволюционным изменениям и частой встречаемости, являются главнейшей группой для расчленения юрской системы (по ним выделяется более 40 аммонитовых зон). Многочисленными, по сравнению с триасовыми, становятся белемниты. Большого разнообразия достигают двустворки, губки, морские лилии, появляются неправильные морские ежи. Среди брахиопод преобладают представители отрядов ринхонеллид и теребратулид. В теплых морях широкое развитие получают шестилучевые кораллы — строители множества рифовых массивов.

Позвоночные животные юрского периода приспособлены ко всем сферам обитания. Удивительного разнообразия достигают представители класса пресмыкающихся, особенно динозавры. Среди них были и сравнительно небольшие, и дости-

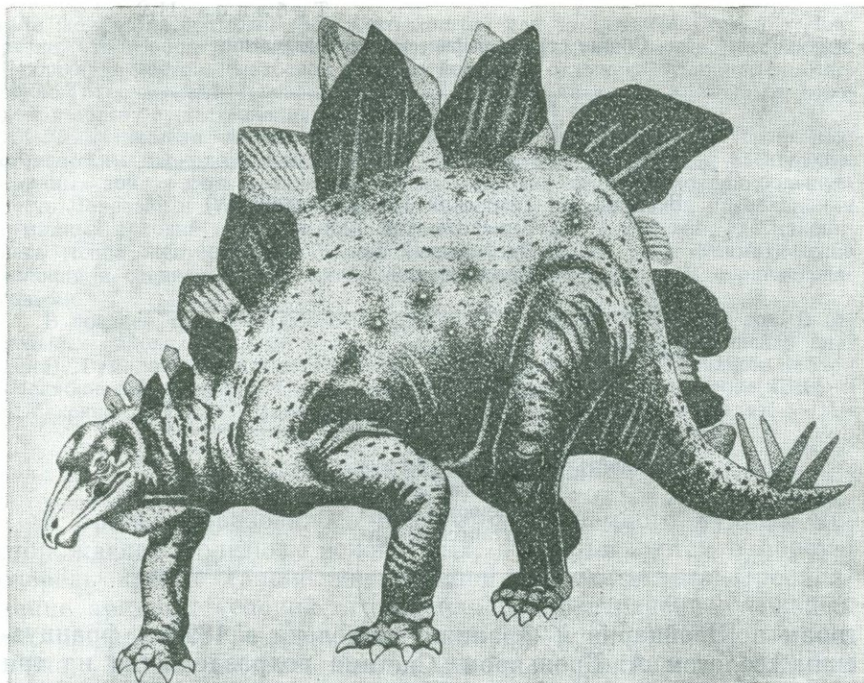


Рис. 11.6. Панцирный ящер стегозавр («живой танк») [Аугуста И., Буриан З., 1963 г.].

гавшие гигантских размеров (длина бронтозавров и диплодоков — до 25—30 м, масса — до 40—50 т). Хищные двуногие были вооружены огромными зубами (цератозавр), травоядные четвероногие (стегозавр) имели тяжелые панцири, шипы и рога для защиты (рис. 11.6). В юрских морях господствовали ихтиозавры, или рыбащеры, и плезиозавры; были широко распространены рыбы. Летающие ящеры представлены рамфоринхами и птеродактилями.

В поздней юре появились первые птицы (*Archaeopteryx*), обладающие наряду с типичными признаками птиц (перья, грудной киль, полые кости и др.) чертами пресмыкающихся (зубы, хвост с позвонками и др.). Юрские млекопитающие, как и в триасе, по-прежнему многочисленны и слабоорганизованные, их находки редки.

Растительный мир к юрскому периоду также окончательно утрачивает палеозойские черты (исчезают кордаиты, семенные папоротники, каламиты, еще существовавшие в триасе). В юре господствуют голосеменные: хвойные, гинкговые, цикадовые.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

В юре продолжают существовать две крупные платформы: Лавразия и Гондвана — и разделяющие их геосинклинальные пояса: Средиземноморский и Тихоокеанский. Юрский период по сравнению с триасовым называют *талассократическим*, т. е. периодом преобладания моря над сушей. Для юры характерен ряд крупных трансгрессий моря из геосинклиналей на платформы.

В ранней юре только 7% от общей площади платформ было покрыто морем. В результате поднятий, начавшихся еще в конце триаса, море покидает Южный Китай и Индокитай. Незначительная регрессия наблюдается в Северной Америке. Трансгрессии моря происходят в ранней юре на северо-восток Африканской платформы (значительное расширение «Мозамбикского рукава»). Увеличение морского бассейна отмечается и на эпигерцинской платформе Западной Европы, судя по смене лагунно-континентальных осадков верхнего триаса морскими отложениями нижней юры. Периодически море проникает на окраины Лавразии (бассейн р. Вилюй, северное побережье от Белого моря до низовьев р. Лена). Среднеюрская эпоха характеризуется некоторым оживлением морских трансгрессий. Море проникает в пределы Восточно-Европейской и на северо-запад Индийской платформы, покрывает почти весь Аравийский полуостров.

Своего максимума трансгрессия достигает в поздней юре (рис. 11.7). На Восточно-Европейской платформе образуется обширный меридиональный бассейн, соединивший южные и северные моря. Морем покрывается почти вся территория Западной Сибири. Существенно увеличивается площадь моря в Арктическом бассейне. Морская юра известна здесь в низовьях рек Лена, Оленёк, Анабар, в бассейне р. Хатанга, на Таймыре, островах Арктики. Трансгрессия отмечается и в Восточной Африке, на Мадагаскаре, в Западной Австралии.

Преобладание морских условий седиментации на платформах и в геосинклиналях обусловило широкое развитие терригенных осадков с морской фауной и коралловых, криноидных и других известняков. Вместе с тем для юры характерны континентальные, особенно озерно-болотные и дельтовые песчано-глинистые, нередко угленосные толщи. Накопление их происходило во вновь образованных впадинах и во впадинах, заложенных еще в триасе; поэтому нередко триасово-юрские отложения представляют собой единый литологический комплекс.

На древних платформах, особенно в первой половине периода, широко развит рифтогенез. В это время испытывает активное погружение Датско-Польский авлакоген (мощность юрских отложений 1000—3000 м), что сопровождается вулка-

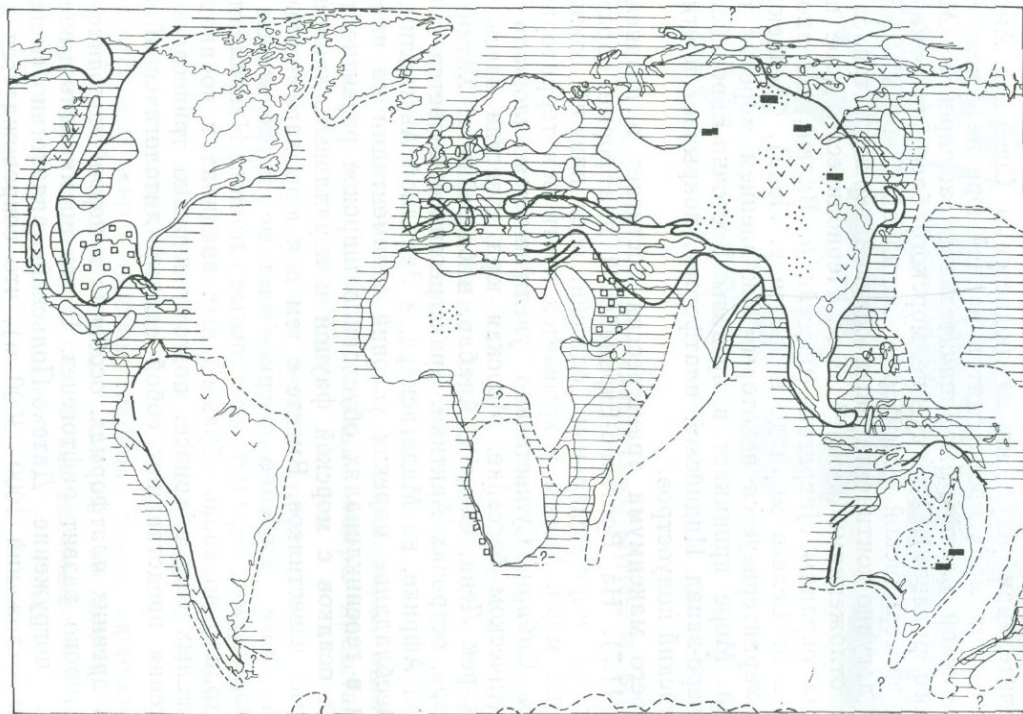


Рис. 11.7. Палеогеографическая схема мира. Поздняя юра. Составил В. В. Аркадьев.

Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

низмом. Грабенообразные впадины, заполняющиеся терригенными (включая угленосные и вулканогенные) породами, возникают в Западном и Центральном Забайкалье в пределах областей байкальской и палеозойских складчатостей.

В юре впервые появляются стратиграфические доказательства существования океанических впадин. Морские верхнеюрские отложения вскрыты скважинами в центральной части Тихого океана. Не позднее середины юры по системе ступенчатых сбросов начались погружения под уровень моря в пределах современных Атлантического и Индийского океанов. Несомненно существование Арктического бассейна.

КИММЕРИЙСКАЯ (МЕЗОЗОЙСКАЯ) СКЛАДЧАТОСТЬ

Киммерийская (мезозойская) складчатость началась со своей индосинийской (раннекиммерийской) фазы еще в конце триаса, что привело к отмиранию геосинклинального режима на юго-западе Китая, полуостровах Индокитай и Малакка и на западе Индонезийского архипелага. Со второй половины юрского периода складчатые движения захватывают некоторые районы Средиземноморского и Тихоокеанского (Кордильеры, Антарктический полуостров, северо-восток Азии, юго-запад Китая) геосинклинальных поясов.

Эти движения были наиболее сильными в конце поздней юры в Северной Америке. Здесь они выделяются под названием невадийской фазы, которая привела к отмиранию геосинклинального режима на обширной территории от Аляски до Мексики (область Северо-Американских Кордильер), за исключением района Скалистых гор и узкой полосы вдоль побережья Тихого океана. Невадийская фаза сопровождалась внедрением гипербазитовых и крупных гранодиоритовых интрузий. Вероятно, с этой же фазой связано прекращение геосинклинального режима на Антарктическом полуострове и юге Новой Зеландии. В юре складчатые структуры возникают в Крыму, Копетдаге, на Кавказе, Памире и в Андах, однако в кайнозой они перерабатываются новыми движениями.

Складчатые движения поздней юры, сопровождающиеся внедрением гранитоидных интрузий, формируют центральное поднятие Верхоянского хребта и параллельное поднятие, располагающееся далее к северо-востоку. Полное отмирание геосинклинального режима в этом районе произошло позднее — в результате заключительной, колымской, фазы складчатости, которая проявилась в раннемеловую эпоху (с конца валанжина до начала апта) и сопровождалась внедрением так называемых «колымских» интрузий и образованием связанных с ними рудных месторождений.

В результате колымской фазы к Лавразии (Ангариде) была присоединена Верхояно-Чукотская область (хребты Вер-

хойанский, Джугджур, Колымский, Черского, Анадырский), западная часть Сихотэ-Алиня. Граница зоны киммерийской складчатости с оставшейся частью Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области проходит от Анадырского залива к Пенжинской губе и далее через восточную часть хр. Сихотэ-Алинь. В позднем мелу здесь закладывается краевой вулканический пояс.

Раннемеловые движения привели также к образованию складчатых структур и внедрению крупных гранитоидных интрузий в Центральном Тибете, на Юго-Восточном Памире, на севере Афганистана.

ПЛАТФОРМЫ

ЛАВРАЗИЯ

Осадконакопление в юре происходило не только на древних докембрийских платформах, но и в отдельных районах с niveлированных к этому времени герцинских горных сооружений, формируя платформенный чехол, что хорошо видно на примере разреза плато Швабский Альб, расположенного к востоку от Шварцвальда в пределах Германской впадины. Здесь юрскими отложениями согласно перекрываются триасовые (рис. 11.8).

Нижняя юра (лейас, или черная юра) сложена черными глинистыми сланцами с прослоями известняков. Отложения содержат большое количество разнообразных аммонитов (в том числе *Amaltheus margaritatus*) и пелеципод. Для толщи характерны перерывы в осадконакоплении, прослой с обломками толстостенных пелеципод. Вместе с тем отдельные горизонты содержат целые раковины тонкостенных пелеципод *Posidonia (nosidonиевые сланцы)*. Мощность нижней юры около 100 м.

Средняя юра (доггер, или бурая юра) представлена бурыми железистыми песчаниками, песчанистыми известняками и глинами, оолитовыми породами мощностью до 150 м. Разнообразный комплекс фауны включает типичных среднеюрских аммонитов рода *Parkinsonia* и др.

Верхняя юра (мальм, или белая юра) — это разнообразные известняки, мергели и доломиты светлой окраски. В нижней части известняки часто глинистые, слоистые, с богатым комплексом аммонитов (*Macrocephalites macrocephalus*, *Cardioceras cordatum*, *Amoeboceras alternans* и др.). У города Зольнхофен в разностях тонкослоистых известняков, называемых литографским камнем, найдены удивительные по сохранности остатки разнообразной фауны, в том числе птиц. Верхнюю часть белой юры образуют массивные, часто рифогенные (коралловые и губковые) известняки. Мощность верхней юры 300—500 м.

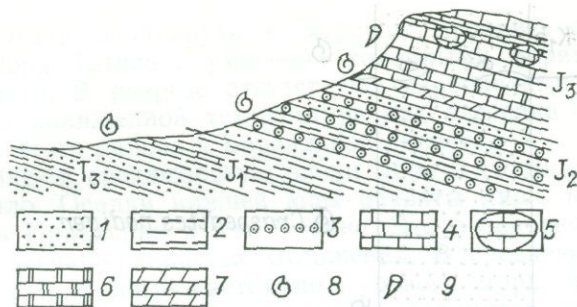


Рис. 11.8. Разрез юрских отложений плато Швабский Альб.

1 — песчаники; 2 — глины и глинистые сланцы; 3 — оолитовые породы; 4 — известняки; 5 — рифогенные известняки; 6 — доломиты; 7 — мергели; 8, 9 — органические остатки: 8 — аммонитов; 9 — кораллов.

Накопление юрских осадков в области Швабского Альба происходило в морских условиях — об этом говорят многочисленными находки аммонитов и другой фауны. В целом морской бассейн ранней юры был неглубоким, судя по наличию обломков толстостенных пелелипод и по частым внутриформационным перерывам. Однако присутствие горизонтов сидониевых сланцев указывает на кратковременное увеличение глубины бассейна. Накопление железистых оолитовых осадков бурой юры происходило в условиях расширяющегося морского бассейна.

В поздней юре море распространилось почти по всей Западной Европе. Морской бассейн был мелкий и теплый. В небольших лагунах, окруженных коралловыми рифами, накапливались тончайшие известковые илы, из которых впоследствии образовались тонкослойные известняки. Такая лагуна была, например, в Зольнхофенском атолле.

Общая мощность юрских отложений Швабского Альба составляет 450—750 м. Малая мощность осадков, наличие многочисленных перерывов в осадконакоплении, горизонтальное залегание — все это характеризует разрез платформы.

Позднеюрская трансгрессия разрастается на восток в сторону Восточно-Европейской платформы. Разрез юры ближайших окрестностей Москвы представлен только верхним отделом (рис. 11.9). Здесь юрские отложения с разрывом залегают на известняках среднего карбона. Нижнюю часть разреза слагают пески и темно-серые глины с железистыми оолитами и фосфоритовыми конкрециями, присутствуют келловейские аммониты *Cadoceras elatmae* и *Erymnoceras coronatum*. Мощность келловей — до 13 м. Выше залегают темно-серые и черные глины мощностью 20 м с остатками оксфордских аммонитов (*Cardioceras cordatum* и др.). Отложения кимериджского яруса, представленные глинами и глауконито-

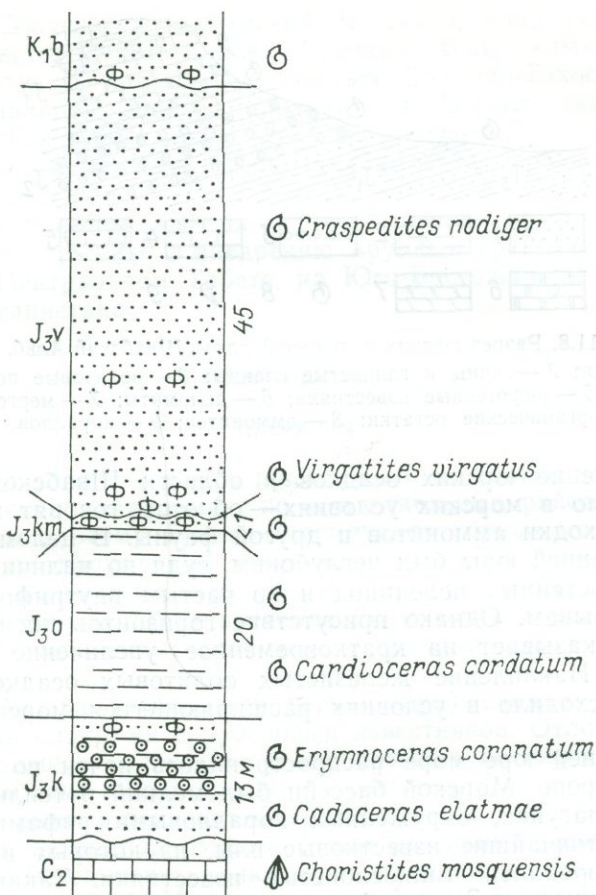


Рис. 11.9. Разрез юры Подмосквья.

выми песками с фосфоритовыми конкрециями и раковинами аммонитов, имеют мощность менее 1 м, иногда они полностью размыты или носят следы перемыва. На них с разрывом залегают пески, часто глауконитовые, с галькой и конкрециями фосфоритов и аммонитами волжского яруса (*Virgatites virgatus*, *Craspedites nodiger* и др.). Мощность волжских отложений достигает 45 м. Юрские отложения несогласно перекрываются нижнемеловыми песками с конкрециями фосфоритов. Общая мощность верхней юры — до 80 м.

Богатый комплекс аммонитов свидетельствует о том, что осадки накапливались в море нормальной солености, а присутствие глауконита и конкреций фосфоритов указывает на существование в этом бассейне течений. Течения обязательно

должны были возникнуть в морском проливе, соединявшем теплые моря Тетиса с умеренно холодными морями Бореальной области. В разрезе отсутствуют карбонатные осадки, что говорит о пониженной температуре вод бассейна и о принадлежности этого района к Бореальной области.

В ранне- и среднеюрскую эпохи моря в Подмоскowie не существовало. Осадки нижней юры развиты лишь на юге платформы, в Прикаспии и на Украине. Это в основном континентальные песчано-глинистые отложения. В среднеюрскую эпоху эта территория погружается под уровень моря, наступавшего из Тетиса; на северо-востоке море проникает с севера до устья р. Кама. В поздней юре трансгрессия достигает максимума, воды теплого Средиземноморского бассейна сливаются с водами Арктической области. Территория Балтийского щита, северная часть Украинского щита и бассейн р. Кама остались сушей.

На территории Западной Сибири отложения юрской системы имеют почти сплошное распространение. Нижне- и среднеюрские осадки выполняют впадины, они представлены преимущественно континентальными песчано-глинистыми отложениями. Верхнеюрские отложения Западной Сибири — это глины, алевролиты и песчаники с разнообразной морской фауной. Особый интерес представляют отложения бажендовской свиты волжского яруса, представленные буровато-черными сильнобитуминозными аргиллитами с остатками рыб и двустворок. Это продуктивный горизонт, по условиям образования близкий к доманику девона западного склона Урала. В поздней юре на территории Западной Сибири из Арктической области проникло море, образовав огромный морской залив, окруженный холмисто-увалистой равниной, занимавшей Урал, Казахстан, Алтай и Восточную Сибирь. Максимальная мощность юрских отложений Западной Сибири достигает 1600 м, обычно она составляет 400—500 м.

Центральная часть закрывшегося в результате герцинской складчатости Урало-Монгольского пояса — от Казахского мелкосопочника и Тянь-Шаня до северо-востока Китая — представляла собой возвышенную страну. Здесь в изолированных впадинах накапливались континентальные, часто угленосные отложения (Карагандинская, Кузнецкая, Минусинская, Ферганская, Зейско-Буреинская впадины). Такие же осадки формировались во впадинах на юге и юго-западе древней Сибирской платформы (Иркутская, Канская впадины). В юре море проникает лишь в северную и северо-восточную части платформы; здесь формируются Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский и Предверхоаянский краевые прогибы.

Северо-американская часть платформы Лавразия в юрское время представляла собой сушу. Областью прогибания, как и в триасе, была территория, примыкавшая к Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области, где широко распространены континентальные и морские отложения. В конце юры в результате невадийского орогенеза, охватившего центральную часть Кордильер, море покидает и эти районы.

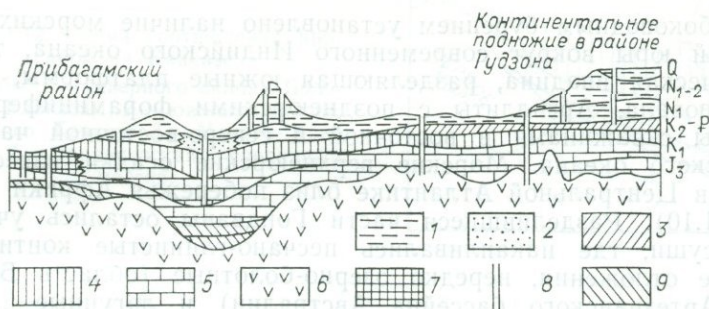


Рис. 11.11. Литологический профиль через северо-западную часть Атлантического океана [Монин А. С., Лисицын А. П., 1980 г.].

1 — глины; 2 — терригенные турбидиты; 3, 4 — глины: 3 — пестроцветные, 4 — черные; 5 — известняки; 6 — базальты; 7 — карбонатно-глинистые илы; 8 — буровые скважины; 9 — слои невыясненного происхождения.

ОБРАЗОВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН. РАСПАД ГОНДВАНЫ

Данные глубоководного бурения последних лет неопровержимо свидетельствуют, что в юрском периоде уже существовали океанические впадины. В Тихом океане верхнеюрские (титон) отложения с остатками радиолярий вскрыты скважинами в его центральной части (рис. 11.10). Несомненно, что в юре были разделены океанической впадиной Северо-Американская и Евразийская части Лавразии. На это указывают находки верхнеюрских отложений на западе Северной Атлантики (район Багамских островов). Здесь разрез следующий (рис. 11.11): на базальтах залегают известняки с фораминиферами келловея — оксфорда (мощность 40 м); выше встречены кирпично-красные глинистые известняки мощностью 40—100 м с фораминиферами оксфорда — кимериджа; залегающие на них белые и серые известняки отнесены к верхней юре (титон) — нижнему мелу (баррем).

В юрском периоде происходит дальнейший распад Гондваны на отдельные части. Морские отложения юры занимают уже обширные площади в пределах Гондваны. Значительно расширяется «Мозамбикский рукав». Здесь трансгрессия достигает своего максимума в поздней юре: морские и лагунно-морские, преимущественно карбонатные верхнеюрские осадки известны на большей части Аравийского полуострова и на всем восточном побережье Африки. Области опускания увеличиваются на Индостане: на северо-западе Индостана нижняя часть юры сложена карбонатными породами, а выше — терригенными осадками с остатками аммонитов. Продолжает существовать устойчивый морской бассейн в западной части Австралии.

Глубоководным бурением установлено наличие морских отложений юры вокруг современного Индийского океана, т. е. океаническая впадина, разделяющая южные платформы, уже существовала. Аргиллиты с позднеюрскими фораминиферами вскрыты скважинами в восточной и северо-восточной частях Индийского океана. Морские верхнеюрские осадки известны также в Центральной Атлантике близ побережья Африки (см. рис. 11.10). Разделившиеся части Гондваны остались участками суши, где накапливались песчано-глинистые континентальные отложения, нередко озерно-болотные (область Большого Артезианского бассейна Австралии) и лагунные (бассейн р. Конго).

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В юре в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса, значительно сократившегося после герцинской складчатости, обособляются две геосинклинальные области: Альпийско-Гималайская (Южная Европа, побережье Северной Африки, Малая Азия, Гималаи) — на западе и Индонезийская (Индонезия, Бирма, часть Филиппин) — на востоке. В Альпах осадконакопление происходит в сложно построенных прогибах, разделенных поднятиями. В прогибах преобладают песчано-глинистые и карбонатные отложения с горизонтами основных эффузивов и яшм общей мощностью в несколько километров. На поднятиях юрские отложения нередко угленосные, имеют сокращенную мощность (сотни метров).

В ранней юре на месте Большого Кавказа продолжал свое развитие геосинклинальный прогиб, заложенный еще в триасе (рис. 11.12). Разрез юры северного склона Большого Кавказа (рис. 11.13) начинается с мощной толщи метаморфизованных сланцев с прослоями песчаников, содержащих остатки аммонитов *Amaltheus* и др. Средняя юра представлена чередованием бурых и коричневых песчаников и сланцев, включающих остатки аммонитов *Parkinsonia parkinsoni* и др. Нижняя часть средней юры угленосна. Верхнеюрские отложения залегают на средней юре трансгрессивно, с конгломератами в основании, представлены мергелями и рифовыми известняками, на отдельных участках известняки замещаются доломитами и гипсами.

На южном склоне Большого Кавказа разрез юры также начинается с мощной толщи аспидных сланцев. Однако верхняя часть нижней юры и вся средняя юра здесь представлены порфиритами с прослоями туфопесчаников. Верхняя юра образована ритмичным чередованием мергелей, сланцев, известковистых песчаников и известняков. Низы толщи слагают песчаники, темные сланцы и угли (месторождения Ткварчели и Ткибули). Юрские отложения северного и южного склонов

Рис. 11.12. Схема соотношения прогибов на Кавказе.

Прогибы: 1 — северного склона Большого Кавказа, 2 — южного склона Большого Кавказа, 3 — Малого Кавказа; 4 — Закавказский срединный массив.

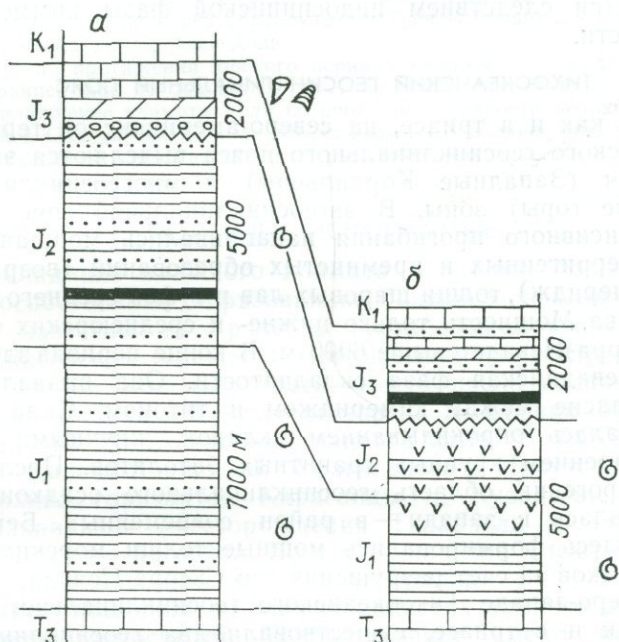
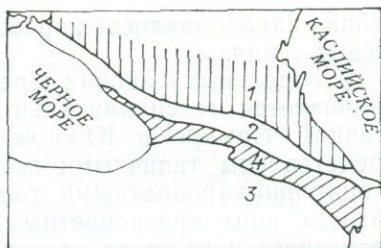


Рис. 11.13. Схематические разрезы юры северного (а) и южного (б) склонов Большого Кавказа.

Большого Кавказа согласно перекрываются известняками нижнего мела. Мощность юрских отложений на северном склоне 14—15 км, на южном 6,5—7,5 км.

Приведенные разрезы показывают, что единый геосинклинальный прогиб, существовавший в ранней юре на месте Большого Кавказа, в средней юре был разделен поднятием, возникшим на месте водораздельной части современного хребта. В дальнейшем к северу от поднятия накапливалась толща обломочных пород, а к югу проявлялся сильный вулканизм. В поздней юре северный и южный прогибы окончательно обособились, при этом на севере в условиях теплого морского бас-

сейна накапливались карбонатные осадки, а на юге — флишевые серии.

В отдельных районах Средиземноморского пояса в юре заканчивается геосинклинальный режим развития. На Юго-Восточном Памире и Южном Тибете юрские отложения еще представлены типичными геосинклинальными карбонатными и терригенно-карбонатными толщами. Лишь появление в верхах разреза юры красноцветных обломочных пород отвечает началу орогенного этапа развития. В Индокитае весь разрез юры сложен континентальными осадками, заполняющими впадины, что является следствием индосинийской фазы киммерийской складчатости.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В юре, как и в триасе, на северо-американской территории Тихоокеанского геосинклинального пояса выделяются эвгеосинклинальная (Западные Кордильеры) и миогеосинклинальная (Скалистые горы) зоны. В эвгеосинклинальной зоне в условиях интенсивного прогибания накапливались мощная толща морских терригенных и кремнистых образований (возраст геттанг — кимеридж), толщи шаровых лав и туфов среднего и основного состава. Мощность только ниже- и среднеюрских отложений в Сьерра-Неваде свыше 6000 м. В конце периода здесь проявилась невадийская фаза складчатости. Она вызвала угловое несогласие между кимериджем и титоном. Складчатость сопровождалась опрокидыванием складок, крупными надвигами, внедрением крупных гранитных батолитов. После невадийской орогении область геосинклинального осадконакопления сместилась к западу — в район современных Береговых хребтов. Здесь формировались мощные толщи морских терригенных осадков за счет разрушения гор Сьерра-Невада.

На северо-западе Тихоокеанского геосинклинального пояса в юре, как и в триасе, существовали два геосинклинальных прогиба — Яно-Колымский и Анюйско-Чукотский, разделенные Колымским срединным массивом. На протяжении ранней и средней юры здесь продолжалось накопление морских терригенных образований. Вулканизм в прогибах проявился слабо, но по окраинам Колымского массива — чрезвычайно широко. В поздней юре осадконакопление прерывается складчатостью, которая сопровождается внедрением кислых интрузий. Начинает формироваться поднятие Верхоянского хребта. На границе с Сибирской платформой закладывается Предверхоянский краевой прогиб. Почти одновременно образовались межгорные впадины, в которых происходило накопление континентальных вулканогенных и угленосных формаций. Впадины возникли и на срединном массиве (Зырянская и др.). Накопление континентальных существенно угленосных осадков за счет разрушения молодых горных сооружений шло и в краевом прогибе.

В юре продолжают существовать две крупные палеобиогеографические области: Бореальная и Тетис. Разделение этих областей основано прежде всего на различиях комплексов аммонитов. В ранней юре в пределах Бореальной области различают три провинции: 1) Бореально-Атлантическую, включающую Северо-Западную Европу и прослеживающуюся через Северные Альпы и Балканы до Северного Кавказа; 2) Арктическую, включающую Сибирь и Арктические районы Америки; 3) Бореально-Тихоокеанскую, охватывающую Южную Аляску и Британскую Колумбию.

Границы этих областей в юре неоднократно перемещались. Так, позднечюрская трансгрессия обусловила широкую миграцию бореальной фауны на юг и значительное расширение границ Бореального зоогеографического пояса. С середины раннего келлова бореальные аммониты проникают далеко на юг, доходя до Кавказа и Средней Азии.

Климат на протяжении юрского периода менялся от гумидного к аридному. В ранней юре на обширных пространствах Евразии произошло значительное увлажнение климата, судя по широкому распространению угленосных отложений в Сибири, Китае и отчасти в Европе. В поздней юре наблюдается общая аридизация климата, на что указывают красноцветы и соли Китая, Индокитая, Африки и Северной Америки.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Преобладание влажного климата в течение большей части юры способствовало образованию *бокситов* и *углей*. Юрские бокситы известны на Урале, в Тургайском прогибе, Средней Азии, Енисейском кряже и Средиземноморье. Юрская эпоха угленакопления занимает третье место после позднечюрской и позднемеловой — палеогеновой. В юрских отложениях сосредоточено 16 % мировых запасов угля. В СССР это бурые угли Канско-Ачинского, Убаганского и Иркутского бассейнов, верхних горизонтов Караганды и Кузбасса, каменный уголь Закавказья (месторождения Ткварчели и Ткибули) и Южно-Якутского бассейна. Большое значение имеют также юрские угольные бассейны Китая и Австралии.

Юрские отложения во многих областях земного шара являются нефтегазоносными. Такой возраст имеют крупнейшие в мире месторождения *нефти* Саудовской Аравии (Гхавар и Мизелидж), а также нефтяные месторождения СССР — в Предкавказье, Средней Азии, на Мангышлаке, в Волго-Эмбинской области, Западной Сибири.

К юрскому периоду приурочена одна из крупных «железорудных» эпох в истории Земли. Месторождения оолитовых *железных руд* часто накапливались во впадинах, наложенных на герциниды (Англо-Парижская, Германская, Западно-Сибирская).

Мощная интрузивная деятельность середины и конца юрского периода в пределах преимущественно Тихоокеанского и отчасти Средиземноморского поясов способствовала формированию целого ряда рудных месторождений. Наиболее характерны для поздней юры месторождения *олова*, *молибдена*, *вольфрама*, *золота*, *серебра* и *полиметаллов*, связанные с кислыми интрузиями (Забайкалье, Верхояно-Чукотская область,

п-ов Малакка, Индонезия, Северо-Американские Кордильеры); на Кавказе юрский возраст имеет полиметаллическое месторождение Садон. С юрским вулканизмом связаны месторождения *марганцевых руд* в Альпах, на Балканах и в Калифорнии, месторождение *меди* Кафан в Закавказье.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Меловой период начался 132 млн. лет назад и закончился 66 млн. лет назад; продолжительность периода 66 млн. лет. Меловая система выделена в 1822 г. бельгийским геологом О. д'Аллау. Название получила по присутствию в ней характерных отложений белого пшечега мела. Подразделение системы на отделы и ярусы проведено в основном на территории Франции и Швейцарии (табл. 11.3).

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Меловым периодом завершается мезозойская эра, поэтому его органический мир несет на себе все черты переходного этапа. В раннем мелу состав основных групп растений типично мезозойский, а в позднемеловую эпоху происходит резкая смена и растения приобретают кайнозойский облик. В бассей-

Таблица 11.3

Общие стратиграфические подразделения меловой системы

Отдел	Надъярус	Ярус
Верхний	Сенон	Маастрихтский K_2m Кампанский K_2km Сантонский K_2st Коньякский K_2k
		Туронский K_2t Сеноманский K_2s
Нижний		Альбский K_1al Аптский K_1a
	Неоком	Барремский K_1br Готеривский K_1g Валанжинский K_1v Берриасский K_1b

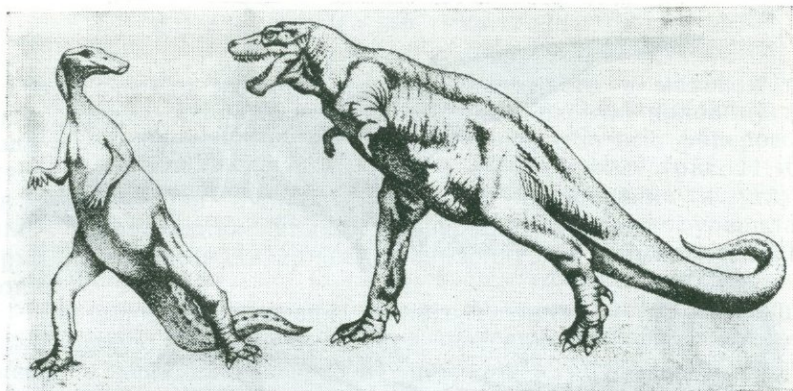


Рис. 11.14. Траходон и тиранозавр [Аугуста И., Буриан З., 1963 г.].

нах мелового периода важнейшими группами являются аммониты, белемниты, морские ежи, двустворчатые моллюски, губки, мшанки, гастроподы, фораминиферы, шестилучевые кораллы. Аммониты достигают исключительного разнообразия в строении раковины (от спирально свернутой до прямой). Испытывают расцвет «неправильные» морские ежи. Представители двустворок — иноцерамы — служат важнейшей группой для стратиграфии верхнего мела. Наряду с рифостроителями — кораллами и мшанками — пороодообразующее значение имеют мелкие фораминиферы.

Среди меловых позвоночных продолжают господствовать рептилии (рис. 11.14): наземные формы представлены как травоядными (род *Trachodon*), так и хищными (род *Tyrannosaurus*), достигавшими громадных размеров — свыше 5 м в высоту. В морях преобладают ихтиозавры и плезиозавры. В позднем мелу появляется своеобразная группа хищных морских ящеров — мозозавров, достигавших в длину 20 м; размер зубов у них составлял 15—20 см. В воздухе царили птерозавры (*Pteranodon*) с размахом крыльев до 15—21 м (рис. 11.15). В морях дальнейшее развитие получают рыбы. В меловом периоде впервые появляются змеи. Среди млекопитающих возникают высокоорганизованные плацентарные формы. Совершенствуются птицы, напоминавшие обликом современных птиц, но имевшие зубы.

В раннемеловую эпоху растительный мир имеет мезофитовый облик, в позднем мелу господствуют уже покрытосеменные. Граница мела и палеогена — очень резкий рубеж в развитии органического мира планеты, характеризующийся вымиранием аммонитов, белемнитов, ихтиозавров, плезиозавров, рудистов, птерозавров, динозавров; резко сокращается число

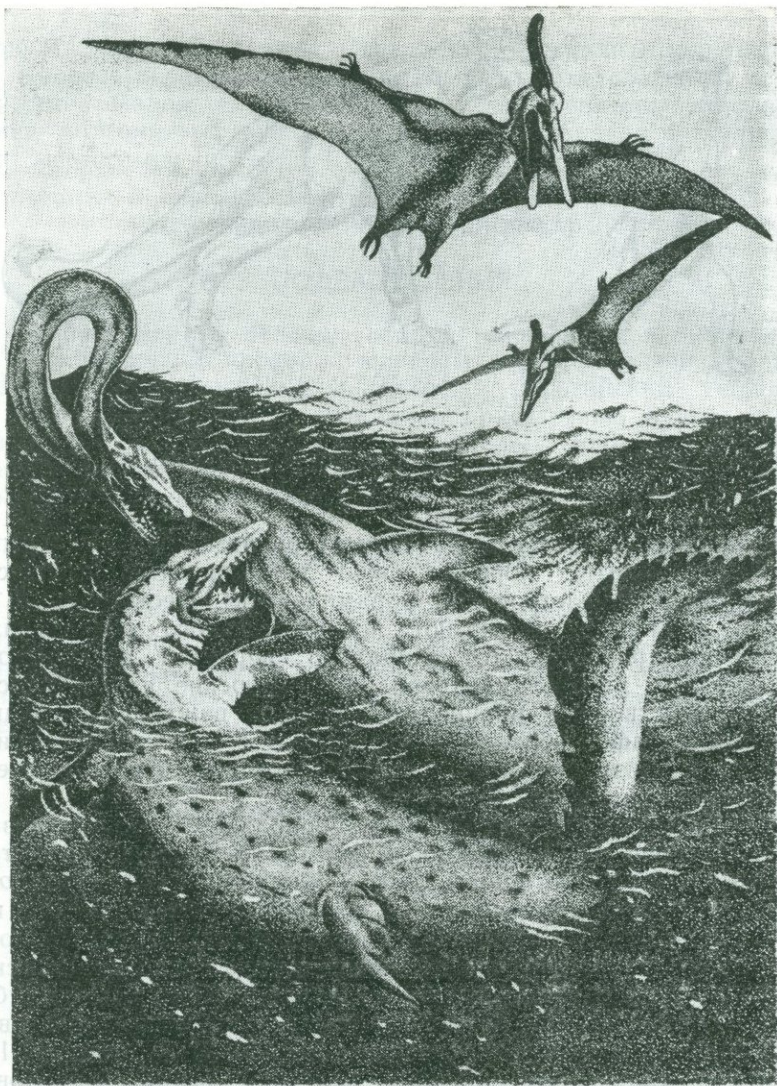


Рис. 11.15. Плезнозавры (эласозавр и тилозавр) и летающие ящеры птеранодоны [Аугуста И., Бурман З., 1963 г.].

фораминифер, морских ежей, костистых рыб, вымирает две трети кораллов. Исчезает более 75 % видов растений и животных. Для объяснения причин вымирания организмов в конце мелового периода выдвигается целый ряд гипотез, в том числе основанные на космических, климатических, тектонических и палеогеографических факторах.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

Геологическая история земной поверхности в меловом периоде определялась слабой регрессией в первую половину периода и обширной, одной из самых больших за всю фанерозойскую историю Земли трансгрессией в позднем мелу (рис. 11.16). Эта трансгрессия и продолжающееся расширение и углубление океанических впадин завершили распад суперплатформ Гондвана и Ангариды (Лавразия) на континентальные блоки.

Раннемеловая регрессия явилась следствием завершающих киммерийскую складчатость тектонических движений, которые (вместе с невадийской фазой) привели к отмиранию геосинклинального режима на севере Тихоокеанского пояса: в Кордильерах Северной Америки и на обширной территории от Верхоянского хребта до Чукотского полуострова и хр. Сихотэ-Алинь (исключая его восточную часть). Эти движения проявились и на остальной части Тихоокеанского пояса и во многих районах Средиземноморского пояса, но на этих территориях позднее возобновилось мощное осадконакопление. В самом конце мела ларамийской фазой начинается следующая — альпийская — складчатость.

Для геосинклинальных поясов мела особенно характерно образование флиша (это максимум флишенакпления за всю историю Земли), тяготеющее к их внешним зонам, а также формирование спилит-диабазовых и кремнистых формаций. Со складчатыми движениями мелового периода связан грандиозный гранитоидный магматизм. Интрузии этого состава, часто представленные крупными телами — батолитами, образовались почти на всем протяжении Тихоокеанского, а также на востоке Средиземноморского геосинклинального пояса — от Ирана и Афганистана до Индонезии. К этим интрузиям приурочены разнообразные рудные месторождения.

В раннемеловую эпоху продолжался эпиплатформенный орогенез в Забайкалье, Монголии (начавшийся еще в юрском периоде) и частично на Китайской платформе. Этот процесс сопровождался накоплением континентальных терригенных, нередко угленосных толщ, иногда внедрением интрузий и наземным вулканизмом. Наземные трапповые излияния происходили в бассейне р. Парана в Южной Америке, на Земле Франца-Иосифа и в других районах. В это же время возникли рифтовые зоны на востоке Бразилии, в Западной Африке (трог Бенуэ) и др.

Позднемеловая трансгрессия проявилась на всех континентах (кроме Австралии). В морях, которые занимали свыше половины площади современных континентов, резко преобладало накопление карбонатных (в том числе песчистый мел) и карбонатно-обломочных осадков. В конце периода начинаются

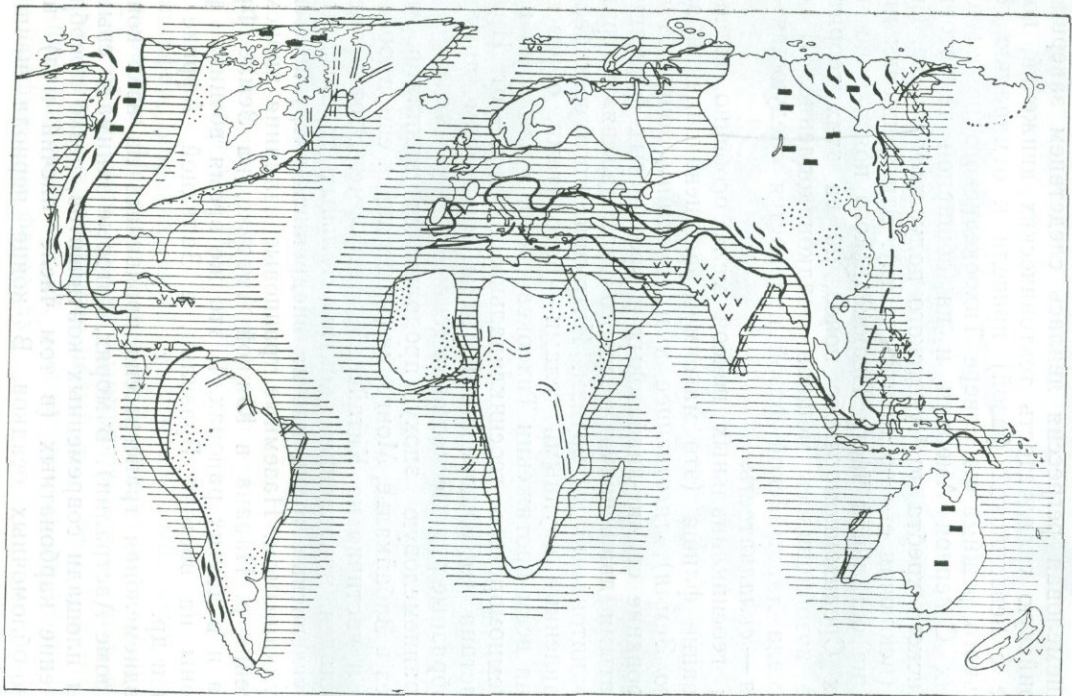


Рис. 11.16. Палеогеографическая схема мира. Поздний мел. Составил А. М. Павлов. Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

излияния траппов на плато Декан (Индия). Траппы позднемелового возраста известны в Западной Африке (Нигерия, Камерун) и на Мадагаскаре.

ПЛАТФОРМЫ

Несомненное существование океанической впадины Северной Атлантики в меловом периоде определило разделение Лавразии на два континента: Северную Америку и Евразию, омывавшиеся с севера водами Полярного бассейна. К этому времени Гондвана уже распалась на континентальные глыбы: Африку, Индостан и Австралию, разделенные Индийским океаном. Полностью или частично отделились друг от друга Южная Америка и Африка. На существование постоянных или временных связей между этими континентами указывает сходство раннемеловых и позднемеловых (коньякских) рептилий. Несомненно, хотя бы кратковременная, сухопутная связь между Северной и Южной Америкой, судя по сходству позднемеловых комплексов динозавров, змей, ящериц, черепах и млекопитающих.

ЕВРАЗИЯ

Евразия включала древние эпибайкальские платформы (Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайскую), присоединившиеся к ним области каледонской и герцинской складчатостей, а также на юго-востоке область, «закрытую» индосинийскими складчатыми движениями.

Геологическая история этих областей Евразии в меловом периоде достаточно разнообразна, но имеет и ряд общих черт. Так, в начале раннемеловой эпохи (неоком) на территории западно-европейских герцинид преобладала суша, где отлагались озерные и речные пески и глины. Морские условия сохранялись в отдельных опущенных блоках (Англо-Парижская впадина).

На Восточно-Европейской платформе в неокоме существовал меридионально вытянутый узкий морской бассейн, соединявший Арктический бассейн со Средиземноморским. Характер осадконакопления в этом бассейне хорошо иллюстрируется сводным разрезом отложений платформы (рис. 11.17). Нижняя часть этого разреза типична для Подмосковья. В основании разреза на глинах и песках волжского яруса с размытым залегают пески с желваками фосфоритов и галькой, охарактеризованные фауной берриаса и валанжина. Выше по разрезу располагаются глины с подчиненным количеством песка, охарактеризованные аммонитами готерива—баррема (*Sibirskites*). Глины сменяются белыми кварцевыми континентальными песками без фауны, но с многочисленными растительными остатками; по положению в разрезе их относят к апту. Далее по разрезу следуют глины с аммонитами альба. Общая мощность нижнего мела достигает 100 м.

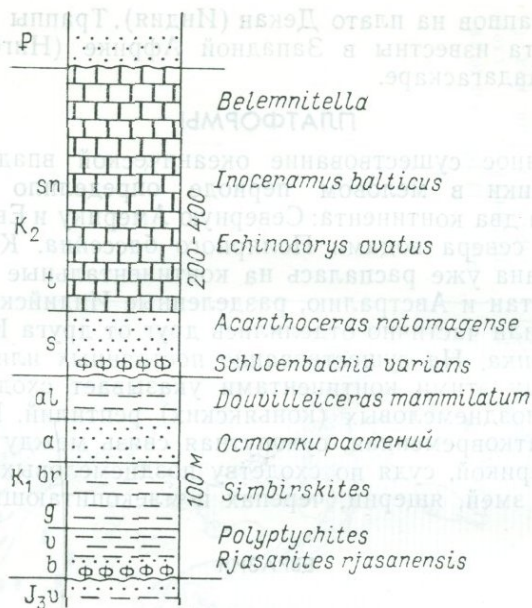


Рис. 11.17. Сводный разрез меловых отложений Русской плиты.

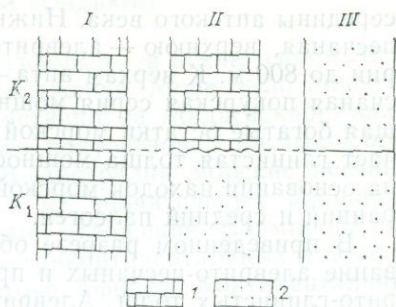
Характер нижнемеловых отложений определяется условиями мелкого холодного моря, с течениями и спокойными заливами. В начале позднемеловой эпохи прерывается связь этого морского бассейна с Арктическим и вместо меридионального холодного моря-пролива образуется широтный морской бассейн на юге платформы, связанный с Тетисом.

Разрез верхнемеловых отложений обычно следующий (см. рис. 11.17). На размытой поверхности альбских глин залегают фосфориты, а затем глауконитовые пески с прослоями глин, содержащие остатки аммонитов сеноманского яруса (*Schloenbachia varians*, *Acanthoceras rotomagense*). Выше наблюдается мощная толща писчего мела, содержащая редкую фауну (иноцерамы, морские ежи, белемнителлы) туронского и сантонского веков. Мощность верхнемеловых отложений 200—400 м.

Толща писчего мела характеризует максимум позднемеловой трансгрессии, когда море занимало обширную территорию на юге Евразии, протягиваясь в широтном направлении от Средней Азии до Англии. Образование писчего мела связывается с расцветом микроскопических известковых водорослей (кокколитофорид) и фораминифер в условиях относительно теплого моря с низкими берегами при крайне незначительном приносе терригенного материала с континентов, что может быть только при аридном климате. На небольшие глубины бассейна указывают

Рис. 11.18. Схема сопоставления меловых отложений п-ова Мангышлак (I), Ферганской впадины (II) и Монголии (III).

Отложения: 1 — морские, 2 — континентальные.



находки толстостенных раковин и непосредственная смена писчего мела по простиранию песчаными осадками.

Хорошей иллюстрацией меловой истории Средней и Центральной Азии является схема сопоставления отложений мела п-ова Мангышлак, Ферганской впадины и Монголии (рис. 11.18). На Мангышлаке весь мел представлен морскими отложениями с разнообразной и богатой фауной аммонитов. Восточнее, в Ферганской впадине нижний мел красноватый континентальный с остатками динозавров; верхний мел морской, содержащий столь характерную руководящую форму, как *Placenticerus*. В Монголии весь разрез мела континентальный, включающий разнообразные остатки многочисленных позвоночных, в частности динозавров.

Сравнивая приведенные разрезы, можно сделать вывод, что в раннемеловую эпоху море с территории Восточно-Европейской платформы проникло на восток примерно до меридиана современного Аральского моря. Восточнее располагалась суша, где обитали динозавры, ископаемые остатки которых найдены в Ферганской впадине и Монголии. В поздне меловую эпоху море на востоке дошло до подножий Тянь-Шаня, проникло в Ферганскую впадину, а на севере через Тургайский пролив соединилось с морем, покрывавшим Западно-Сибирскую низменность. В Монголии по-прежнему существовала суша, где обитали динозавры. Эта территория с мезозоя была областью развития разнообразных наземных позвоночных, откуда они расселились в Европу и Африку.

Следующий крупный район распространения морских меловых отложений в пределах Евразии — это Западно-Сибирская низменность. Здесь в раннем мелу существовал залив Арктического бассейна. В поздне меловую эпоху эта территория испытывала дальнейшее прогибание, море проникло южнее и через Тургайский пролив соединилось с теплым морем, располагавшимся на юге Европы и в Средней Азии.

В основании разреза мела Западно-Сибирской низменности на породах баженовской свиты верхней юры согласно залегает саргатская серия, которая формировалась до

середины аптского века. Нижнюю часть серии составляет алеврито-песчаная, верхнюю — алеврито-глинистая толща. Мощность серии до 800 м. К верхам апта — сеноману относится алеврито-песчаная покурская серия мощностью от 200 до 1000 м, содержащая богатые остатки морской фауны. Разрез верхнего мела венчает глинистая толща мощностью от 600 до 1000 м. Возраст ее на основании находок морской фауны определяется как турон — ранний и средний палеоген.

В приведенном разрезе обращает на себя внимание чередование алеврито-песчаных и преимущественно глинистых и алеврито-глинистых толщ. Алеврито-песчаные толщи (нижняя часть саргатской серии и покурская серия), образованные пористыми породами, являются основными продуктивными горизонтами Западно-Сибирской низменности. Глинистые и алеврито-глинистые толщи играют роль покрышек, способствующих консервации углеводородов в залегающих ниже толщах.

Раннемеловое море из Западно-Сибирской низменности проникло в Хатангскую впадину. Таймыр, вероятно, представлял собой остров. В Хатангском проливе накапливались глауконитовые пески и глины. Континентальная угленосная толща формировалась в это время в Вилюйской синеклизе, а восточнее — в Предверхоянском краевом прогибе — накапливались продукты разрушения гор Верхояно-Чукотской области. Подобные терригенные толщи формировались и в межгорных прогибах, в районах эпиплатформенного орогенеза в Монголии и на территории Китая. В позднемеловую эпоху Сибирская платформа испытала воздымание, области осадконакопления значительно сократились.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Море мелового периода занимало обширную территорию к востоку от современных Скалистых гор (представлявших в то время многоэпиклиналиную зону Тихоокеанского пояса), достигая края Канадского щита. Море наступало двумя встречными языками: с юга — из области Мексиканского залива и с севера — из Полярного бассейна. На севере накапливались терригенные отложения с бореальной фауной, на юге — карбонатные и терригенные. Море занимало также северное побережье Мексиканского залива и атлантическое побережье. В конце мелового периода в связи с образованием поднятий в Скалистых горах вследствие ларамийской фазы складчатости море отступает и на обширных низменных пространствах начинается формирование мощной континентальной угленосной толщи, содержащей растительные остатки и кости динозавров. Эта же толща вмещает месторождения нефти и газа.

В раннем мелу все южные платформы, за исключением Австралии, сохраняли приподнятое положение. Море было лишь на восточном побережье Африки, частично на Мадагаскаре, занимало большую часть Аравийского полуострова, примыкающую к Тетису, и запад Индостана. В Австралии морские песчано-глинистые осадки накапливались на значительных площадях. Озерно-болотные и аллювиальные отложения формировались на значительных площадях во внутриконтинентальных впадинах (Конго, Нигер) и на северо-востоке Африки. Континентальные песчано-глинистые отложения нижнего мела распространены также в узкой полосе на атлантическом побережье Южной Америки и Африки. Выше них залегает соленосная толща аптского возраста, которая сменяется морскими альбскими и верхнемеловыми отложениями. Это твердое стратиграфическое указание на несомненное существование Южной Атлантики с альбского века.

Позднемеловая трансгрессия широко проявилась в Африке, в меньшей степени на других континентах. В Австралии, наоборот, в это время отмечается регрессия; море сохраняется лишь на западе. Здесь накапливались главным образом терригенные осадки. В Африке позднемеловое море занимало север континента, откуда в виде широкого пролива, пересекая Сахару, проникало далеко на юг до Гвинейского залива; под уровнем моря был почти весь Аравийский полуостров. Морские осадки широко развиты на атлантическом и индийском побережьях континента. Обычно они сложены карбонатными и карбонатно-терригенными породами. Континентальные толщи продолжали формироваться в основном во впадине Конго и других небольших впадинах. В частности, в это время образовались угленосные отложения на территории Нигерии. Такие же осадки формировались на обширных площадях в Бразилии и бассейне р. Амазонка.

Следствием продолжающихся движений земной коры, приведших к распаду Гондваны, являются трапповый магматизм раннего мела в бассейне р. Парана в Южной Америке и позднего мела — на плато Декан в Индии, а также рифтовые зоны, формирующиеся в течение мелового периода преимущественно по окраинам южных континентов (см. рис. 11.16).

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В меловом периоде в пределах этого пояса выделяются три геосинклинальные области: Альпийско-Гималайская (Южная Европа, побережье Северной Африки, Малая Азия, Гималаи),

Индонезийская (Индонезия, Бирма, часть Филиппин) и Восточно-Азиатская (Юго-Восточный Памир, Центральный Тибет, Малакка, Индокитай). Последняя область частично вступила в орогенный этап развития еще в юре и триасе. Процесс этот активно продолжается в раннемеловую эпоху, а к концу мела на большей части этой уже выровненной территории в платформенных условиях накапливаются морские карбонатные осадки.

В наиболее изученной западной части Альпийско-Гималайской геосинклинальной области в меловом периоде обособляются три зоны: внутренняя с эвгеосинклинальными прогибами (Альпы, Динариды, Тавр, Понтийские горы, Малый Кавказ и др.) и две внешние с миогеосинклинальными прогибами — северная (Пиренеи, Северные Альпы, Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ, Копетдаг) и южная (Северный Атлас, Андалузские горы, Южные Альпы, восточное побережье Адриатического моря, южные склоны Восточного Тавра, горы Загрос).

Миогеосинклинальный тип разреза меловых отложений хорошо представлен, например, в Западных, Восточных и Южных Карпатах. В Восточных Карпатах нижний мел слагается песчано-глинистым флишем с прослоями конгломератов в верхней части. Верхний мел также образован флишевой толщей — ритмично чередующимися пластами известковистых песчаников и аргиллитов. Общая мощность разреза мела свыше 2000 м. В позднем мелу образуются флишевые прогибы в Альпах, Венгерской впадине (здесь меловые отложения вскрыты скважинами под покровом неогена), формируются флишевые толщи в Динаридах, Малой Азии, на Большом Кавказе.

На территории Большого Кавказа сохраняются прогибы, возникшие еще в юре. В северном прогибе (северный склон Большого Кавказа) в раннем мелу накапливаются терригенно-карбонатные отложения (до 1100 м), а в позднем мелу — известняки. В южном прогибе в течение мелового периода формируется толща карбонатного и терригенного флиша мощностью свыше 5000 м. Поднятия, разделявшие эти прогибы, разрастается в позднем мелу и смещает зоны прогибов соответственно к северу и к югу.

Показательна меловая история Горного Крыма, устанавливаемая по разрезу в долине р. Бельбек* (рис. 11.19). Здесь на сложно дислоцированной флишевой толще таврической серии среднетриасового — раннеюрского возраста моноκлиально залегают терригенно-карбонатные отложения нижнего мела (неоком). Структурным несогласием отчетливо фиксируется проявление киммерийской складчатости, не случайно получившей свое название по Крыму (Киммерия — древнее название Крыма). На породах таврической серии в виде останцов

* Район учебной геологической практики студентов Ленинградского горного института.

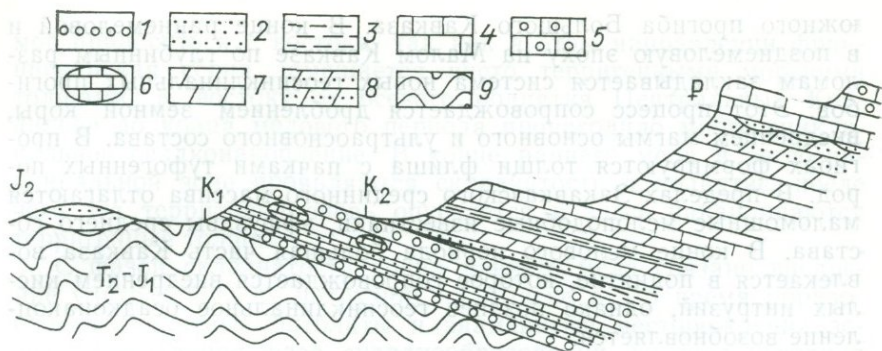


Рис. 11.19. Схематический разрез меловых отложений бассейна р. Бельбек (Горный Крым).

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и глины; 4 — известняки; 5 — нуммулитовые известняки; 6 — рифогенные известняки; 7 — мергели; 8 — песчаные мергели; 9 — складчатые породы таврической серии.

сохранились слабо дислоцированные песчаники среднеюрского возраста, что позволяет установить предсреднеюрскую и предмеловую фазы складчатости. Складчатость сопровождалась внедрением интрузий.

Нижний мел с незначительным угловым и отчетливым стратиграфическим несогласием (выпадают горизонты баррема и апта) перекрывается толщей верхнего мела. В основании ее залегают глауконитовые песчаники альба—сеномана, которые вверх по разрезу сменяются известково-кремнистыми породами турона, а затем однообразной толщей мергелей сенона. Выше следуют плотные известняки датского яруса палеогена, бронирующие поверхность верхнемеловой куэсты. Мощность нижнемеловой части разреза 100 м, верхнемеловой — 400 м.

Приведенный разрез, демонстрируя неоднократно проявление складчатости различной интенсивности (перед средней юрой, перед ранним мелом, в конце раннего мела, в послемеловое время), отражает общий ход событий мезозоя в Альпийско-Гималайской геосинклинальной области: заложение геосинклинального прогиба в среднем триасе и накопление в этом прогибе толщ флиша до ранней юры; закрытие прогиба к средней юре и восходящие движения в поздней юре; меловое осадконакопление в морских условиях в миогеосинклинальной зоне, прерванное слабыми орогеническими движениями в конце раннемеловой эпохи.

К началу мелового периода в пределах Малого Кавказа проявилась складчатость, сопровождавшаяся внедрением гранитных интрузий; в результате поднятий большая часть Малого Кавказа становится сушей. Морской бассейн сохраняется на Закавказском срединном массиве, он соединяется с бассейном

южного прогиба Большого Кавказа. В конце раннемеловой и в поздне меловую эпоху на Малом Кавказе по глубинным разломам закладывается система новых геосинклинальных прогибов. Этот процесс сопровождается дроблением земной коры, внедрением магмы основного и ультраосновного состава. В прогибах формируются толщи флиша с пачками туфогенных пород. В пределах Закавказского срединного массива отлагаются маломощные мелоподобные известняки, эффузивы среднего состава. В конце мелового периода большая часть Кавказа вовлекается в поднятие, которое сопровождается внедрением кислых интрузий, однако позднее геосинклинальное осадконакопление возобновляется.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В пределах этого пояса в меловом периоде геосинклинальный режим отмирает на территории Верхояно-Чукотской области, большей части Сихотэ-Алиня и в Северо-Американских Кордильерах. В Верхояно-Чукотской области в начале мелового периода продолжается рост поднятий, возникших еще в юре. Заполняется молассовой формацией Предверхоянский краевой прогиб, развиваются межгорные впадины на Колымском срединном массиве, где накапливается угленосная моласса. Во второй половине раннего мела происходит заключительная — колымская — фаза киммерийской складчатости, сопровождающаяся внедрением кислых интрузий и образованием связанных с ними месторождений. В конце раннего мела море навсегда покидает Верхояно-Чукотскую область. Поздне меловые движения здесь носят глыбовый характер.

В конце раннего мела по границе орогенной области с оставшейся частью Тихоокеанского геосинклинального пояса возникла зона разломов, по которым начались мощные проявления вулканизма, образовавшие Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс, существовавший до конца палеогена.

Центральная часть Кордильер Северной Америки после невадийской фазы складчатости вступила в орогенную стадию развития. Континентальная, иногда угленосная формация образовывалась в межгорных прогибах в отдельных частях растущего поднятия и по его периферии. Особенно мощные (свыше 10 км) континентальные толщи конгломератов и песчаников накопились в течение мела в Британской Колумбии.

К западу от поднятия в раннемеловую эпоху продолжалось эвгеосинклинальное осадконакопление. Для этой зоны характерна францисканская серия: граувакковые песчаники, глинистые сланцы, эффузивы, кремнистые породы. Граувакковые песчаники, входящие в состав серии, как полагают, образовались за счет размыва вулканических островов, находившихся западнее — на месте современного Тихого океана. Такой материал не

мог приноситься с востока, так как в этом направлении францисканская серия замещается чисто терригенными морскими толщами. К востоку от осевого поднятия Центральных Кордильер до конца мелового периода происходило миогеосинклинальное осадконакопление. В конце раннего мела в эвгеосинклинальной зоне проявляются складчатость и поднятие, после чего эта территория вновь опускается и здесь накапливаются терригенные толщи.

С фазой складчатости конца раннего мела связано внедрение ультраосновных интрузий; на Аляске в это время образовались гранитные батолиты и знаменитые месторождения золота. Следующая фаза складкообразования, которая охватила почти всю территорию Кордильер и сопровождалась внедрением гранитных интрузий в поясе от Аляски и до Мексики, произошла в середине позднего мела. Отложения верхов верхнего мела во многих районах представлены молассовыми толщами. Эта фаза почти не затронула миогеосинклинальную зону. Возобновилось эвгеосинклинальное осадконакопление и на западе — в Береговых хребтах.

ОКЕАНЫ

В меловом периоде, несомненно, существовали все океаны планеты, что доказывается как разрезами мела, вскрытыми при глубоководном бурении, так и выходами морских отложений этого возраста на значительных участках в приокеанических частях континентов. Однако контуры океанов, так же как и распределение глубин в них, значительно отличались от современных. Анализ данных глубоководного бурения, выполненный Е. М. Рудичем, показал, что меловые преимущественно мелководные отложения Индийского и Атлантического океанов располагаются в их частях, прилегающих к континентам, а заведомо глубоководные отложения тяготеют к центральным частям океанов.

А. П. Лисицын и другие исследователи считают, что во время поздне меловой трансгрессии в океанах отсутствовали холодные придонные воды, а вертикальная и горизонтальная циркуляция океанических вод была слабой. Это приводило к заражению глубоководных осадков сероводородом, столь характерному для позднего мела.

По мнению сторонников мобилизма, поздний мел — это время максимальных скоростей раздвижения дна океанов, что и обусловило вытеснение океанической воды на континенты, подъем уровня океана. Вызванное этим повышение базиса эрозии континентов привело к резкому уменьшению поступления в океаны терригенного материала. Поэтому среди верхнемеловых отложений в океанах, так же как и в эпиконтинентальных морях, резко преобладают карбонатные, главным образом органогенные, породы.

В течение мелового периода значительно возросли масштабы базальтовых излияний на дне океанов. Пояс андезитового вулканизма этого времени тяготеет к периферическим частям Тихого океана.

КЛИМАТ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

Согласно реконструкциям В. Е. Хаина, А. Б. Ронова и А. Н. Балуховского, в раннем мелу в пределах современных континентов намечаются экваториальная гумидная, северная и южная аридные, северная и южная гумидные зоны. Экваториальная зона располагалась примерно вдоль современного экватора; она расширялась благодаря включению п-ова Индостан и сливалась в Австралии с южной гумидной зоной, так как здесь выклинивалась южная аридная зона, выделяющаяся западнее. Граница северных аридной и гумидной зон намечается примерно в устье р. Янцзы, далее проходит через оз. Балхаш, Аральское море, к северу от о. Кипр, через Гибралтар и на запад, пересекая примерно пополам Аппалачи. Для морей северной гумидной зоны характерна бореальная фауна, а для континентов свойственны своеобразные холоднолюбивые растения и углеобразование, широко проявленное в Евразии (от Шпицбергена до Северного Китая) и в Северной Америке. Сравнительно холодный климат по находкам эндемичной холоднолюбивой фауны намечается в Антарктиде.

В позднемеловую эпоху климат становится более влажным, что связано с максимумом трансгрессии. Среднегодовая температура в умеренных широтах была примерно на 10 °С выше современной. В то же время наблюдается некоторое расширение областей засушливого климата: экваториальная гумидная зона выклинивалась к востоку от Индостана в результате слияния северной и южной аридных зон. Хорошим показателем теплого и, вероятно, засушливого климата является формация псичего мела, которая по мере понижения температуры морских вод замещается глауконитовыми песками, глинами и опоками. Возможно, засушливый климат способствовал полному вытеснению мезофитной флоры кайнофитной.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Разнообразие условий осадконакопления и интенсивный магматизм мелового периода обусловили богатство отложений этой системы разнообразными полезными ископаемыми. С континентальными отложениями мела связано около 21 % мировых запасов *углей*. Это Ленский и Зырянский бассейны в СССР, месторождения запада Северной Америки и др. Залежи *бокситов* известны в Тургайском прогибе, на юге Франции, в Испании, Турции и Иране. Оолитовые *железные руды* образовали крупный бассейн на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Залежи *фосфоритов* мелового возраста встречаются в Европейской части СССР, а также слагают пояс месторождений от Марокко и до Сирии. С лагунными отложениями мела связаны месторождения *солей* Туркмении и Северной Америки. Во многих странах широко разрабатываются залежи *псичего мела*.

Меловой возраст имеют продуктивные *нефте-* и *газоносные* горизонты многих районов: Западно-Сибирской низменности, запада Средней Азии, Ливии, Кувейта, Нигерии, Габона, Канады, Мексиканского залива и др.

С кислыми интрузиями связаны разнообразные месторождения на всем протяжении Тихоокеанского геосинклинального пояса: олова, свинца и золота в мезозоидах северо-востока СССР, запада Северной Америки; «оловянный пояс», прослеживающийся через территорию Малайзии, Таиланда и Индонезии; крупные месторождения олова, вольфрама, сурьмы и ртути на юго-востоке Китая и в Южной Корее.

В кимберлитовых трубках мелового возраста сосредоточены месторождения алмазов Южной Африки и Индии.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ В МЕЗОЗОЕ

Основные тектонические события мезозойской эры могут быть выделены в киммерийский тектонический этап, начавшийся в триасе и закончившийся в раннемеловую эпоху. В пределах Тихоокеанского и Средиземноморского геосинклинальных поясов в течение этого этапа происходило мощное осадконакопление, прерываемое неоднократными складчатыми движениями. Эти движения, начавшиеся в позднем триасе раннекиммерийской фазой, максимума своей интенсивности достигли в поздней юре (невадийская фаза) и раннем мелу (колымская фаза). Складчатость привела к отмиранию геосинклинального режима и к резкому сокращению площади морских бассейнов на востоке Средиземноморского пояса и по северо-западной и северо-восточной окраинам Тихоокеанского пояса.

В пределах платформ киммерийский тектонический этап выразился в постепенном нарастании трансгрессии до поздней юры и в регрессии середины раннего мела. В позднемеловую эпоху происходит одна из крупнейших трансгрессий в истории Земли, охватившая почти все континенты и принадлежащая следующему — альпийскому — тектоническому этапу.

В течение киммерийского тектонического этапа завершается распад суперплатформ Гондвана и Лавразия (Ангарида) в результате активного формирования океанических впадин. Этот процесс сопровождался интенсивными глыбовыми движениями по глубинным разломам — эпиплатформенным орогенезом, четко проявленным в Азии в меловое время; а также мощным трапповым магматизмом, формированием рифтовых зон, которое особенно усиливалось в ранней и средней юре и в раннем мелу (до и после поздней юрской трансгрессии). Сторонники фиксизма объясняют образование океанических впадин только вертикальными перемещениями (погружением материковых блоков и их океанизацией), сторонники мобилизма — раскалыванием и горизонтальными передвижениями глыб литосферы.

Органический мир мезозоя, наряду с палеозойскими реликтами в триасе и новыми — присущими кайнозою — элементами фауны и флоры в мелу, отличается и своими характерными

чертами. Важнейшими группами фауны были амmonoидеи и рептилии. Благодаря исключительному богатству и разнообразию рептилий мезозой называют «эрой рептилий». Конец мелового периода характеризуется вымиранием многих групп фауны, что в настоящее время исследователи пытаются объяснить целым рядом факторов. Влияние одного из факторов, а именно резкого изменения палеогеографических условий, можно считать бесспорным.

Глава 12. КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА (ЭРАТЕМА, ГРУППА)

Кайнозойская эра — это новый этап геологической истории Земли, который продолжается донныне. Длительность эры 66 млн. лет. В течение кайнозоя развивался новый цикл геологических процессов, изменивший и усложнивший структуры земной коры и создавший современную физико-географическую обстановку. В кайнозое сложился своеобразный органический мир, в котором млекопитающие играют ведущую роль; появился человек, и его деятельность стала одним из факторов преобразования поверхности Земли.

Первоначально кайнозойскую эру делили на два периода — третичный и четвертичный; в третичный период включали палеоген и неоген. Такое деление еще сохранилось в некоторых странах. С 1960 г. в СССР по решению Межведомственного стратиграфического комитета кайнозойская эра делится на три периода: палеогеновый, неогеновый и четвертичный (антропогеновый).

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Палеогеновый период начался 66 млн. лет назад и закончился 25 млн. лет назад; его продолжительность 41 млн. лет. Палеоген как самостоятельное подразделение был впервые выделен К. Науманном в 1866 г.

Палеоген подразделяется на три отдела и семь подотделов (табл. 12.1). Общепринятого ярусного деления системы нет. Используются местные («ярусные») шкалы, разработанные для крупных регионов: Западной Европы, Крымско-Кавказской области, тихоокеанского побережья Северной Америки и др. В табл. 12.1 приведены ярусы, принятые для Западной Европы. Главную роль в геохронологии палеогена играют биостратиграфические зоны, устанавливаемые по микроорганизмам (планктонным фораминиферам, нанопланктону) и нуммулитам, что позволяет детально подразделять эти отложения и сопостав-

Таблица 12.1

Подразделения палеогеновой системы
(по А. И. Коробкову и В. А. Крашенинникову)

Отдел	Подотдел	Ярус
Олигоцен (верхний)	Верхний	Хатский P _{3h}
	Нижний	Рюпельский P _{3г}
Эоцен (средний)	Верхний	Приабонский P _{2p} Бартонский P _{2b}
	Средний	Лютетский P _{2l}
	Нижний	Ипрский P _{2i}
Палеоцен (нижний)	Верхний	Танетский P _{1t} Монтский P _{1m}
	Нижний	Датский P _{1d}

лять их на обширных территориях. Для магматических пород и толщ, лишенных органических остатков, применяется палеомагнитная шкала.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Значительная часть организмов палеогена была специализированной и приуроченной к определенным зоогеографическим провинциям и батиметрическим зонам. Однако существовало большое число космополитных форм, преимущественно микроорганизмов, приспособленных к жизни в разнообразных условиях. Из простейших были широко развиты фораминиферы (рис. 12.1), представленные мелкими планктонными и относительно более крупными бентосными формами; из последних наиболее характерны нуммулиты. Эти фораминиферы были столь многочисленными, что скопления их раковин образовывали толщи мощностью десятки метров. Поэтому первоначально даже предлагалось называть палеоген нуммулитовой системой.

Большую роль играли разнообразные радиолярии. Из многоклеточных были широко распространены губки; их разрознен-

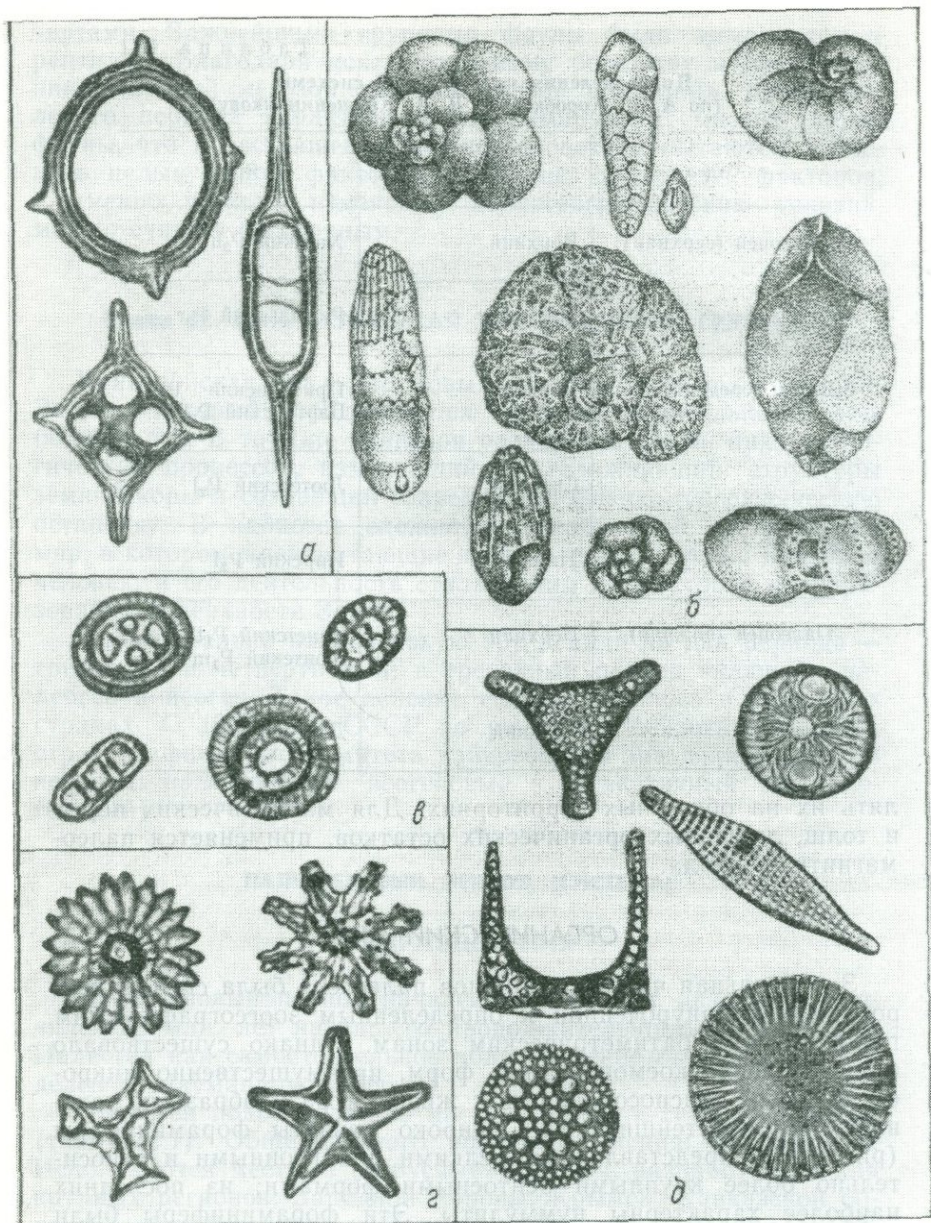


Рис. 12.1. Ископаемые микроорганизмы из палеогеновых отложений Евразии (материалы Э. М. Бугровой, И. П. Табачниковой, З. И. Глезер).

a — силикофлагеллаты (простейшие хризофиты с кремневым скелетом); *б* — планктонные и бентосные фораминиферы; *в, г* — навофоссилии (известковые микроскопаемые); *в* — кокколитофориды, *г* — дискоастеры (пластины планктонных микроорганизмов); *д* — диатомовые водоросли.

Увеличение: *a, в—д* — 1000; *б* — 20.

ные спикеры местами образовывали массовые скопления, давшие своеобразную породу — спонголит. Многочисленные кораллы, принадлежащие к группе склерактиний (подкласс гексакораллы), были представлены разнообразными мелководными и редкими глубоководными формами. Рифовые массивы, развитые в настоящее время в тропических морях, начали возникать в конце эоцена.

По частоте встречаемости следующее место после простейших занимали двустворчатые и брюхоногие моллюски. Они обитали в разнообразных типах водных бассейнов (морских, солоноватоводных, пресноводных). Брюхоногие моллюски, кроме того, освоили наземные условия. Немногочисленные брахиоподы представлены реликтовыми группами: лингулидами, ринхонеллидами и теребратулидами. Достаточно широко были распространены мшанки и морские ежи. Низшие раки — остракоды заселяли морские, солоноватоводные и пресноводные водоемы. Остатки насекомых в палеогене редки, однако только в одном местонахождении янтаря в Прибалтике их обнаружено около 3000 видов.

В водных бассейнах обитали многочисленные рыбы, преимущественно костистые (лососевые, окуневые, тресковые и др.) и хрящевые (акулы, скаты).

Среди позвоночных млекопитающие и беззубые птицы заняли господствующее положение. Земноводные и пресмыкающиеся были немногочисленны: в палеогене известны только гигантские саламандры, лягушки и жабы, а также черепахи, ящерицы, змеи и крокодилы. Быстро развивались беззубые птицы, как летающие, так и нелетающие. Возникшие еще в мезозое примитивные млекопитающие в палеогене начали быстро эволюционировать, значительно умножились по разнообразию и количеству, приспособились к жизни на земле, в воздухе и воде. Эволюция млекопитающих шла по пути их приспособления в основном к определенному образу передвижения и питания, что привело к специализации конечностей и зубов; увеличивались и размеры животных. Одним из наиболее крупных палеогеновых млекопитающих был индрикотерий (рис. 12.2), достигавший в высоту 5 м; кости индрикотерия найдены в Казахстане, Монголии, Китае и Закавказье. Крупные хоботные — мастодонт и динотерий — имели бивни в нижних челюстях; примитивные носорогообразные — диноцерасы — обладали тремя парами рогов и клыками. Наиболее многочисленными были представители архаичных непарнокопытных; затем по численности шли парнокопытные, примитивные грызуны, хищники, насекомоядные и зайцеобразные.

В растительном мире господствовали покрытосеменные (цветковые), представленные большей частью и ныне живущими родами деревьев, кустарников и трав. Из голосеменных растений были многочисленными только хвойные. Низшие рас-

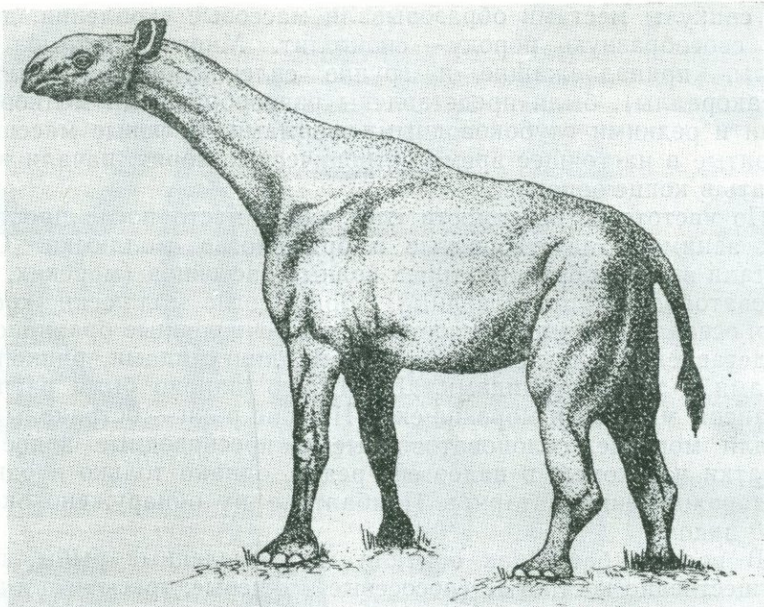


Рис. 12.2. Гигантский безрогий носорог *Indricotherium*.

тения играли значительную роль в растительных сообществах суши и воды. В водах океанов были широко распространены одноклеточные водоросли, обладавшие скелетом (см. рис. 12.1): кремнистым — у диатомовых водорослей и силикофлагеллат, карбонатным — у нанофоссилий (кокколитофорид и дискоастер).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА

В начале палеогена в Северном полушарии находилось два огромных материка, соединявшихся в районе Берингова пролива, — Евразия и Северная Америка. В Южном полушарии существовало несколько материков — частей бывшей Гондваны: Африка, Индостан, Южная Америка. Полное отделение Антарктиды от Австралии и Южной Америки, вероятно, произошло во второй половине палеогена. Материки разделялись Тихим, Атлантическим, Индийским, Северным Ледовитым океанами. Однако контуры материков и океанов значительно отличались от современных. Между северными и южными материками располагалось море Тетис.

Материки состояли из разновозрастных складчатых сооружений (докембрийских, палеозойских и мезозойских), перекрытых на обширных пространствах платформенным чехлом. В палеогене продолжали геосинклинальное развитие значительно со-

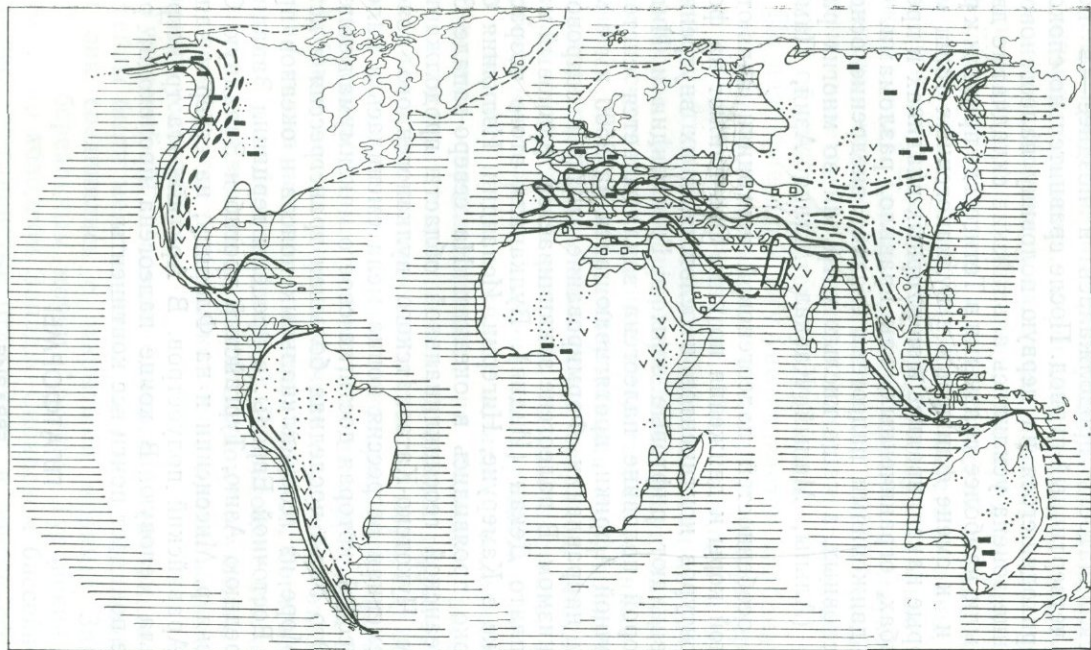


Рис. 12.3. Палеогеографическая схема мира. Эоцен. Составила Е. Д. Михайлова.

Усл. обозначения см. на рис. 10.2.

кратившиеся после киммерийских и ларамийских складчатых движений Средиземноморский (Тетис) и Тихоокеанский геосинклинальные пояса.

Палеоген — время проявления альпийской складчатости, начавшейся еще в самом конце мела ларамийскими движениями. Альпийская складчатость продолжалась и позднее — в неогене и даже в четвертичный период. После сравнительно спокойного этапа, приходящегося на первую половину палеогенового периода, в конце эоцена усилились альпийские складчатые движения. Они были наиболее сильными в Тетисе, где привели к росту поднятий и к смене флишевых и вулканогенных толщ молассаами, которые накапливались в межгорных впадинах и предгорных прогибах, ограниченных, как правило, разломами. Со складчатыми движениями палеогена связано внедрение основных, ультраосновных, а чаще кислых интрузий во многих районах Тетиса (Альпы, Малый Кавказ, Малая Азия, Памир и др.).

Одной из особенностей палеогеновой тектоники являются расколы земной коры и движения по ним. Они влияют на формирование контуров континентов и осложняют их внутреннее строение. Возникают рифтовые зоны в Гренландии и Индии; во второй половине палеогена закладывается система рифтов Восточной Африки, протягивающаяся на 2500 км в меридиональном направлении. Формирование этих зон сопровождается вулканизмом. В палеогене заканчивается трапповый магматизм на плато Декан (Индия). Вулканизм этого возраста известен также в Камеруне, Нигерии, Исландии. Излияния базальтов широко проявились в океанах. На северо-западе Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области продолжается формирование Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса.

Кратковременная регрессия конца мела сменилась в палеогене трансгрессией, которая достигла своего максимума в эоцене (рис. 12.3). Это была последняя большая трансгрессия в истории Земли. Море из геосинклинальных поясов и океанов проникло на юг Восточной Европы, в пределы герцинид Западной Европы, в Среднюю Азию, Тургайский прогиб и Западную Сибирь, в низовья р. Миссисипи и на Флориду, на север и запад Африки, на Аравийский полуостров. В Арктике эта трансгрессия превышала меловую. В конце палеогена происходит регрессия и море покидает почти все континенты.

ПЛАТФОРМЫ

ЕВРАЗИЯ

Большая часть Евразии представляла собой континент. Море проникало на запад и юг Европы и запад Азии. Оно протягивалось от юга Англии на западе до правобережья Сырдарьи на

востоке. На севере море доходило до Северо-Германской низменности, юга Среднерусской и Приволжской возвышенностей. Через Тургайский пролив оно соединялось с морским бассейном на территории Западной Сибири.

В пределах юга Европейской части СССР палеогеновые отложения представлены преимущественно мелкозернистыми терригенными осадками, карбонаты развиты обычно только на самом юге. Мощность палеогена невелика: 150—200 м. Особенности осадконакопления видны на примере разрезов Днепровско-Донецкой впадины и Приволжской возвышенности. Здесь развиты глины, пески, опоки, кремнистые глины; карбонатные породы — пачки мергелей — присутствуют только в эоцене (киевская свита). Толща содержит прослой с глауконитом и фосфоритовые конкреции. Состав пород, обилие организмов с кремневым скелетом и комплекс мелких фораминифер свидетельствуют об умеренной температуре воды.

По направлению к югу увеличивается карбонатность и растет мощность палеогеновых отложений. Например, в окрестностях г. Бахчисарай (рис. 12.4) палеоцен и эоцен сложены преимущественно мергелисто-известковыми породами с обилием моллюсков, фораминифер, прослоями глауконитовых известковистых песчаников. Олигоцен представлен глинами с прослоями песков и песчаников с сидеритовыми конкрециями. Здесь многочисленны раковины моллюсков, остракод, чешуя рыб. Характерные черты этого разреза: тонкозернистость, преобладание карбонатных пород в нижней части разреза и терригенных пород в верхней части, комплекс остатков теплолюбивых морских организмов — прослеживаются на большом расстоянии. Это свидетельствует о длительном опускании территории и о существовании здесь мелководного теплого моря, еще более обмелевшего в конце палеогена. На некоторых участках бассейна сложились своеобразные условия; так на территории Предкавказья в глубоких частях моря в начале олигоцена отлагалась монотонная толща песчано-глинистых осадков, богатых углеводородами (низы майкопской серии). В олигоцене стала развиваться регрессия, приведшая к почти полному осушению северной части бассейна, где осадконакопление продолжалось в континентальных условиях.

Туранский и Западно-Сибирский внутриконтинентальные бассейны были мелководными; в течение большей части периода они соединялись с открытыми морями: Западно-Сибирский — с бореальным морем Арктики, Туранский — с Тетисом. В умеренно холодном Западно-Сибирском бассейне накапливались песчано-глинистые отложения; в эоцене сформировалась своеобразная толща кремнистых пород: диатомиты, опоки, кремнистые глины и мергели. Верхнеолигоценные отложения на большей части территории (от Тазовской губы до Аральского моря) представлены континентальными песками и глинами

Свиты:

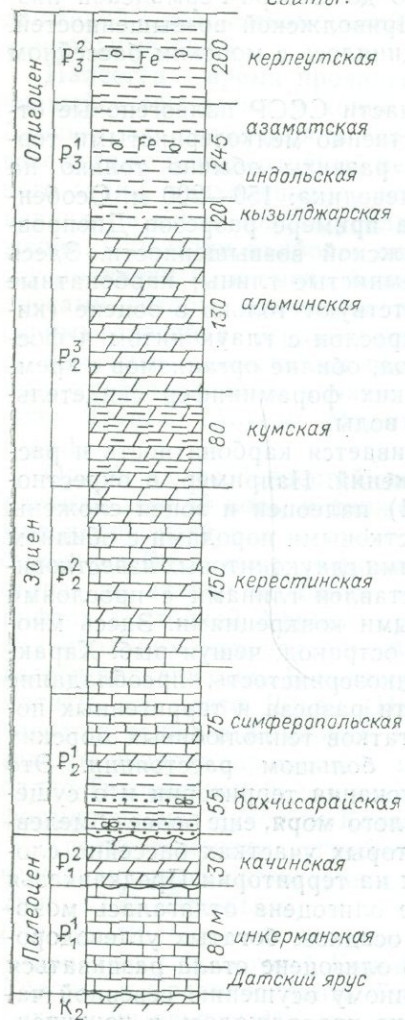


Рис. 12.4. Сводный схематический разрез палеогена Крымского полуострова (по А. И. Коробкову).

Датский ярус — криноидно-мшанковые известняки; *инкерманская свита* — известняки с моллюсками и мшанками; *качинская свита* — мергели с пеллециподами и фораминиферами; *бахчисарайская свита* — карбонатные глины, глауконитовые песчаники с фосфоритовыми конкрециями, пеллециподами, фораминиферами; *симферопольская свита* — известняки с пеллециподами, мергели, нуммулитовые известняки; *керестинская свита* — мелоподобные мергели и известняки с многочисленными моллюсками и фораминиферами; *кумская свита* — тонкослойные мергелистые глины с чешуей рыб; *альминская свита* — толстослойные мергели с многочисленными моллюсками и фораминиферами; *кызылджарская свита* — алевриты, песчаники с гастроподами и пеллециподами; *индольская свита* — глины с прослоями сидеритов; *азаматская свита* — глины с остракодами; *керлеутская свита* — глины с сидеритовыми конкрециями, чешуей рыб, редкими гастроподами.

с прослоями бурых углей, это следы позднеолигоценовой регрессии. Южнее в это время еще сохранялись морские условия: разрезы прибрежно-морских олигоценовых отложений известны на плато Устюрт, а нормально-морских — в Кызылкуме.

В самых южных районах Туранского бассейна (Таджикистан, Туркмения) в палеоцене и эоцене отлагались морские карбонатные толщи с массовым развитием устриц, ставших весьма важными местными руководящими ископаемыми. В олигоцене здесь формируются в континентальных аридных условиях красноватые терригенные отложения. Своеобразные разрезы

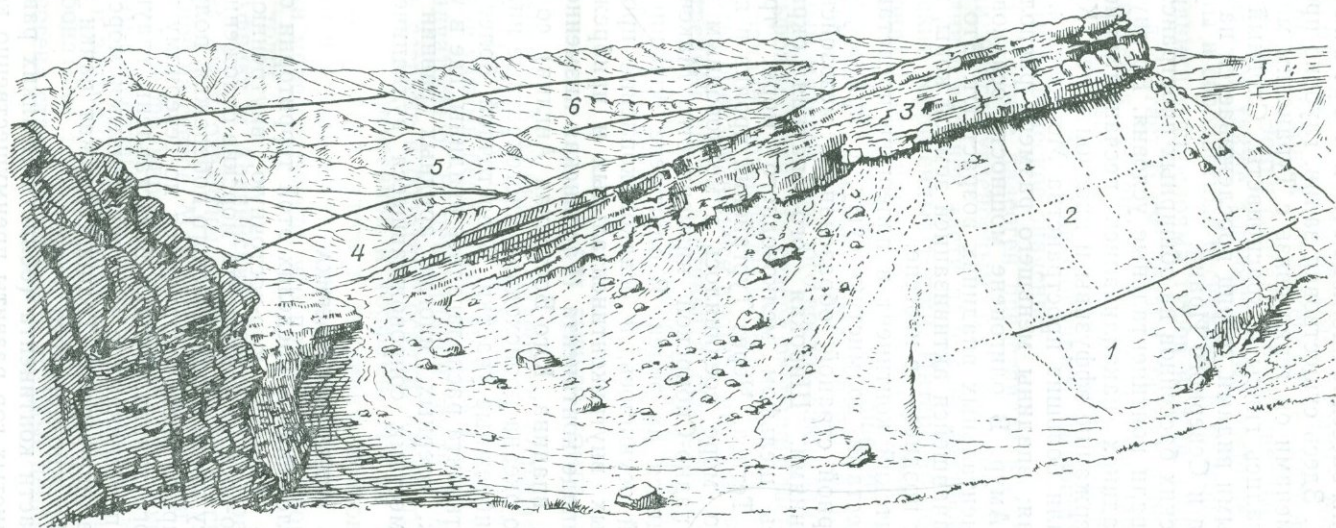


Рис. 12.5. Разрез среднего и верхнего палеогена на правом берегу р. Исфара [Геккер Р. Ф., 1962 г.].

1 — верхняя часть *сузанской свиты* (нижний эоцен) — зеленовато-серые загипсованные глины с фораминиферами; 2, 3 — *алайская свита* (средний эоцен): 2 — зеленовато-серые мергели с прослоями устричников, 3 — известняки и доломиты, устричные известняки; 4 — *туркестанская свита* (верхний эоцен) — зеленовато-серые глины с карбонатными конкрециями, прослоями устричников, прослой загипсованных мергелей, многочисленные *Falina esterhazyi*; 5 — *риштанская, исфаринская, ханабадамская, сумсарская свиты* (верхний эоцен — низы олигоцена) — зеленые, желтые, вверху красно-малиновые глины с карбонатными конкрециями, прослой кремнистых и карбонатных пород, устричники; 6 — *массагетская свита* (олигоцен) — красноцветные глины, косослоистые песчаники, прослой конгломератов,

юго-восточной окраины бассейна наблюдаются в Ферганской долине (рис. 12.5). Здесь существовал залив, глубоко проникавший в сушу; временами он терял связь с Туранским морем, и тогда в нем отлагались гипсы и красоцветы. Сходный тип разреза с характерными видами устриц прослеживается на территории Афганистана и Северного Ирана.

К востоку от морских бассейнов на обширных пространствах материка господствовали континентальные условия. Во внутриконтинентальных впадинах накапливались песчано-глинистые осадки, местами содержащие эффузивы и прослой углей. Крупные впадины занимали большие пространства Монголии и Северо-Западного Китая; впадины меньшего размера располагались в бассейне р. Амур. В олигоцене мощности осадков во многих внутриконтинентальных впадинах возрастают. Это связано в основном с начавшейся активизацией земной коры, максимум которой будет позднее — в неогене.

В целом Евразийский континент в палеогене представлял собой невысокую, местами холмистую сушу, с примыкавшей к ней с востока горной страной, образованной мезозойскими складчатыми движениями. Широкая юго-западная окраина континента являлась шельфом мелководного моря, трансгрессировавшего из Тетиса. Через Тургайский пролив в палеогене и эоцене это море соединялось с мелководным морским бассейном Западно-Сибирской низменности. Максимум трансгрессии приходился на эоцен. В олигоцене большинство шельфовых областей осушилось, и осадконакопление продолжалось на огромных внутриконтинентальных и прибрежных низменностях. На западе континента (Гароннская низменность, Франко-Бельгийская впадина, Юго-Восточная Англия) со стороны Атлантического океана происходили многократные ингрессии в низменные прибрежные участки. В восточной, более возвышенной части континента располагались впадины, где в условиях аллювиальных, озерных, иногда аридных равнин шло осадконакопление, местами сопровождавшееся вулканической деятельностью.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Палеогеновые отложения в пределах этой территории образуют три крупные области: юго-восточную, внутреннюю и арктическую. На юго-востоке континента морские отложения занимают узкую полосу вдоль атлантического побережья, полуострова Флорида и широко распространяются по северному побережью Мексиканского залива. Осадки представлены глауконитовыми песками и песчаниками с многочисленными морскими моллюсками и фораминиферами. Толщи содержат пачки угленосных пород прибрежно-морского генезиса.

Во внутренней части континента (области Великих равнин) и во впадинах Скалистых гор развиты преимущественно конти-

ментальные отложения значительной мощности. Палеоцен представлен песчаной угленосной толщей с редкими прослоями морских отложений. Он залегает обычно согласно на континентальных меловых отложениях с массовыми захоронениями динозавров. Эоцен слагают красноцветные песчаники и конгломераты, а также тонкослоистые озерные, часто сапропелевые глины и сероцветные песчаники. К олигоцену относятся светлые песчаники с прослоями туфов и глин. Общая мощность палеогена достигает 6 км; осадки состоят в основном из продуктов разрушения созданных ларамийскими движениями Скалистых гор. Палеогеновые отложения Великих равнин содержат многочисленные остатки позвоночных, имеющих здесь важное биостратиграфическое значение.

В Арктике палеоцен представлен в основном континентальными, иногда угленосными отложениями. Лишь на востоке Гренландии в верхней части палеогена распространены прибрежно-морские терригенные толщи. Интересно появление в некоторых районах Гренландии покровов базальтов.

В палеогеографическом отношении Северо-Американский континент в палеогене представлял собой достаточно расчлененный материк; его юго-восток занимали мелководные теплые шельфовые моря. На севере располагалась низменная равнина. На западе возвышались меридионально вытянутые горные хребты, образовавшиеся в конце мезозоя. В примыкавшей к ним внутренней части континента существовали широкие аллювиальные равнины. Достаточно теплый и влажный климат способствовал интенсивному угленакоплению.

ЧАСТИ БЫВШЕЙ ГОНДВАНЫ

Южная Америка. В палеогене большая часть этого материка представляла собой возвышенную сушу, окаймленную на западе узкими береговыми хребтами, созданными киммерийской складчатостью. В центральной части континента формировались озерные и болотные осадки: алевроиты, пески, глины с обугленной древесиной и торфами. На юг континента в эоцене проникло море; здесь в условиях мелководья накапливались пески и глины патагонской серии Южной Аргентины. Периодически море отступало, что приводило к формированию угленосных толщ.

Африка и Аравийский полуостров. Краевые части континента были охвачены морской трансгрессией, наиболее значительной на севере. Максимум трансгрессии приходится на эоцен. На севере формировалась карбонатная толща с преобладанием фораминиферовых, часто нуммулитовых известняков; на западной и восточной окраинах континента накапливались глинисто-карбонатные толщи. В центральной части континента в конце палеогена стали развиваться крупные депрессии, заполнявшиеся

континентальными отложениями. На востоке (Эфиопия, юг Аравийского полуострова) происходили локальные трапповые излияния, вызванные заложением рифтовой системы.

Индостан. В краевых частях континента развивалась морская трансгрессия; отлагались морские пески, глины, карбонатные илы. В прибрежных областях морские условия перемежались с континентальными или лагунными. В олигоцене северных разрезов отмечаются конгломераты, что свидетельствует о начавшихся горообразовательных движениях в смежном Средиземноморском геосинклинальном поясе. Центральная часть платформы представляла собой область сноса; в западной части продолжалось формирование траппов плато Декан.

Австралия. Палеогеновые отложения распространены в центральной части Австралии (бассейн р. Эйр) и на отдельных участках юго-западного побережья. В бассейне р. Эйр развиты континентальные отложения: озерные мергели и глины, галечники, пески, бурые угли. На побережье в палеоцене и раннем эоцене формировались в условиях дельт угленосные отложения (пески с обугленной древесиной и углями), а в среднем эоцене — олигоцене — морские глауконитовые пески и мергели.

В целом Австралийский континент в палеогене представлял собой холмистую сушу, в восточной части которой находилась широкая аллювиально-озерная равнина. Узкая полоса вдоль юго-западного побережья была низменной, сюда во второй половине палеогена проникло море. До середины палеогена, вероятно, существовала связь между Австралией и Антарктидой.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

В Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области геосинклинальный режим в палеогене существовал только на востоке, где земная кора сохранила высокую подвижность: это территория Корякского нагорья, Камчатки, Алеутских, Курильских, Японских, Филиппинских островов, Индонезии, Новой Зеландии. Здесь располагались цепи мелких и крупных островов, шельфовые области, океанические впадины.

На востоке Азии палеогеновые отложения образуют четыре полосы, резко различающиеся по составу пород и степени их дислоцированности. В самой западной полосе от Чаунской губы и побережья Берингова моря до Юго-Восточного Китая развиты горизонтально залегающие покровы базальтов и континентальные, иногда угленосные, толщи. Они входят в состав Чукотско-Катазиатского краевого вулканогенного пояса. Восточнее — в Японии, на западном побережье Сахалина, западе Камчатки, в центральной и западной частях Корякского нагорья — распространены слабо дислоцированные континентальные и морские

отложения с пачками вулканогенных пород. Почти во всех разрезах присутствуют угленосные отложения. Мощность палеогена достигает здесь 3 км.

В следующей полосе — на юго-востоке Японии, востоке Камчатки и юго-востоке Корякского нагорья — палеоген сложен интенсивно дислоцированными морскими отложениями мощностью до 6—7 км; это песчано-глинистые и разнообразные вулканогенные толщи. Например, на востоке Камчатки в основании разреза палеогена (рис. 12.6) залегает толща переслаивания конгломератов, аргиллитов и песчаников, сменяющаяся флишоидными терригенными породами (палеоцен). Выше залегают эффузивы андезитового состава, туфопесчаники, алевролиты (эоцен) и туфоалевролиты, кремнистые аргиллиты, алевролиты с карбонатными конкрециями (олигоцен). Это разрез геосинклинали типа, о чем свидетельствуют большие мощности, сложная дислоцированность пород, вулканизм. На осадконакопление в глубоководных условиях умеренно холодного бассейна указывают находки исключительно планктонных фораминифер и отсутствие карбонатных пород. Самая восточная полоса палеогена расположена на Курильских и Алеутских островах, где развиты мощные слабо дислоцированные вулканогенные толщи.

Сравнение строения палеогеновых отложений в этих четырех полосах показывает, что их дислоцированность возрастает в восточном направлении. Первая с запада полоса характеризует краевой вулканический пояс, вторая — миогеосинклиальную, третья — эвгеосинклиальную зоны. В четвертой, самой восточной полосе, геосинклиальный режим, по-видимому, еще не завершен.

На юго-востоке Азии и в Индонезии палеогеновые отложения очень разнообразны, что отражает неодинаковые тектонические условия, существовавшие на этой территории. Наиболее дислоцирован и метаморфизован палеоген в горной части о. Новая Гвинея; здесь распространены многокилометровые толщи филлитовых сланцев, содержащих раковины моллюсков. На многих других островах палеоген значительно менее дислоцирован и представлен как континентальными (песчаники, битуминозные аргиллиты с прослоями углей), так и морскими толщами (кварцевые и аркозовые песчаники с морскими моллюсками, мергели и рифовые известняки).

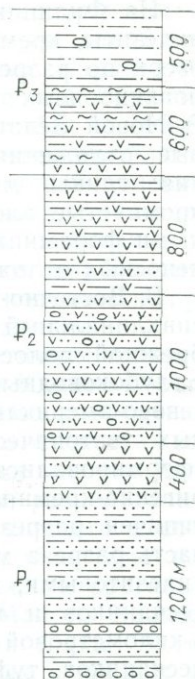


Рис. 12.6. Сводный схематический разрез палеогена на востоке п-ова Камчатка (по А. И. Коробкову).

На Филиппинах развиты метаморфизированные базальты и андезиты, кремнистые сланцы и пепловые туфы, сменяющиеся вверх по разрезу терригенно-карбонатными породами. Формирование этих толщ происходило в эвгеосинклинальной зоне. В Новой Зеландии наблюдаются дислоцированные палеогеновые отложения морского и прибрежно-морского происхождения: глины, мергели, известняки, глауконитовые песчаники, кремнистые алевролиты с морскими моллюсками и планктонными фораминиферами. На о. Южный присутствуют пачки угленосных отложений, туфобрекчий и подушечных лав.

В **Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области** геосинклинальный режим в палеогене сохранился в неширокой прибрежной полосе Северной и Южной Америки — по границе с глубоководными желобами окраины Тихого океана. На западе северо-американской части этой области в результате интенсивных тектонических движений и вулканической деятельности сформировались мощные толщи дислоцированных морских терригенно-кремнистых и вулканогенных пород. Для этих районов типичен разрез палеогена Береговых хребтов. Здесь нижняя часть разреза мощностью около 4 км сложена базальтовыми и андезитовыми, часто подушечными лавами с прослоями туфопесчаников и кремнистых аргиллитов. Выше они сменяются 5-километровой толщей песчаников, глинистых сланцев, туфопесчаников, туфоалевролитов и в самом верху — мощными горизонтами конгломератов, что указывает на интенсивный подъем Кордильер, откуда происходил снос обломочного материала. Морские отложения к востоку замещаются континентальными и красноцветными песчано-глинистыми, иногда угленосными, толщами небольшой мощности (около 1 км).

В южно-американской части геосинклинальной области интенсивное осадконакопление началось с эоцена. Здесь развиты мощные (до 10 км) дислоцированные, преимущественно морские терригенные отложения, сформировавшиеся в глубоководных впадинах и прибрежных областях Тихого океана. В центральных и восточных районах Анд образовывались песчано-глинистые и молассовые комплексы с угленосными и вулканогенными пачками. Они заполняли краевые прогибы, многочисленные межгорные впадины и грабены, которые были в поднимающейся в это время горной цепи. Образование грабенов сопровождалось сильным вулканизмом.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Средиземноморский геосинклинальный пояс в палеогене представлял собой сочетание мелководных морей, полуизолированных лагун, островных архипелагов и глубоководных впадин, обрамлявших Евразийский континент с юга. Внутри Альпийско-Гималайской части пояса осадконакопление происходило

в нескольких прогибах, отделенных друг от друга срединными массивами — областями палеозойской консолидации. Такой прогиб существовал и на территории современных Карпат, где в морских условиях накапливались мощные однообразные толщи терригенного флиша. В нескольких прогибах на территории Альп в начале палеоцена также формировались флишоподобные, преимущественно песчаные осадки. Во второй половине эоцена прогибы расширились, морской бассейн занял значительные площади, среди осадков стали преобладать карбонаты, образовавшие нуммулитовые известняки, мергели, карбонатный флиш. В позднем олигоцене осадконакопление повсеместно прерывается процессами складкообразования и поднятия.

Интенсивное осадконакопление, а затем частичная инверсия в течение палеогена захватили и другие области Южной Европы (Пиренеи, Апеннинский и Балканский полуострова, современное побережье Адриатического моря), а также север Атласских гор, Малую Азию, Иранское нагорье, Гималаи и юго-восток Азии. На территории Кавказа существовали прогибы, располагавшиеся севернее и южнее поднятия Главного Кавказского хребта. В северном прогибе накапливались глинисто-карбонатные илы и известковые глины с прослоями песков, в южном прогибе — флишоподобные толщи. Южнее, на территории Малого Кавказа, формировалась мощная вулканогенно-осадочная толща. Активный вулканизм проявлялся и в более восточных и южных частях геосинклинали: в Турции, Иране, Афганистане. На западе Гималаев в течение палеоцена и эоцена продолжала накапливаться мощная толща морских терригенных и органогенных осадков (флиш Инда); здесь, так же как и на Кавказе, в олигоцене начались процессы поднятия и складкообразования.

ОКЕАНЫ

По данным последних исследований палеогеновые отложения достаточно широко распространены на дне океанов; они отсутствуют только в некоторых областях: в центральной части Южной Атлантики, западной части Индийского океана, восточной части Тихого океана, западной части Северного Ледовитого океана, т. е. в зонах, примыкающих к современным срединно-океаническим хребтам. Анализ материалов глубоководного бурения, выполненный К. Н. Рудичем, показывает, что примерно в 90 % скважин, пройденных в Атлантическом и Индийском океанах, палеогеновые отложения являются мелководными или образовавшимися в верхней части батиали.

Среди океанических осадков палеоцена широко развиты карбонатные фораминиферо-кокколитовые илы; большие площади занимают кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) илы. Основная масса терригенных осадков (пески, алевроиты, глины), поступавшая в результате размыва континентов, отлагалась

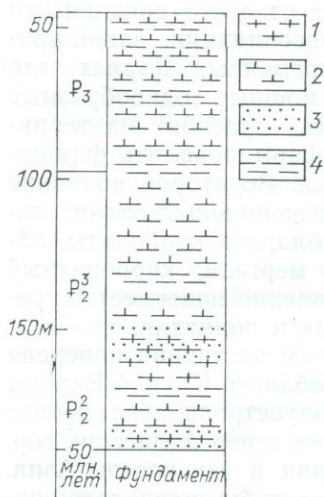


Рис. 12.7. Стратиграфическая колонка эоцена и олигоцена на юге Ангольской котловины, юго-восток Атлантического океана (скв. 523, научно-исследовательское судно «Гломар Челленджер»).

Илы: 1 — фораминиферо-нанопланктонные, 2 — нанопланктонные; 3 — турбидиты или пески; 4 — глины.

большие глубоководные впадины, заполнявшиеся продуктами размыва континента. В центральной части океана находились срединно-океанический хребт и обширная зона относительно небольших глубин. Кремнистые илы накапливались вдоль окраин северных континентов. В Тихом океане наиболее мощные осадки формировались вблизи экватора.

В эоцене появились проливы между Австралией и Антарктидой, между Антарктидой и Южной Америкой, что изолировало Антарктиду от более теплой части земного шара. Поверхностный теплообмен океана нарушился и сменился теплообменом глубинных вод, вызвавшим формирование системы придонных течений. Это привело к размывам, перерывам и переотложениям донных осадков, к вентиляции придонных вод и устранению углекислотного заражения. Перечисленные изменения отразились на эоценовом осадконакоплении: увеличился объем биогенных карбонатных осадков, появился южный пояс кремненакопления. В связи с ростом суши, вызванным горообразовательными движениями в Средиземноморском поясе, в эк-

в эпиконтинентальных и краевых морях. Андезитовый вулканизм проявлялся в активных зонах, окаймлявших с юга Евразию и с запада Северную и Южную Америку. Океанические течения существовали только вблизи поверхности океана и не затрагивали придонных вод, где вследствие этого развивалось углекислотное заражение.

В отложениях палеоцена наблюдается множество перерывов, вызванных малыми скоростями седиментации и последующими размывами. Средняя температура океана была 12—15 °С.

Атлантический океан в палеоцене несколько расширился по сравнению с поздним мелом, здесь продолжалась преимущественно карбонатная седиментация. В Северо-Американской и Европейской котловинах отлагались глубоководные глины, на плато Рокколл развивался интенсивный вулканизм. Контуры Индийского океана заметно отличались от современных; восточную часть океана занимал обширный и устойчивый глубоководный бассейн, в котором накапливались пелагические глины. На западе — вдоль побережья Африки — располагались небольшие глубоководные впадины, заполнявшиеся продуктами размыва континента.

ваториальной зоне океанов увеличилась площадь, занимаемая терригенными осадками.

Атлантический океан в эоцене становится более широким и глубоким; глубоководные осадки появляются в его южной части (рис. 12.7). В Индийском океане среди терригенных осадков отмечается первично эоловый материал, принесенный с континентов. В Тихом океане установлено развитие черных и бурых кремней биогенного происхождения.

В олигоцене продолжают глобальное похолодание, рост климатических контрастов, регрессия океанов. Возросла гидродинамическая изоляция Антарктиды, где быстро развивается покровное оледенение. Около 38 млн. лет назад ледники достигли океана и появились первые айсберги. Восходящие движения на территории Тетиса продолжают, идет формирование внутренних морей — Средиземного, Черного и Каспийского. В связи с регрессией возросли площади размыва континентов и расширилась зона приконтинентальных и пелагических терригенных осадков. Появился новый тип терригенных отложений — ледово-морской. Начала формироваться современная схема зонального распределения биогенных и глинистых осадков. Индийский океан принял в основном современные очертания. В осадках Тихого океана значительное место заняли турбидиты и продукты вулканической деятельности.

КЛИМАТ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

Изучение животного мира палеогена и его расселения позволяет выделить для этого времени три зоогеографические провинции: центральную (Средиземноморскую), северную и южную. Средиземноморская провинция охватывала Тетис и характеризовалась широким распространением нуммулитов, кораллов, пелеципод и гастропод с толстостенной раковинной. В северной и южной провинциях состав моллюсков значительно беднее, а кораллы и нуммулиты отсутствуют. Эта зональность подтверждается и при изучении растительных остатков. Вечнозеленые тропические растения, произраставшие почти на всей территории Европы и Южной Азии, очерчивают зону тропического и субтропического климата. Зона умеренно теплого климата, судя по распространению листопадных и хвойных растений, занимала большую часть Азии, Северную Америку, современную Арктику, включая даже такие районы, как Шпицберген и Гренландия.

Приведенные данные относятся главным образом к первой половине палеогенового периода и показывают, что в то время климат на планете был значительно мягче современного. В раннем и среднем эоцене среднегодовая температура в Европе составляла $+27^{\circ}\text{C}$ (самая высокая за весь мезозой и кайнозой), но уже к концу эоцена она понизилась до $+(7\div 10)^{\circ}\text{C}$ (как в настоящее время), а в олигоцене была всего $+(5\div 7)^{\circ}\text{C}$. Максимальное потепление совпадает с максимумом палеогеновой трансгрессии, похолодание отмечает начало регрессии. В это время появляются ледники в Антарктиде. Климатическая зональность становится резче. Границы климатических зон смещаются к экватору.

В палеогеновых отложениях сосредоточен ряд важных полезных ископаемых. Это крупнейшие месторождения *бокситов* приэкваториальных районов: Австралии (п-ов Йорк), Гвинеи, Ямайки, Суринама, Гайаны, заключающие (вместе с залежами в неогене) 95 % запасов алюминиевого сырья зарубежных стран. Можно назвать также олигоценые месторождения *марганца* в Причерноморье (Никополь), на Кавказе, в Западной Африке (Моанда). Палеогеновый возраст имеют некоторые оолитовые *железные руды* и бокситы Северной Америки и юга Западной Сибири.

В крупнейших месторождениях *нефти* Ирана, Ирака, Венесуэлы и Афганистана большие запасы сосредоточены в горизонтах палеогена. В СССР такой возраст имеют месторождения нефти Предкавказья, Предкарпатья, месторождения *газа* Ставропольского края и др. *Каменные угли* палеогена являются объектами добычи в бухте Угольная (на Сахалине), в Японии (на островах Хоккайдо и Кюсю), на востоке Китая (Фушунь). Интенсивно разрабатываются *бурые угли* в ФРГ (Рейнский бурогольный бассейн), ГДР, США (Северная Дакота) и в ряде других стран мира.

Палеогеновый возраст имеют месторождения *фосфоритов* Марокко, Алжира, Туниса и др. Широко распространены месторождения *самородной серы* в Иране, на побережье Мексиканского залива (США), в Боливии, Аргентине, Чили. Уникальное месторождение *ртути* Альмаден в Испании имеет частично палеогеновый возраст. Ртутные месторождения есть также в Италии, Югославии, СССР и других странах. В палеогене образовались громадные *урановые* месторождения штата Вайоминг (США). Значительная часть запасов *меди* США сосредоточена в месторождениях палеогенового возраста (Юта-Коппер, Бингем и др.). Надо отметить также месторождения меди в Чили и Боливии; меди и *молибдена* — в Перу.

Проявления *золота* и *серебра* есть в вулканогенных образованиях Чукотки. Палеогеновый возраст имеют *свинцово-цинковое* месторождение Дальнегорск на Дальнем Востоке и *вольфрам-молибденовое* месторождение Тырнауз на Кавказе. С гранитами палеогена связано месторождение *графита* Сонора в Мексике.

НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Неогеновый период начался 25 млн. лет назад и закончился (в соответствии со схемой, принятой в СССР) около 0,7 млн. лет назад; продолжительность периода 24 млн. лет. В качестве

Таблица 12.2

Подразделения неогеновой системы Средиземноморья и юга СССР

Отдел	Подотдел	Региональные (местные) ярусы	
		Средиземноморье	Восточный Паратетис (юг СССР) [Невесская Л. А. и др., 1984 г.]
Плиоцен	Верхний	Калабрийский*	Апшеронский N ₂ ар
		Пьяченцкий	Акчагыльский N ₂ ак (куяльницкий N ₂ kl)
	Нижний	Заклинийский	Киммерийский N ₂ k Понтический N ₁₋₂ p
Миоцен	Верхний	Мессинский	Мэотический N ₁ m
		Тортонский	
	Средний	Серравалийский	Сарматский N ₁ sr
			Конкский N ₁ kn
			Караганский N ₁ kr
		Лангийский	Чокракский N ₁ tc
	Нижний	Бурдигальский	Тарханский N ₁ t
Коцахурский N ₁ kz			
Аквитанский		Сакараульский N ₁ s Кавказский N ₁ k	

* За рубежом калабрийский ярус относится к четвертичной системе.

самостоятельного стратиграфического подразделения неоген выделен австралийским геологом М. Гернесом в 1853 г.; до конца 60-х годов XX в. он входил в состав третичной системы. Для неогена нет общепринятых ярусов. Региональная схема для Средиземноморья и юга СССР приведена в табл. 12.2. Надо

иметь в виду, что ряд исследователей акчагыльский и апшеронский ярусы или только апшеронский ярус относят к четвертичной системе.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

На протяжении неогена общий состав фауны и флоры постепенно приближается к современному; большинство представителей органического мира неогена существуют и в настоящее время, хотя географическое их распространение значительно изменилось. Особенно заметно это на примере органического мира суши.

В морях нормальной солености развиваются те же группы, что и в палеогене. Продолжают господствовать двустворчатые и брюхоногие моллюски *Ostrea*, *Turritella*, *Chlamys* и др.; многочисленны мелкие фораминиферы, кораллы и мшанки, различные иглокожие, губки, а также разнообразные рыбы, из млекопитающих — киты. Для фауны широко распространенных в неогене солоноватоводных бассейнов наиболее характерны пелелиподы *Maetra*, *Cardium* и др., гастроподы *Cerithium*, *Trochus* и др., а также мшанки — рифостроители.

Среди наземных млекопитающих уже в начале миоцена вымирают примитивные формы: древние хищники, титанотерии (крупные непарнокопытные), ряд групп парнокопытных и др. Господствующее место занимают ныне продолжающие существовать семейства и роды хищных, хоботных, копытных. В раннем миоцене появляются древние медведи, антилопы, быки, жирафы, слоны, овцы, козы; в конце миоцена и в раннем плиоцене — человекообразные обезьяны, гиппопотамы, олени, первые настоящие лошади. Наконец, в начале позднего плиоцена широко распространяются слоны, мастодонты, саблезубые тигры. Важнейшая особенность позднего плиоцена — появление представителей рода *Homo* — человека.

Наиболее разнообразной была неогеновая наземная фауна в Евразии. В Северной Америке отсутствуют хоботные, обезьяны, олени; хищники представлены только несколькими видами, но здесь разнообразны и многочисленны копытные (исключая оленей).

В позднем миоцене, после образования сухопутного моста между Евразией и Северной Америкой, произошла миграция фауны с одного континента на другой. В Южной Америке из млекопитающих существовали неполнозубые, копытные, а также живущие ныне плосконосые обезьяны, сумчатые и грызуны. Отсутствовали хоботные и хищные. В конце миоцена — начале плиоцена тоже произошла миграция фауны из Северной Америки в Южную. Австралия в течение неогена оставалась изолированной. Здесь развивались исключительно низшие млекопитающие — сумчатые и однопроходные.

В миоцене на территории современных экваториального и умеренного поясов продолжали существовать тропические и субтропические древесные растения. Но уже к концу этой эпохи в пределах умеренного пояса они сменяются листопадной, главным образом широколиственной флорой. В начале плиоцена здесь возникают степные и лесостепные пространства, обширные зоны занимают хвойные леса. В позднем плиоцене появляются темнохвойная тайга и тундра.

Широкое распространение континентальных, а также лагуновых отложений, содержащих эндемичную фауну, значительно затрудняет расчленение и корреляцию неогеновых отложений. В настоящее время на базе собранных при бурении дна океанов и морей материалов по распространению планктонных фораминифер и нанопланктона создана зональная шкала морского неогена тропического и субтропического поясов. С этой глобальной шкалой коррелируются региональные шкалы морских отложений высокоширотных поясов, базирующиеся на изучении кремнистых организмов и моллюсков; различные региональные схемы морских отложений, выработанные с привлечением данных по бентосным фораминиферам, остракодам и моллюскам; схемы континентальных отложений, созданные на основе изучения остатков позвоночных и моллюсков, а также палинологических, палеомагнитных и радиометрических данных.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Геологическая история Земли в неогене определялась тем, что в это время достигла своего максимума альпийская складчатость и широко проявился эпиплатформенный орогенез. Альпийская складчатость, начавшаяся еще в самом конце позднего мела (ларамийская фаза), продолжалась в течение кайнозоя. Эти движения наиболее широко проявились в конце эоцена (пиренейская фаза), в конце олигоцена (савская фаза), в конце миоцена (штирийская фаза) и в конце плиоцена (валахская фаза). Уже после пиренейской фазы началось воздымание антиклинорных структур в Средиземноморском геосинклинальном поясе, которое продолжалось до конца неогена, сопровождаясь образованием и расширением краевых и межгорных прогибов, в которых накапливалась молассовая формация. В Тихоокеанском геосинклинальном поясе альпийская складчатость отразилась слабее, здесь геосинклинальные прогибы продолжали развиваться в миоцене, местами до начала плиоцена, и поэтому краевые прогибы менее типичны.

Таким образом, альпийская складчатость привела к отмиранию геосинклинального режима на всей оставшейся территории Средиземноморского пояса, включающей Андалузские горы,

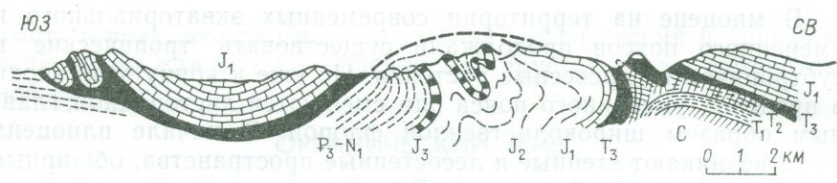


Рис. 12.8. Шарьяж Динь, Альпы (по Ж. Гогелю, 1969 г.).

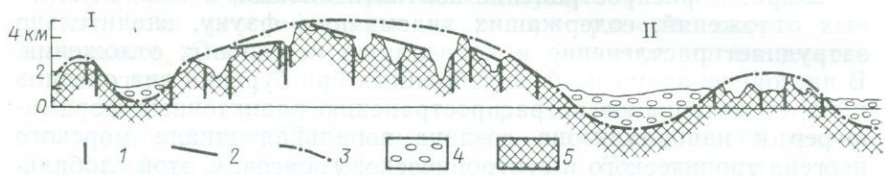


Рис. 12.9. Характер тектонических структур и рельефа Южного Тянь-Шаня, возникших в результате эпиплатформенного орогенеза [Костенко Н. П., 1970 г.].

1 — разломы; 2 — поверхности выравнивания; 3 — сводовые поднятия и впадины; 4 — неогеновые и четвертичные отложения, заполняющие впадины; 5 — донеогеновые породы.

I — Туркестанский хребет; II — Южно-Таджикская впадина.

Пиренеи, север Атласских гор, Альпы, Апеннины, Карпаты, Динарские горы, горы Греции, Горный Крым, Кавказ и Закавказье, Малую Азию, Эльбурс, Загрос, Копетдаг. В этот пояс входят также районы, в которых складчатость началась еще в палеогене: Иранское нагорье, горы Афганистана и Пакистана, часть Памира, Гиндукуш, Каракорум, Гималаи.

Области альпийской складчатости Тихоокеанского пояса включают Корякское нагорье, Камчатку, Сахалин, Курильские острова, Японию, Филиппины, восток Индонезии, Новую Зеландию и другие острова Тихого океана. В пределах восточной ветви пояса складчатость проявилась на юге Аляски, в Береговых хребтах Калифорнии, Кордильерах Северной Америки, Скалистых горах (ларамийская фаза), горах Центральной Америки, на Больших и Малых Антильских островах, в Андах.

Складчатость сопровождалась образованием шарьяжей (рис. 12.8), особенно в Средиземноморском поясе, и сильным вулканизмом. Характерны также субвулканические интрузии и внедрение гранитных батолитов на западе Канады и США, в Андах, на о. Хонсю, в Малой Азии, на Кавказе и в других районах, где с ними связаны различные месторождения.

Другая особенность неогенового и следующего за ним четвертичного периода — активизация вертикальных тектонических движений в областях более древних складчатостей (докембрийских, каледонской, герцинской, киммерийской), получившая название «эпиплатформенный орогенез». Орогенные поднятия

имеют сводово-глыбовую форму; аналогичная, но обратная форма свойственна орогенным впадинам (рис. 12.9). По мере увеличения амплитуды изгибов возрастают напряжения, образуются трещины. Дальнейшая разрядка напряжений происходит путем перемещения блоков по разломам. Таким образом формируется сводово-глыбовое строение орогенных областей. Эпиplatformенный орогенез может сопровождаться внедрением субвулканических интрузий, вначале липаритовыми и андезитовыми излияниями со щелочным уклоном, а затем излиянием базальтов.

Эпиplatformенным орогенезом созданы горные сооружения, располагающиеся между добайкальской Сибирской и эпикалькой Китайской платформами и зонами альпийской складчатости Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. В Северной и Южной Америке эти движения привели к образованию горных сооружений, примыкающих с востока к областям альпийской складчатости.

Обратный процесс происходил в океанах, которые в неогене испытывали энергичное некомпенсированное погружение с образованием новых и расширением ранее возникших глубоководных котловин. Поэтому около 60 % скважин, пройденных в Атлантическом и Индийском океанах, по подсчетам Е. М. Рудича, вскрывают глубоководные отложения неогена.

В областях добайкальских, местами байкальской складчатостей активно развиваются рифтовые зоны: Байкальская, Рио-Гранде (Северная Америка), Африкано-Аравийские, зародившиеся еще в конце палеогена. Этот процесс нередко сопровождается трахибазальтовым вулканизмом.

Следствием альпийской складчатости, эпиplatformенного орогенеза и углубления океанических впадин явилась обширная регрессия (рис. 12.10). Неоген, по выражению В. Е. Хаина, — это *экстремальный геократический период* в истории Земли, что обусловило исключительно широкое распространение в пределах материков континентальных отложений, в том числе молассовых образований — продуктов разрушения как альпийских складчатых, так и возрожденных сводово-глыбовых гор. Морских отложений неогена нет на всем восточном побережье Азии (на юг от Пенжинской губы) и на севере Евразии, где суша простиралась до континентального склона. Такая же картина намечается и для арктической части Северной Америки. Еще одно следствие неогеновой регрессии — это появление обширных изолированных и полуизолированных бассейнов с ненормальной соленостью и характерной для них своеобразной фауной.

К концу неогена завершилось оформление контуров материков в границах, близких к современным. В Северном полушарии располагались два континента — Евразия и Северная Америка, омывавшиеся с севера полярным бассейном. Начиная

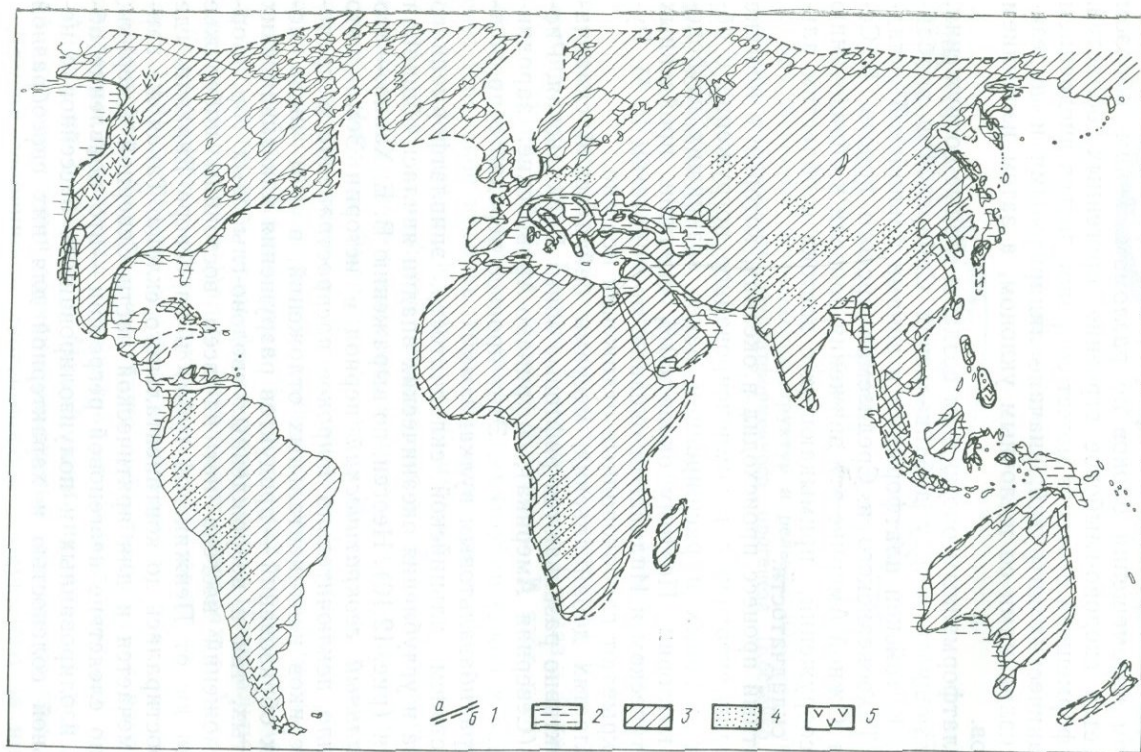


Рис. 12.10. Палеогеографическая схема мира. Миоцен [Немков Г. И., 1974 г.].

1 — граница моря и суши (*a* — на континентах; *b* — в современных морях); 2 — море; 3 — суша; 4 — области континентального осадконакопления; 5 — области проявления вулканизма.

с позднего миоцена оба континента соединялись почти непрерывно существовавшей полосой суши между Чукоткой и Аляской. В Южном полушарии находились материки Антарктида, Австралия, Африка и Южная Америка. Соединение Южной и Северной Америки произошло, судя по сходству наземной фауны, в конце миоцена — начале плиоцена; Африка с Евразией соединялись по крайней мере дважды — в среднемиоценовое время и, по-видимому, в позднем плиоцене.

Регрессия вызвала рост Антарктического ледника, оледенение в Северном полушарии, похолодание в высоких и средних широтах, изменение органического мира этих районов.

ПЛАТФОРМЫ

Особенностью неогеновой истории платформ является господство в их пределах континентальных условий осадконакопления. Лишь их краевые части покрывались мелководными лагунными и морскими бассейнами, куда вода проникала из сопредельных геосинклинальных областей и океанов. Другая особенность их развития в неогене — эпиплатформенный орогенез.

ЕВРАЗИЯ

На докембрийских Восточно-Европейской и Сибирской платформах осадконакопление происходило на ограниченных площадях, занятых озерами, болотами, долинами рек. Здесь наблюдаются маломощные толщи песков и глин, местами содержащие пласты и линзы лигнита и бурого угля. На Сибирской платформе эти отложения сохранились в межгорных впадинах и котловинах. На Балтийском и Украинском щитах, на Анабарском массиве и в других районах формировались коры выветривания, образование которых началось еще в позднем мелу и палеогене.

На южную окраину Восточно-Европейской платформы (Северное Причерноморье и Северный Прикаспий) проникали мелководные моря, в которых откладывались пески, глины, мергели и карбонатные илы. В бассейне Каспия эта трансгрессия достигла максимума в ачкагыльское время, когда море по долинам Волги, Камы и ее притоков продвинулось далеко на север (рис. 12.11). Вдоль западного и северного краев Евразийского континента произошло осушение всей площади современного шельфа, на котором развилась речная сеть (рис. 12.12). Только в позднем плиоцене (зоплейстоцене) регрессия сменяется трансгрессией, которая достигает максимума уже в середине четвертичного периода.

На большей части областей проявления палеозойских и мезозойской складчатостей в пределах Евразии господствовал эпиплатформенный орогенез. Особенно ярко он проявился в полосе

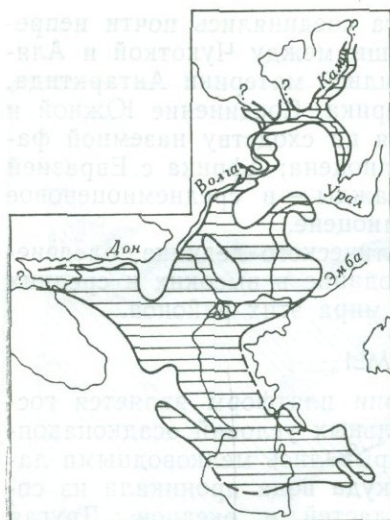


Рис. 12.11. Акчагыльская трансгрессия.

от Тибета и Тянь-Шаня на юге и до хребтов Черского и Верхоянского на севере, создав мощный пояс горных сооружений с амплитудами поднятий от первых километров до 8 км (Тянь-Шань) и разделяющих их рифтовых впадин (Байкальский рифт, впадины Джунгарская, Ферганская и др.). Мощность грубообломочных, часто красочетных, континентальных отложений во впадинах достигает 5—7 км. Вдоль систем разломов, ограничивающих рифты, происходили излияния базальтовой магмы (хр. Хамар-Дабан, восточный берег оз. Байкал и др.).

Подобные структуры, но меньшего масштаба возникли и в пределах герцинид Западной Европы, где в частности сформировался Рейнский грабен, разделивший Шварцвальд и Vogезы. В других районах (Казахстан, частично Монголия и др.) амплитуды глыбовых перемещений были сравнительно малы;

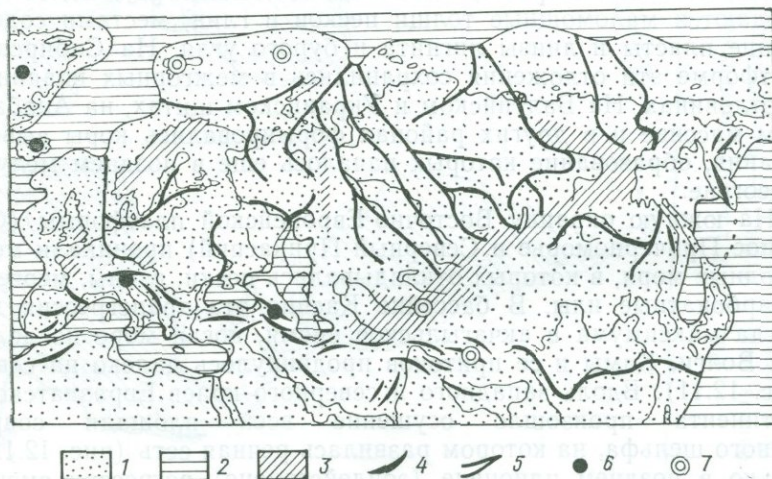


Рис. 12.12. Палеогеографическая схема Евразии. Конец плиоцена [Лазуков Г. И., 1981 г.].

1 — суша; 2 — море; 3 — древние горные сооружения, приподнятые блоковыми движениями; 4 — складчатые альпийские горные сооружения; 5 — основные реки, в том числе прослеженные на современном шельфе; очаги оледенения: 6 — установленные, 7 — предполагаемые.

здесь они создали средне- и низкогорный рельеф, на что указывают накопившиеся в межгорных понижениях и впадинах толщи озерно-болотных и речных осадков мощностью в сотни метров.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

На платформенной территории Северной Америки в неогене господствовали поднятия. Накопление осадков, обычно небольшой мощности, происходило на ограниченных площадях в озерно-болотных и речных условиях. Исключение представляли русловые и дельтовые районы Миссисипи, где в течение неогена сформировалась толща аллювиальных отложений мощностью 17 км, а также обширные площади в Скалистых горах и Кордильерах, охваченные эпиплатформенным орогенезом. Здесь в межгорных впадинах происходило накопление мощных толщ конгломератов и грубозернистых песчаников, сопровождавшееся на обширной территории (от Канады до Мексики) излиянием базальтов, образовавших толщу общей мощностью до 1700 м.

ЧАСТИ БЫВШЕЙ ГОНДВАНЫ

В пределах платформенных частей Южной Америки, Австралии и на Мадагаскаре осадконакопление шло также на ограниченных площадях. Море проникало лишь на окраины Австралии, что сопровождалось накоплением карбонатных, в том числе рифогенных, толщ. Особенностью миоценовой истории Южно-Американской платформы были излияния траппов в Западной Бразилии и Патагонии, достигавшие наибольшей интенсивности по границе с растущими горно-складчатými сооружениями Тихоокеанского пояса.

Важными событиями ознаменовалась в неогене геологическая история древней Африканской платформы. В конце олигоцена — начале миоцена она испытала мощное поднятие, сопровождавшееся излиянием базальтов в ряде районов Западной, Северной и Восточной Африки, на Мадагаскаре и юге Аравийского полуострова. В середине миоцена эти движения ослабевают, окраины континента погружаются под уровень моря. Новые поднятия происходят в позднем миоцене. На востоке континента они выразились в дальнейшем росте сводово-глыбовых поднятий, в осевой части которых еще с конца палеогена шло формирование самой крупной на континентах системы рифтов, прослеживающейся на 6500 км. Амплитуды опусканий в грабенах достигали 3 км.

Центральные части грабенов были заняты озерами Восточной Африки, Красным и Мертвым морями, Аденским и Суэцким заливами. В позднем миоцене в грабенах Красного моря,

Аденского и Суэцкого заливов сформировались толщи эвапоритов мощностью до 1500 м. Образование рифтовой системы сопровождалось активным вулканизмом. В это время возникли вулканы Килиманджаро, Кения и др. В плиоцене заложились крупные впадины Конго, Калахари, Чад, выполненные преимущественно озерными терригенными осадками.

На Антарктиде в неогене существовал покровный ледник. Вокруг континента накапливались ледово- и ледниково-морские осадки, содержащие холоднолюбивые комплексы диатомовых водорослей и микрофауны.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Средиземноморский геосинклинальный пояс в неогене испытывает орогенную стадию. Осадконакопление локализуется в сравнительно узких предгорных прогибах и между цепями растущих горных сооружений. Поэтому для неогеновых толщ пояса характерно господство терригенных отложений, начиная с конца миоцена — континентальных, а также присутствие лагунных отложений. В западной части пояса уже в раннем миоцене возвышаются в виде горных хребтов Пиренеи, Альпы, Апеннины, Карпаты, Балканы, Кавказ, Эльбурс; возникают горы на территории Греции и Турции. Они представляли собой области сноса обломочного материала.

На обширных пространствах современного Средиземного моря продолжал существовать полузамкнутый, местами глубоководный бассейн Тетис, на западе сообщавшийся с океаном; на месте Южного Каспия, Черного моря, Верхне-, Средне- и Нижнедунайской низменностей располагался отделившийся от Тетиса, но время от времени с ним соединявшийся бассейн Паратетис. Примерно в середине миоцена от Тетиса отделился также Месопотамский бассейн.

В конце миоцена (мессинский век) продолжающиеся альпийские движения приводят к образованию в районе современного Гибралтара поднятия и к отделению Тетиса от океана. В Средиземноморье возникают обширные горько-соленые лагуны, в которых идет накопление толщ ангидрита, гипса, местами каменной и калийной солей мощностью многие сотни метров. Так как лагуны располагались на месте глубоководного бассейна, их дно находилось по крайней мере на 400—600 м ниже уровня моря, что доказывается переуглублением долин рек Средиземноморья. Накопление эвапоритов происходило также в Месопотамском бассейне, Предкарпатье и Закарпатье, на Малом Кавказе.

В сарматский век на севере геосинклинального пояса и частично на прилегавшей части платформы в результате слияния лагун возник обширный солонатоводный Сар-

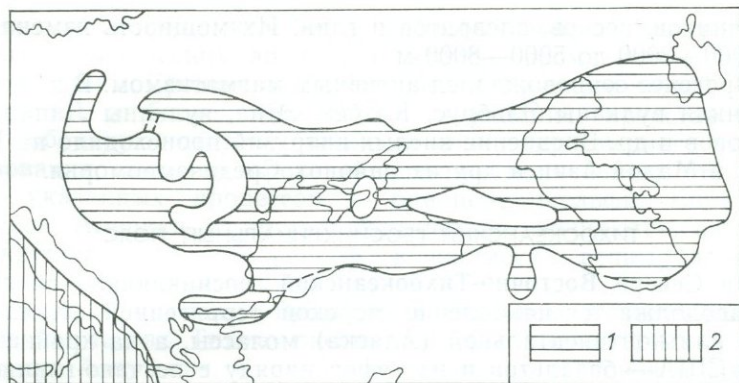


Рис. 12.13. Сарматский бассейн [Невеская Л. А. и др., 1984 г.]
 1 — Сарматский бассейн; 2 — Тетис.

матский бассейн (рис. 12.13), протягивавшийся от Венской котловины до Аральского моря. Он занимал впадины современных Черного, Азовского и Каспийского морей. Отложения этого бассейна: известняки-ракушники, мергели, песчанико-алевролитно-ариллитовые толщи — имеют мощность от нескольких сотен метров до 1000—2000 м.

В узких краевых прогибах (Предальпийском, Предкарпатском, Предкавказском и др.) формировались мощные (до 5000 м) терригенные молассы.

Плиоцен характеризуется несколькими трансгрессиями. В начале плиоцена, в понтический век, после кратковременной и незначительной регрессии происходит трансгрессия — лагунные и лагунно-морские условия вновь охватывают почти все пространство, покрывавшееся водами позднемиоценовых бассейнов. Восстанавливается связь Тетиса с океаном в районе Гибралтара. Еще одна трансгрессия — в акчагыльский век — приводит к некоторому увеличению контуров Средиземного моря (по сравнению с современными); восстанавливается соединение Черноморско-Азовского бассейна с Каспием, к северу от которого трансгрессия распространяется на обширные пространства по бассейнам рек Волга и Кама (см. рис. 12.11). С конца акчагыльского века Каспийское, Азовское и Черное моря, а также Средиземное море приобретают очертания близкие к современным.

В восточной половине Средиземноморского пояса в неогене формируются величайшие горные системы: Загрос, Копетдаг, Паропамиз, Памир, Гиндукуш, Каракорум, Гималаи. В краевых прогибах (Предкопетдагском, Предзагросском и др.), в многочисленных межгорных впадинах и грабенах идет накопление преимущественно континентальных, на юге — частично морских,

галечников, песков, алевроитов и глин. Их мощность изменяется от 2000—3000 до 5000—8000 м.

Орогенез сопровождался активным магматизмом. В плиоцене возникли вулканы Эльбрус, Казбек, Этна, вулканы Липарских островов и др. Внедрение кислых интрузий происходило на Кавказе, в Малой Азии и других районах Средиземноморья.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

На Севере **Восточно-Тихоокеанской геосинклинальной области** продолжается накопление морской терригенной (Калифорния) или континентальной (Аляска) молассы, а на крайнем западе США — базальтов и их туфов наряду с песчано-глинистой толщей. В конце плиоцена проявляется мощная фаза складчатости; здесь возникают горные сооружения, причленившиеся к мезозоидам.

В южно-американской части геосинклинальной области неоген — это период мощного воздымания Анд, сопровождавшегося энергичной вулканической деятельностью, образованием межгорных и краевых прогибов, которые заполнялись континентальной, реже морской молассой.

В **Западно-Тихоокеанской геосинклинальной области** в неогене продолжалось накопление мощных (преимущественно морских, реже континентальных) терригенных, иногда карбонатных и вулканогенно-пирокластических толщ мощностью 6—8 км, местами (о. Калимантан) — до 10—13 км. Все эти толщи смяты в складки, осложненные разломами, и метаморфизованы.

ОКЕАНЫ

Все океаны к началу неогена имели в основном близкие к современным очертания. В них формировались абиссальные впадины, глубоководные желоба, батимальные холмистые равнины, продолжалось развитие срединно-океанических хребтов. По палеомагнитным (преимущественно) данным неогеновые (и четвертичные) отложения в пределах срединно-океанических хребтов и соседних с ними площадей залегают непосредственно на базальтах ложа океана, что подчеркивает молодость океанического дна в этих районах.

Идет начавшееся еще в олигоцене дальнейшее глобальное снижение температуры воды, особенно усилившееся в плиоцене. В связи с этим расширяются северный и южный пояса кремне-накопления, связанного с бурным развитием диатомовых водорослей. Одновременно заметно сужается экваториальный пояс карбонатной седиментации.

С конца миоцена и особенно в начале плиоцена снижается уровень Мирового океана, что связано с расширением и углуб-

лением абиссальных желобов и рифтовых зон, с увеличением емкости океанических впадин. В это же время резко возрастают глубины Средиземного, Черного и Красного морей — до 2,5—3,5 км и более. Возможно, эти явления представляют собой обратную сторону процесса эпиплатформенного горообразования, активно проходившего на континентах. Вследствие указанных процессов в плиоцене шельфы Евразии, Северной Америки и других континентов осушаются, на них формируется наземный рельеф, в частности речные долины (см. рис. 12.12).

Активный вулканизм проходил в основном в центральных и краевых частях Тихого океана, вдоль глубоководных желобов и дуг Алеутских, Курильских, Японских островов и Индонезии.

КЛИМАТ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

Палеобиогеографическая зональность в течение неогена постепенно приближалась к современной. Сократились размеры тропической провинции. Особенно резкие изменения претерпел органический мир суши. Происходило обеднение листопадной флоры, холодолюбивые формы активно расселялись в низкие широты. Эти явления связаны с похолоданием в полярных областях и разрастанием покровного ледника Антарктиды. Особенно усилилось похолодание в конце плиоцена (около 3 млн. лет назад), когда средняя годовая температура в районе Ростова была на 5°С ниже современной, а зона тайги продвигалась до северного побережья Каспия.

В целом в неогене выделяются экваториальная гумидная, северные и южные аридные и гумидные зоны. В течение плиоцена в связи с ростом горных сооружений и их экранирующим влиянием заметно расширились аридные зоны, а общее похолодание вело к усилению контрастности климатических зон.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Среди полезных ископаемых, связанных с отложениями неогена, наиболее важное значение имеют *нефть* и *газ*. Около трети подсчитанных запасов углеводородов в гигантских, крупнейших и крупных месторождений мира имеют неогеновый возраст. Основная часть этих месторождений приурочена к границам платформ и к предгорным прогибам (Персидско-Месопотамскому, Кордильеро-Андийскому и др.). Это нефтегазонасыщенные бассейны Ирана, Ирака, Саудовской Аравии, Кувейта, Катара, Мексики, Венесуэлы, побережья США, тяготеющего к Мексиканскому заливу. В пределах Советского Союза месторождения углеводородов неогенового возраста располагаются на Кавказе (Дагестан, Баку), на акватории Каспия — до района Красноводска, в Западной Туркмении, а также в Предкарпатье, Закарпатье и на Северном Сахалине.

Вторыми по значению являются месторождения *углей* (преимущественно бурых и лигнитов). Они развиты почти на всех континентах.

Месторождения *железных и марганцевых руд* осадочного происхождения известны в ряде районов. В Советском Союзе — это Керченское месторождение железа. Широко распространены месторождения кор выветривания, формировавшихся еще с конца мезозоя в районах влажного тропического климата (Южная и Центральная Америка, острова Карибского моря, Африка, Индостан, Австралия). Они содержат залежи руд железа, марганца, а также *бокситов, никелевых и кобальтовых* минералов.

С неогеновым магматизмом связаны *оловорудные* месторождения Анд, *золото, медь и серебро* Центральной Америки, *полиметаллические* и *ртутные* месторождения Средиземноморского складчатого пояса.

Энергично разрабатываются неогеновые месторождения *калийных и поваренной солей, фосфоритов, серы, глин, трепелов, гравийно-песчаных* смесей.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ (АНТРОПОГЕНОВЫЙ) ПЕРИОД

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Последний, ныне продолжающийся четвертичный период был выделен в 1829 г. бельгийским геологом Ж. Денуайе. Сейчас вместо этого архаичного термина все чаще используется термин «антропоген», предложенный еще в 1922 г. А. П. Павловым. Оба эти наименования могут рассматриваться как синонимы. От более древних четвертичный (антропогенный) период отличает ряд характерных особенностей.

1. Необычно малая длительность периода по сравнению с предыдущими (3,3—0,7 млн. лет по разным данным).

2. Появление и развитие человека и его материальной культуры.

3. Резкие и многократные колебания климата. Похолодания приводили к периодическому возникновению в зонах арктического (антарктического), бореального и умеренного климатов оледенений и к увлажнению климата в низких широтах. В эпохи потеплений (межледниковий) площади, покрытые льдом, резко сокращались, а в низких широтах возрастала засушливость климата.

4. Неоднократные крупные планетарные изменения уровня Мирового океана (рис. 12.14). Они вызывали трансгрессии и регрессии в пределах шельфа и береговых зон материков.

Ряд *специфических* черт отличает и сами осадки антропогена, формирующиеся и ныне. Среди этих особенностей должны быть отмечены: практически повсеместное распространение четвертичных отложений и на поверхности суши и на дне морей и океанов; сложный характер строения разреза, пестрота и быстрая изменчивость литологического состава и генезиса;

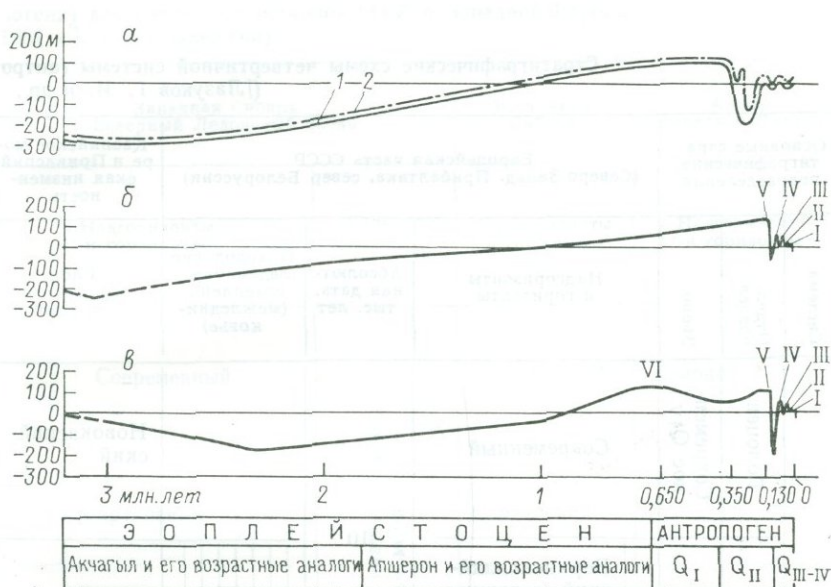


Рис. 12.14. Колебания уровня Мирового океана в конце неогена и в антропогене.

а — Мировой океан (1) [Линдберг Г. У., 1972 г.] и Средиземное море (2) [Буркар Ж., 1953 г.]; *б* — север Западной Сибири, побережье Карского моря (по Г. И. Лазукову, Н. Г. Чочиа, О. В. Суздальскому, Ю. Н. Кулаковой и др.); *в* — побережье морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского (по О. В. Суздальскому, Н. Г. Загорской, А. П. Пуминову, В. Я. Слободину).

I—VI — уровни морских террас.

относительная кратковременность формирования и обычно небольшие мощности (от сантиметров и дециметров до 200—300 м, реже больше) при сравнительно высокой скорости осадконакопления; рыхлость и подвижность почти всех разновидностей отложений, роль их в рельефообразовании. Имеют свои особенности и условия залегания: в отличие от доантропогенных отложений, для которых, как правило, характерно последовательное напластование более молодых отложений на более древние, для четвертичных свойственно в основном прислонение более молодых отложений к более древним (рис. 12.15).

В основу подразделения четвертичного периода (антропогена) положен климатостратиграфический принцип — чередование похолоданий (ледниковый) и потеплений (межледниковый). В последние десятилетия для определения возраста, стратиграфического расчленения и корреляции все шире используются палеонтологические и литологические методы. Важную

Стратиграфические схемы четвертичной системы (антро
(Лазуков Г. И. и др.,

Основные стратиграфические подразделения			Европейская часть СССР (Северо-Запад, Прибалтика, север Белоруссии)			Каспийское море и Прикаспийская низменность	
Система	Отдел, раздел	Звено	Надгоризонты и горизонты	Абсолютная дата, тыс. лет	Похолодание (ледниковье); потепление (межледниковье)	Слои (горизонты, ярусы)	
Четвертичная (антропогенная) Q	Голоцен	Современное Q _{IV}	Современный			Новокаспийский	
			Плейстоцен	Верхнее Q _{III}	Валдайский	Верхневалдайский (осташковский)	10
	Средневалдайский (мологосхеснинский)	24					
	Нижневалдайский (калининский)	50					Регрессия, перерыв
	Микулинский	70—90				Верхнехазарский (трансгрессия)	
	Среднее Q _{II}	Среднерусский		Московский	120—170		Регрессия, перерыв
				Рославльский (одинцовский)			Нижнехазарский (трансгрессия)
				Днепровский			
				Лихвинский	300		

погена) для различных регионов СССР и Западной Европы 1981 г.], с упрощениями)

Западная Сибирь и Северный Ледовитый океан		Восточная Сибирь	Альпы, Западная Европа
Надгоризонты и горизонты		Трансгрес- сии и регрессии	Надгоризонты и горизонты
Современный		Регрессия, ступенчатое понижение уровня моря	Современный
Зырянский	Сартанский		Сартанский
	Каргинский		Каргинский
	Зырянский		Зырянский
Казанцевский		Трансгрес- сия	Казанцевский
Бахтинский	Тазовский	Ямальская серия	Регрессия
	Ширтинский		Трансгрессия
	Самаровский		
Тобольский		Тобольский	Миндель — рисс

Основные стратиграфические подразделения			Европейская часть СССР (Северо-Запад, Прибалтика, север Белоруссии)			Каспийское море и Прикаспийская низменность
Система	Отдел, раздел	Звено	Надгоризонты и горизонты	Абсолютная дата, тыс. лет	Похолодание (ледниковье), потепление (межледниковье)	Слой (горизонты, ярусы)
Четвертичная (антропогенная) Q	Плейстоцен	Нижнее Q _I	Окский			Регрессия, перерыв
			Вильнюсский			Бакинский (трансгрессия)
Неогеновая	Верхний плиоцен		Апшерон	1800		Регрессия
			Акчагыл			Апшеронский (трансгрессия)
				3300		Акчагылский (трансгрессия)

Примечание. Заштрихованные интервалы — похолодания (ледниковья), незароль играют и методы абсолютной геохронологии, в частности для верхнечетвертичных и современных отложений (от 65 000 лет доныне) — радиоуглеродные датировки; применяется также и палеомагнитный метод.

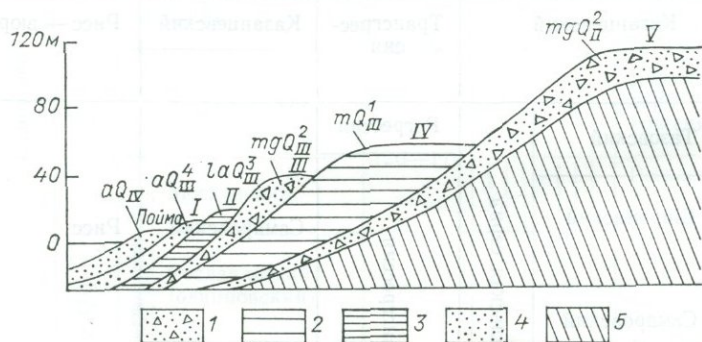


Рис. 12.15. Схема залегания разновозрастных комплексов антропогена в прибрежной зоне Печорского и Карского морей.

Отложения: 1 — ледово- и ледниково-морские, 2 — морские, 3 — озерно-аллювиальные, 4 — аллювиальные; 5 — дочетвертичные породы.

I—V — террасы.

Западная Сибирь и Северный Ледовитый океан		Восточная Сибирь	Альпы, Западная Европа
Надгоризонты и горизонты	Трансгрес- сии и регрессии	Надгоризонты и горизонты	Надгоризонты и горизонты
Демьянский	Ямальская серия	Трансгрессия	Миндель
Доледниковый			Гюнц — миндель
Кочковский			Гюнц

штрихованные — потепления (межледниковья).

Четвертичная система делится на четыре части, для которых в связи с малой длительностью их формирования термины «отдел» и «ярус» непригодны и поэтому предложен термин «звено». Нижнее, среднее и верхнее звенья вместе взятые именуются плейстоценом, современное звено — голоценом. Индексируются эти подразделения не арабскими, как во всех других системах, а римскими цифрами: Q_I, Q_{II}, Q_{III}, Q_{IV}.

Показанный в табл. 12.3 официально принятый в СССР вариант нижней границы антропогена (0,7 млн. лет) отражен на всех геологических картах нашей страны. Существует и другой вариант нижней границы — в подошве акчагыльского горизонта Каспия и его морских и континентальных аналогов в Средиземноморье. Эта граница принята многими зарубежными исследователями. Она соответствует возрасту 3,3—3,4 млн. лет, совпадает с появлением человека и фиксируется изменением знака магнитной полярности. Этот вариант, по мнению автора, более логичен. Акчагыльский и апшеронский горизонты должны относиться не к верхнему плиоцену (см. табл. 12.2), а к антропогену и образовывать еще одно подразделение, называемое эоплейстоценом (см. табл. 12.4). В 1982 г. на очередной сессии Международной комиссии по четвертичной системе

(INQUA) в Москве большинство исследователей поддержали предложение о перенесении границы четвертичной системы в основание апшерона (1,8 млн. лет).

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Наземная растительность современного типа начинает формироваться уже в эоплейстоцене. Постепенно вымирают или резко сокращают свои ареалы теплолюбивые формы. Они замещаются формами, характерными для умеренного и холодного климата; сокращаются леса, расширяются площади, занятые травянистой растительностью, возникают тундровые и арктические ассоциации. Происходит неоднократное, связанное с чередованием похолоданий (оледенений) и потеплений (межледниковий) смещение пустынных, степных, таежных, тундровых растительных зон к югу или северу, достигавшее (например, в пределах Европейской части СССР и Сибири) 400—600 км по отношению к современному положению каждой из этих зон. В морях широко распространяются моллюски, фораминиферы, остракоды и диатомовые водоросли (комплексы этих водорослей присутствуют также в озерных и речных осадках), имеющие важное стратиграфическое значение.

Животный мир тоже испытывает крупные эволюционные изменения. Особенно ярко это проявляется среди млекопитающих (табл. 12.4). С первой половиной эоплейстоцена синхронизируются наиболее древние — молдавский и хапровский — комплексы млекопитающих: ряд видов слона, эласмотерий, олень, верблюд, саблезубый тигр, носорог, медведь и др. Вся эта фауна жила в условиях преимущественно степного и лесостепного ландшафта. Таманский комплекс характеризует более молодые слои эоплейстоцена и отличается от предыдущего сокращением ареала и численности теплолюбивых животных, а также широким распространением лошади и ряда видов оленей.

В нижнеплейстоценовом (и частично эоплейстоценовом) — тираспольском — комплексе появляются холодовыносливые формы: овцебык, северный олень, лемминг. В южных зонах обитают многочисленные слоны, лошади, ослы, носороги, бизоны. Сингильский комплекс соответствует времени лихвинского (миндель-рисского) потепления. Для него типичны древний лесной слон, носорог, сайга, лошадь. Хазарский комплекс характеризует время наиболее сильного похолодания — днепровского (рисского) оледенения (рис. 12.16) и начало следующего за ним рославльского (одинцовского) потепления. Наиболее типичными его представителями являются степные формы: трогонтериевый слон, лошадь, бизон, сайга, носорог, верблюд.

Для верхнепалеолитического комплекса кроме мамонта наиболее характерны шерстистый носорог, северный олень, лось,

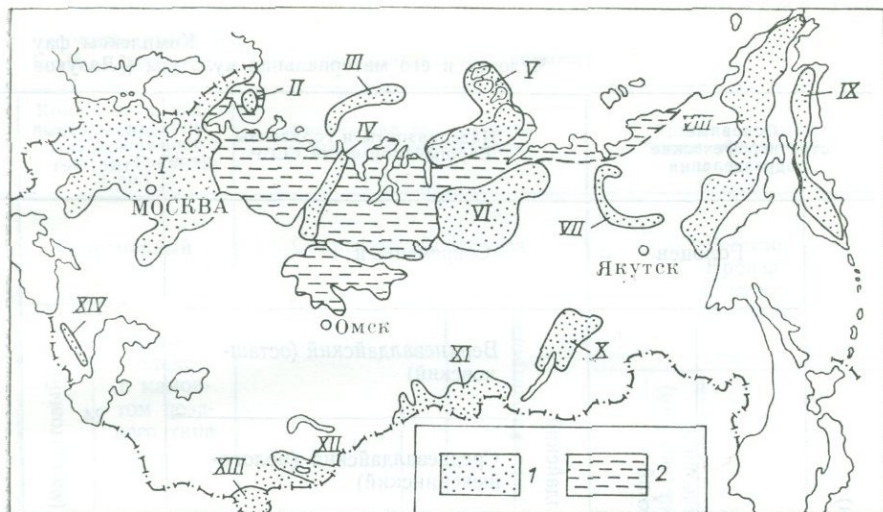


Рис. 12.16. Схема палеогеографии времени максимального (днепровского, самаровского, рисского) оледенения территории СССР (по Н. Г. Чочиа).
1 — ледники; 2 — море.

Ледниковые покровы (щиты) и районы наиболее интенсивного горного оледенения (полупокровного, сетчатого, долинного); I—VI — щиты (I — Скандинавский; II — Понойский; III — Новоземельский; IV — Уральский; V — Таймыр-Североземельский; VI — Путоранский); VII—IX — хребты (VII — Верхоянский; VIII — Чукотский и Джугджурский; IX — Камчатский); X — Байкальский хребет и Патомское нагорье; XI — Алтае-Саянская область; XII — Тянь-Шань; XIII — Памир, Алай; XIV — Кавказ.

овцебык, песец, лемминг, тушканчик и др. Современный комплекс, соответствующий голоцену, сформировался из верхнепалеолитического. При отсутствии мамонта, шерстистого носорога и ряда других форм резко расширился ареал других животных, существующих и ныне. К этому времени относится приручение животных человеком.

Все указанные особенности развития фауны характерны не только для умеренных, но и для тропико-экваториальных зон, однако там они выражены значительно слабее благодаря более стабильным климатическим условиям. В Австралии и Южной Америке, сохранявших на протяжении почти всего антропогена изолированное и полуизолированное положение, обитает ряд реликтовых (неогеновых) форм.

Появление человека — наиболее важная особенность четвертичного периода (рис. 12.17). Предшественниками древних людей являются формы, переходные от обезьяны к человеку, — австралопитеки (см. табл. 12.4). Их остатки найдены в слоях, возраст которых от 5,5 до 0,9 млн. лет. Объем мозга австралопитеков 530—550 см³. Они систематически использовали в ка-

Комплексы фауны
Человек и его материальная культура (Лазуков)

Основные стратиграфические подразделения		Надгоризонты и горизонты Европейской части СССР		Абсолютный возраст, тыс. лет	
Четвертичная система (антропоген)	Голоцен		Современный	10	
	Плейстоцен	Верхний	Валдайский	Верхневалдайский (осташковский)	24
				Средневалдайский (мологосхеснинский)	50
				Нижневалдайский (калининский)	70—90
			Микулинский	120—170	
		Средний	Среднерусский	Московский	300
				Рославльский (одинцовский)	
	Днепровский				
		Лихвинский			
	Нижний		Окский	700	
			Вильнюсский		
	Эоплейстоцен		Апшерон	1800	
		Акчагыл	3300		

ны млекопитающих.
Г. И. и др., 1981 г.], с небольшими дополнениями)

Комплексы и подкомплексы фауны млекопитающих (по В. И. Громову и др.)		Физический тип человека и его предшественников	Археологические эпохи и культуры
Современный		Современный человек	Железо Бронза Неолит Мезолит
Верхнепалеолитический (мамонтовый)	Подкомплекс с мамонтом позднего типа	Палеоантропы	Поздний (верхний) палеолит
	Подкомплекс с мамонтом раннего типа		
Хазарский		Синантроп	Палеолит
Сингильский		Гейдельбергский человек	
Тираспольский		Архантропы	Ранний (нижний) палеолит
Таманский		Питекантроп	
Хапровский			Культура галек (олдувай)
Молдавский			
		Австралопитеки	
		<i>Homo habilis</i>	

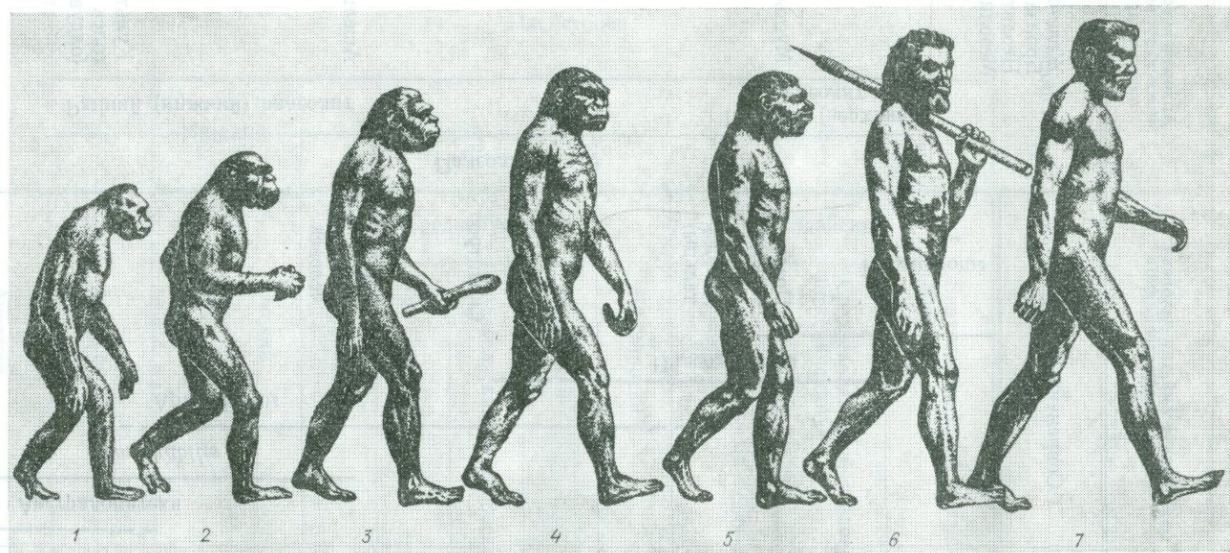


Рис. 12.17. Основные этапы эволюции приматов и человека (по Р. Зеллингеру, с сокращениями).
 1 — рамапитек; 2 — австралопитек африканский; 3 — *Homo habilis*; 4 — питекантроп; 5 — неандертальский человек; 6 — кромањонец; 7 — современный человек.

честве орудий камни, палки и другие естественные предметы. Несколько позже — 3,4 (?)—2,8 млн. лет назад — появляются довольно близкие к австралопитекам формы, выделенные в род *Homo habilis* (человек умелый). Они отличаются от австралопитеков заметно большим объемом черепной коробки (700—800 см³), а также умением делать примитивные каменные орудия, получившие наименование культуры галек (олдувай).

Более поздние предки современного человека: питекантроп, гейдельбергский человек и синантроп — объединяются под наименованием архантропов. Находки питекантропов были сделаны в слоях, возраст которых около 600 тыс. лет. Они уже умели изготавливать грубые каменные орудия. На более высокой ступени развития находится гейдельбергский человек. Возраст вмещающих его слоев 300—350 тыс. лет. Еще более высокоразвитой формой является синантроп, объем мозга которого 1050 см³. Остатки синантропа найдены в слое золы вместе с каменными орудиями и костями животных. Возраст этих слоев оценивается в 200—250 тыс. лет. Обработанные синантропом орудия относятся к так называемой ашельской культуре.

На грани среднего и позднего плейстоцена наряду с последними представителями архантропов появляются палеоантропы — неандертальцы. Находки остатков неандертальцев, их стоянок и орудий достаточно высокой степени обработки, выделяемых как мустьерская культура, сделаны в слоях с возрастом от 200—170 до 35—30 тыс. лет. Неандертальцы умели добывать огонь, жили охотой и собирательством.

Неоантропы, появившиеся 45—40 тыс. лет назад, по своему физическому типу не отличались от современных представителей человеческих рас. Они с высоким совершенством изготавливали каменные топоры и молотки, в которых просверливали отверстия для насаживания рукояток, вырезали статуэтки из кости и камня. Неоантропы оставили рисунки на стенах пещер.

С начала голоцена — 10 тыс. лет назад — господствуют люди современного типа, в культуре которых последовательно сменяются эпохи: мезолит (появление лука и стрел), неолит (шлифованные орудия, гончарное производство, начало скотоводства и земледелия), бронзы и железа.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основную часть современной суши слагают континентальные толщи антропогена. Среди них наиболее распространены водные (аллювиальные, озерные, болотные и пролювиальные), ледниковые (в том числе ледниково-речные и озерно-ледниковые) и эоловые отложения. Континентальные отложения занимают примерно 80 % поверхности суши, хотя и распределены неравномерно. Например, в Антарктиде весь комплекс осадков

антропогена представлен ледниковыми образованиями. Они же покрывают около 50 % площади Северной Америки и Канадского Арктического архипелага и до 20 % (по К. К. Маркову; данные вероятно завышены) территории Евразии.

Более половины поверхности земного шара занимают батальные и абиссальные терригенные, органогенные, хемогенные и вулканогенные осадки. На значительно меньших площадях развиты осадки, формирующиеся на шельфе. Среди морских осадков особый интерес представляют гляциально-морские (ледово- и ледниково-морские) отложения, сформировавшиеся из материала, принесенного плавающими припайными льдами и айсбергами, а также шельфовыми, горными и покровными ледниками. Именно этот тип осадков имеет широкое распространение во всех северных морях, окаймляющих Евразию и Северную Америку, и в южных морях вокруг Антарктиды, а также на обширных пространствах равнин субарктической Евразии, Канады и Аляски. Эти осадки представляют собой глины и суглинки, часто плотные и неяснослоистые, содержащие гравий, щебень, гальки, валуны и глыбы. На суше они обычно принимаются за морены и поэтому получили наименование мореноподобных.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТОВ

В эоплейстоцене и, по-видимому, в раннем плейстоцене в основном завершается геосинклинальный процесс. Однако земная кора в пределах альпийских складчатых поясов и в настоящее время сохраняет значительную подвижность; здесь происходят наиболее крупные по амплитуде (тысячи метров) поднятия (Гималаи, Каракорум, Анды, Кордильеры) и опускания (южная часть Каспия, Черное, Эгейское и Мраморное моря, Мексиканский залив, ряд межгорных впадин). Здесь на протяжении антропогена идет накопление наиболее мощных (в отдельных впадинах до 1000 м и более) толщ осадков. Все эти области характеризуются проявлением современного вулканизма и наибольшей сейсмичностью.

Понижение в эоплейстоцене уровня Мирового океана с отметок — (150÷200) м до — (250÷300) м сменяется в раннем и среднем плейстоцене обширной трансгрессией (см. рис. 12.14.). Под уровень моря погружаются пространства современного шельфа, а также прибрежных равнин континентов, вновь происходит разделение Евразии и Северной Америки, Северной и Южной Америки. С позднего плейстоцена очертания материков и соответственно контуры морей становятся весьма близкими к современным.

Колебания уровня Мирового океана, обусловленные изменением емкости составляющих его впадин (следствие формирования срединно-океанических хребтов и рифтовых зон, а также сопряженных с ними поднятий и опусканий материковых глыб), привели к значительным изменениям климата. Так,

в Западной Европе сравнительно теплый, хотя и постепенно охлаждающийся климат эоплейстоцена и первой половины раннего плейстоцена — вильнюсское (доледниковое) время, гюнц-миндельское межледниковье — сменяется в конце раннего плейстоцена волной похолодания (см. табл. 12.3).

В Европе, где главными центрами оледенений являлись Скандинавия и Альпы, развивается миндельское (окское) оледенение. В Альпах ледники достигают подножий гор. Ледники скандинавского центра распространяются до северных границ Белоруссии и района Москвы (р. Ока), где описаны моренные горизонты мощностью от 1—2 до 60 м. На Северном и Полярном Урале некоторыми исследователями устанавливается демьянское горно-долинное оледенение. Небольшое по площади горное оледенение охватывало и ряд горных массивов Южной и Восточной Сибири. В Северной Америке, включая Гренландию, этому времени также соответствует небольшое оледенение. На всех остальных континентах в конце раннего плейстоцена фиксируется повышение влажности и некоторое увеличение площади горных ледников.

Начало среднего плейстоцена: лихвинское (тобольское) время, миндель—рисс — на всех материках (кроме, вероятно, Антарктиды) является этапом длительного, почти повсеместного потепления, когда климат был более теплым, чем современный. На рубеже примерно 300 тыс. лет назад это потепление сменяется наиболее долгим (продолжавшимся 130—180 тыс. лет) и значительным похолоданием плейстоцена — рисским (среднерусским), которое в середине этого интервала прерывалось непродолжительным потеплением (в СССР — рославльским, одинцовским, ширтинским). Первая волна среднеплейстоценового похолодания привела к самому обширному оледенению Северного полушария; в СССР это днепровское (самаровское) оледенение (см. рис. 12.16). Вторая волна похолодания — московское (тазовское) оледенение — по своей интенсивности заметно уступает первой.

Днепровский ледниковый щит двигался из скандинавского центра; двумя языками он спускался по долине Днепра (до современного Днепропетровска) и по Дону — Волге (до Волгограда). На западе этот ледник покрывал часть Британских островов. Еще более обширными были области подземного оледенения (многолетней мерзлоты). Московское оледенение доходило на юго-востоке только до района Москвы. На Урале и в Сибири эти оледенения имели в основном горный и полупокровный характер. Только в пределах плато Путорана располагался достаточно крупный покровный ледник. В пределах Северо-Американского континента ледники покрывали всю северную его половину, смыкаясь с ледниками Кордильер.

По северу Евразии синхронно с указанными оледенениями развивалась постепенно нарастающая трансгрессия (см.

рис. 12.14). Уровень моря в максимум трансгрессии (начало московского времени) располагался на 100—200 м выше современного и воды его в Европейской части СССР проникали на юг до Северных Увалов, а восточнее Урала затапливали северную половину Западно-Сибирской низменности, равнины между низовьями Енисея и Лены, а также приустьевые районы Яны, Индигирки и Колымы. Синхронность среднеплейстоценовых оледенений и трансгрессий доказывается широким распространением содержащих морскую фауну и микрофауну ледово- и ледниково-морских с валунами осадков, переходящих по простиранию в континентальную морену. В последние годы ледово- и ледниково-морские осадки установлены также в Канадской части Северной Америки. Появляются данные об их нахождении по побережью Балтийского и Северного морей.

Начало позднего плейстоцена характеризуется мощным потеплением — межледниковьем, отмечаемым во всем Северном полушарии. В СССР этому времени соответствуют микулинские (казанцевские) отложения, слагающие морские террасы на отметках от 50—60 до 70—75 м. В это время Балтийское море широким проливом соединялось с Белым морем. Каспийское и Азовское моря были также заметно крупнее современных; Крым являлся островом.

Это потепление (межледниковье) сменяется 70—90 тыс. лет назад похолоданием (ледниковьем), выделяемым под наименованием валдайского (зырянского). В Европейской части СССР ледник, двигаясь из скандинавского центра, доходил, вероятно, до Валдайской возвышенности и севера Белоруссии. Однако существует мнение и о значительно более узком распространении этого ледника, не выходящего за пределы Южной Финляндии. В Западной и Центральной Европе, на Урале и в горных районах Азиатской части СССР это оледенение почти повсеместно было горно-долинным или горным. Вдоль арктического побережья Евразии валдайский (зырянский) надгоризонт представлен осадками трех морских террас высотой от 20 до 10—12 м. В Скандинавии, на Кольском полуострове и на островах Арктики бровки этих террас вследствие молодых поднятий фиксируются на отметках 100 м и более. В пределах Каспия на протяжении позднего плейстоцена развивалась хвалынская трансгрессия, охватившая значительную часть Прикаспийской низменности.

Голоцен, начавшийся 10 000 лет назад, характеризуется природными условиями, весьма близкими к современным.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полезные ископаемые, приуроченные к отложениям четвертичной системы, можно разделить на пять групп: россыпи, осадочные руды, нерудные ископаемые, горючие ископаемые, а также подземные воды и лед. Среди полезных ископаемых

россыпей, связанных чаще всего с аллювиальными и морскими осадками, наиболее важны золото, платина, касситерит, алмазы, ильменит, циркон, рутил. Среди осадочных руд сохраняют свою ценность бобовые железные руды озерно-болотного и озерного генезиса. Все большее значение приобретают морские железомарганцевые, медно-ванадиевые, фосфоритовые и другие конкреции, а также скопления глауконита. В коре выветривания тропических и субтропических поясов формируются залежи руд кобальта, никеля, меди, марганца, бокситов, а также скопления огнеупорных глин.

Из нерудных ископаемых главное значение имеют гравийно-песчаные смеси, стекольные и формовочные пески, кирпичные, бентонитовые и диатомовые глины, а также строительный камень, сера, соль и бораты. Только в четвертичных отложениях распространены громадные залежи торфа.

Подземные воды четвертичных аллювиальных, пролювиальных отложений и межморенных горизонтов в ряде регионов являются главным источником пресной воды. Подземные льды и мерзлые породы используются для оборудования в них холодильных камер и хранилищ. Лед Антарктиды и антарктических морей может стать источником пресных вод для засушливых стран Южного полушария.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ В КАЙНОЗОЕ

Геологическая история Земли с позднего мела и доныне может быть выделена в альпийский этап. Геосинклинальные процессы альпийского этапа развивались в двух областях земного шара: по периферии Тихого океана (в Тихоокеанском геосинклинальном поясе) и между северными и южными платформами (в Средиземноморском геосинклинальном поясе). В геосинклинальных прогибах, существовавших на территории этих поясов, в течение позднего мела и палеогена происходило накопление мощных терригенных и карбонатных пород. Для ряда прогибов характерны флишевые формации; большую роль играли также вулканогенные формации.

В начале неогена, а в ряде областей раньше — с олигоцена — стали развиваться инверсия и горообразование, достигшие максимума в плиоцене.

Альпийские складчатые движения и горообразование наиболее интенсивно проявились в Средиземноморском поясе. На огромном пространстве от Андалузских и Атласских гор и до Гималаев возникли сложно построенные складчатые горные области. В Тихоокеанском поясе сформировались структуры Корякского нагорья, Камчатки, Курильских островов, Японии, Индонезии (рис. 12.18). В результате магматической деятельности в складчатых поясах возникли рудные месторождения. У

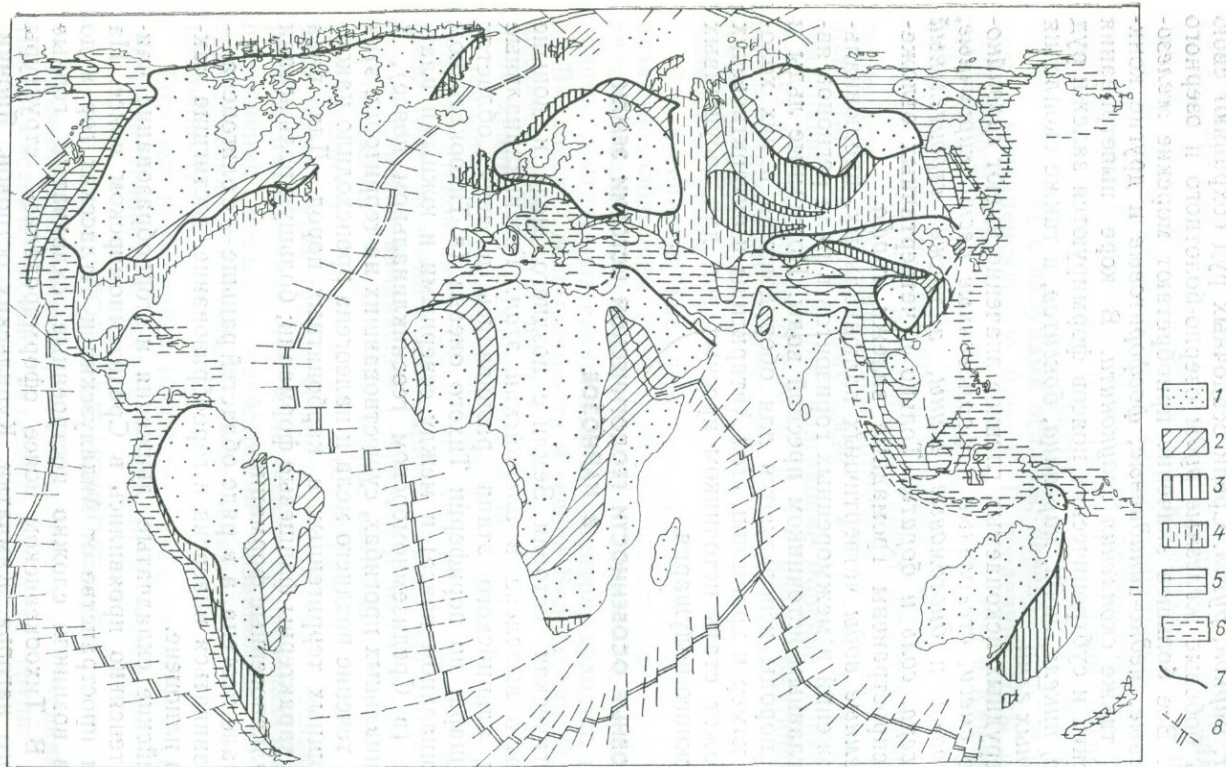


Рис. 12.18. Схема тектонического районирования континентов. Составили А. Х. Кагарманов и Е. В. Владимирская. 1 — эпикрательские платформы; 2 — районы позднепротерозойских (в том числе байкальской) складчатостей; 3 — каледониды; 4 — герциниды; 5 — киммериды (мезозониды); 6 — альпиды; 7 — границы эпипротерозойских платформ; 8 — оси срединно-океанических хребтов (двойные линии) и трансформные разломы (штриховые линии).

подножия горных хребтов в течение неогена и четвертичного периода формировались мощные молассовые толщи.

В пределах платформ альпийский тектонический этап выразился в быстром нарастании трансгрессии с конца раннемеловой эпохи (с максимумом в позднем мелу) и в обширной регрессии, максимум которой пришелся на конец неогена, когда вся территория современных шельфов представляла собой сушу. Для внутриконтинентальных морей кайнозоя наиболее характерны терригенные и кремнистые осадки и в меньшей степени — карбонатные. Значительное угленакпление свойственно прибрежным и внутриконтинентальным равнинам палеоцена и эоцена. Во внутриконтинентальных впадинах преобладали песчано-глинистые осадки. К озерным и речным отложениям приурочены марганцевые и железные руды, а к корам выветривания — месторождения бокситов. С отложениями мелководных бассейнов связаны палеогеновые и неогеновые нефтеносные толщи.

Следующая особенность альпийского тектонического этапа — мощный эпиплатформенный орогенез. В палеогене и особенно в неогене резко возросли масштабы рифтогенеза и связанного с ним наземного вулканизма. Очевидно, именно следствием горообразования в областях альпийской складчатости и эпиплатформенного орогенеза стали неоген-четвертичная регрессия и формирование современного рельефа суши.

В течение альпийского этапа продолжался процесс углубления и расширения океанов. Полагают, что с конца палеогена начали формироваться обширные области океанической коры в Северном Ледовитом океане, позднее — в Аравийском и Красном морях. Для Тихого океана характерна резкая асимметрия западной и восточной его окраин; она обусловлена тем, что на западе в результате дробления континентальной окраины и формирования коры океанического типа образуются глубоководные желоба, окраинные моря, островные дуги. В океанах с конца палеогена появляются пояса рифовых массивов, окаймляющие в настоящее время берега континентов и острова тропической зоны. С океаническими осадками связаны россыпные полезные ископаемые: титан, олово, золото, алмазы вдоль континентов и скопления железо-марганцевых и фосфоритовых конкреций на дне Тихого и Индийского океанов и других бассейнов.

Кайнозой характеризуется резкими климатическими колебаниями. В начале эры климат был значительно теплее современного. С конца эоцена стало развиваться похолодание, приведшее сначала к горному, а затем к материковому покровному оледенению крупных областей в Северном и Южном полушариях. Максимум похолодания приходится на плиоцен — антропоген. Масштабы оледенений менялись несколько раз. Надо отметить также крупные колебания уровня Мирового океана.

Органический мир кайнозоя характеризуется господством покрытосеменных растений и млекопитающих животных. Широкое развитие получили также двустворчатые и брюхоногие моллюски, кремнистые и известковые микроорганизмы.

Глава 13. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Фанерозойский — наиболее изученный — этап геологической истории Земли позволяет наметить некоторые закономерности ее геологического развития.

Первая закономерность заключается в периодичности геологических процессов. В фанерозойской истории Земли обособляется четыре тектонических этапа: каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский. Ведущая роль в течение каждого этапа принадлежит наиболее мобильным, подвижным линейным зонам земной коры — геосинклиналям, геосинклинальным областям и поясам. В их пределах каждый этап начинается с интенсивного, часто некомпенсированного погружения, которое сопровождается мощным осадконакоплением. Погружение затем сменяется инверсией; завершающее ее воздымание сопровождается складкообразованием, интрузивным магматизмом и региональным метаморфизмом. В эвгеосинклиналях на фоне погружения наблюдаются мощный подводный вулканизм, внедрение основных и ультраосновных интрузий. Здесь в конце этапов гораздо более сильно проявляются наземный вулканизм, интрузивный магматизм и региональный метаморфизм.

На платформах отмечаются те же стадии погружения, постепенного нарастания трансгрессии, которая в конце этапа сменяется поднятием и регрессией. На платформах эти движения имеют меньшую контрастность, чем в геосинклиналях, тем не менее они тесно связаны с жизнью геосинклиналей. Обычно в погружение вовлекается та часть платформы, которая прилегает к активно развивающейся геосинклинали; море наступает на платформу из этой геосинклинали. В эпохи регрессий море уходит из складчатой области, возникшей на месте геосинклинали, и с территории платформы. Так как трансгрессии и регрессии носят глобальный характер, полагают, что море отступает в те геосинклинали, где данная складчатость и связанные с ней поднятия не проявлялись или были выражены слабо, а также в пределы океанических впадин.

Максимум регрессии каледонского этапа был в позднем силуре — раннем девоне; герцинского этапа — в поздней перми — раннем триасе; киммерийского этапа — примерно в середине раннего мела; альпийского этапа — в неогене — антропогене. Характерно, что эти регрессии предшествуют заключи-

тельной фазе складчатости и заканчиваются после нее (рис. 13.1). Между регрессиями господствуют трансгрессии, состоящие из трансгрессий более мелких порядков, разделенных частными регрессиями, которые обычно совпадают с фазами складчатости в геосинклиналях.

С чередованием трансгрессий и регрессий тесно связаны периодичность условий осадконакопления и состава осадков, эволюция наземного рельефа. Обычно в начале этапа, когда идет разрушение созданных ранее поднятий, в континентальных и лагунно-континентальных условиях формируются терригенные осадки (правда, в геосинклиналях отложения такого генезиса обнаружить трудно). По мере разрушения поднятий и выравнивания области сноса условия осадконакопления меняются на морские; наряду с терригенным мелко- и тонкозернистым материалом во все возрастающих количествах накапливаются карбонатные осадки. Затем, по мере роста новых поднятий и отступления моря, вновь увеличивается роль терригенного материала, который сначала накапливается в морских, а затем в лагунных и континентальных условиях. В эпохи трансгрессий на континентах преобладает относительно выровненный рельеф; в эпохи регрессий рельеф бывает значительно более расчлененным.

В эпохи трансгрессий, когда мелкое море покрывает обширные территории платформ, господствует влажный, теплый климат. Благодаря мелководности бассейнов, их воды сравнительно легко и быстро прогреваются, аккумулируя солнечное тепло. С обширных водных площадей идет энергичное испарение, что вызывает частые и обильные атмосферные осадки. В эпохи регрессий уменьшение площади водоемов влечет за собой уменьшение испарения, облачности и объема выпадающих атмосферных осадков, что приводит к господству арид-

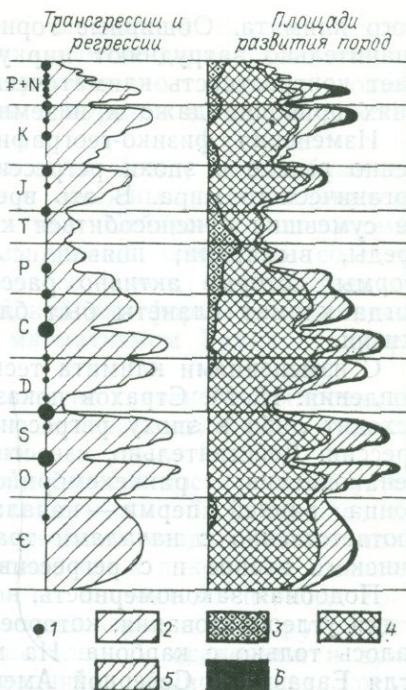


Рис. 13.1. Площадь основных типов осадочных пород в трансгрессивные и регрессивные эпохи [Страхов Н. М., 1963 г.].

1 — фазы складчатости разной интенсивности; 2 — море; терригенные породы: 3 — континентальные, 4 — морские; 5 — известняки; 6 — кремни, опоки.

ного климата. Обширные горные массивы регрессивных эпох значительно затрудняют циркуляцию атмосферы. Это усиливает контрастность климатических зон и при некоторых условиях приводит даже к наземным оледенениям.

Изменения физико-географических условий планеты, особенно резкие в эпохи регрессий, влекли за собой изменения органического мира. В это время многие группы организмов, не сумевшие приспособиться к новым условиям окружающей среды, вымирали; появлялись более высокоорганизованные формы, которые активно расселялись в эпохи трансгрессий, когда климат планеты был благоприятным для органической жизни.

С изменениями климата тесно связана цикличность соленакпления. Н. М. Страхов показал, что образование солей происходит либо в эпоху регрессий, либо в начале эпохи трансгрессии. Действительно, известные в фанерозое максимумы соленакпления: раннекембрийский, средне-позднедевонский, конца ранней перми — начала поздней перми — совпадают соответственно с началами трансгрессий каледонского и герцинского этапов и с регрессивной эпохой герцинского этапа.

Подобная закономерность, но менее четкая, устанавливается и для углеобразования, которое в значительных масштабах началось только с карбона. На материалах по месторождениям угля Евразии и Северной Америки прослеживается, что максимумы углеобразования (середина карбона, ранняя пермь, конец ранней перми — начало поздней перми, ранняя юра, ранний мел, палеоцен, миоцен) тяготеют к регрессивным эпохам, чаще к их началу.

Внутри каждого тектонического этапа наблюдается определенная последовательность образования изверженных пород. На собственно геосинклинальной стадии эвгеосинклиналей характерны подводный вулканизм основного, реже кислого состава, сопровождающийся образованием яшмово-кремнистых толщ, а также основные и ультраосновные интрузии. С завершением этой стадии связаны вулканизм андезитового состава и внедрение гранитоидных интрузий; последние могут наблюдаться и в миогеосинклинальных зонах. Для орогенной стадии характерны наземный вулканизм кислого состава и формирование связанных с ним кислых интрузий. В самом конце орогенной стадии в небольших масштабах проявляется магматизм повышенной щелочности (трахилипариты и трахибазальты и их интрузивные разности).

Платформенный магматизм, хотя и проявлен в значительно меньших масштабах по сравнению с геосинклинальным, подчиняется такой же этапности. Для платформ характерен основной (траппы), иногда со щелочным уклоном, и ультраосновной (кимберлиты) магматизм. Он свойствен началу тектонических этапов, когда начинается опускание смежных гео-

синклиналей (например, девонский магматизм Восточно-Европейской платформы наблюдается в начале герцинского этапа; позднепермско-триасовый, преимущественно раннетриасовый магматизм Сибирской платформы приурочен к началу киммерийского этапа).

При этом намечается обратная связь между масштабами основного магматизма платформ и смежных геосинклиналей. Так, мощный трапповый магматизм Сибирской платформы коррелируется со слабым магматизмом основного состава в прилегающей части Тихоокеанского пояса; слабый трапповый магматизм Восточно-Европейской платформы — с мощным базальтовым и ультраосновным магматизмом Урала и Северного Кавказа.

С магматизмом каждого этапа тесно связано формирование соответствующих видов полезных ископаемых, образующихся в определенной последовательности.

В этом учебнике мы не могли привести достаточного материала по геологии докембрия, чтобы можно было проследить подобную периодичность на древнейшей стадии жизни планеты. Л. И. Салоп [1982 г.] показал, что в докембрии выявляется 12 этапов, каждый из которых состоит из периода господства нисходящих движений земной коры, когда происходит трансгрессия, сопровождаемая накоплением осадочных и вулканогенных пород, и периода поднятия земной коры, когда в геосинклиналях происходят складчатость, сильный интрузивный магматизм и метаморфизм.

Рассмотренная периодичность тектонических движений, осадконакопления, магматизма и изменений климата не представляет собой простое копирование одного этапа другим. Так, выявленные эпохи трансгрессий — это равнодействующая общего прогибания на земном шаре. При этом в той или иной точке планеты могут иметь место и явления поднятия. Например, трансгрессии каледонского и герцинского этапов не отразились на Гондване, которая стала погружаться лишь в конце палеозоя. В среднем палеозое на Сибирской платформе не находит отражения трансгрессия герцинского этапа, так ярко проявленная на Восточно-Европейской платформе. В Тихоокеанском геосинклинальном поясе киммерийский этап начался несколько раньше, чем в других районах, — с середины карбона.

Следующая закономерность жизни Земли — направленность геологического развития. От этапа к этапу, по мере отмирания геосинклинального режима увеличиваются площади платформ. Сложность строения платформ с каждым этапом возрастает, так как они наращиваются в результате присоединения все новых и новых территорий с разным возрастом фундамента и разным возрастом чехла. При этом число тектонических этапов, пройденных платформой, зависит от ее

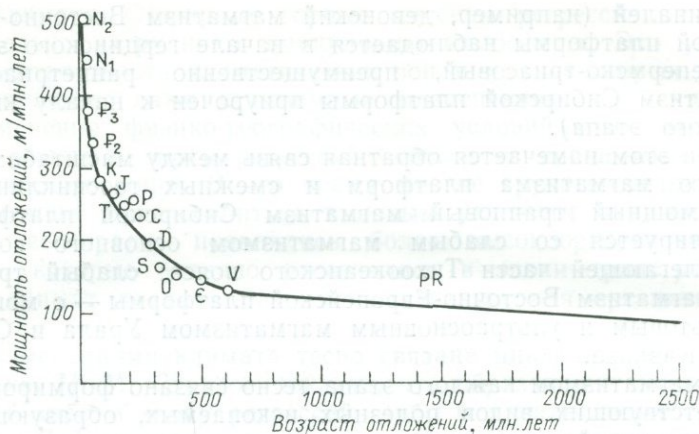


Рис. 13.2. Увеличение скорости прогибания геосинклиналей со временем, определяемое по максимальной мощности отложений, образовавшихся в течение 1 млн. лет (по Л. И. Салопу и Дж. Гиллюли [Салоп Л. И., 1982 г.]).

возраста. Эпибайкальские части платформы пережили все четыре этапа, каледониды — три этапа, герциниды — два этапа.

В геосинклиналях складчатость того или иного этапа может не проявляться или проявляться слабо; тогда эти области вовлекаются в опускание, связанное со следующим этапом. Иначе говоря, геосинклинали тоже могут переживать несколько этапов. Соответственно с каждым этапом мощность отложений платформ и геосинклиналей возрастает, т. е. в ходе геологической истории увеличивается мощность земной коры континентального типа. Вместе с тем усиливается и контрастность земного рельефа, на что указывает увеличение мощности моласс. По подсчетам М. Кэя, максимальная мощность каледонских моласс 6 км, герцинских 12,5 км, кайнозойских 20 км, что указывает на увеличение со временем высоты горных сооружений и глубины смежных краевых прогибов.

Соответствующие расчеты, выполненные Дж. Гиллюли для фанерозоя, а Л. И. Салопом для докембрия, показывают, что в ходе геологической истории возрастает и скорость геосинклинального прогибания. Мощность осадков, накопившихся за одинаковый отрезок времени, увеличивается сравнительно медленно в докембрии; ее резкий рост наблюдается в течение фанерозоя (рис. 13.2). Вероятно, это связано с тем, что тектоно-магматическая активность по мере отмирания геосинклиналей концентрируется на все меньшей площади.

В ходе геологической истории, главным образом на ее докембрийской стадии, осуществлялась эволюция состава атмосферы и гидросферы, появился свободный кислород, и со временем росло его количество, уменьшалась температура зем-

ной поверхности, ослабевало ультрафиолетовое излучение. С этими процессами тесно связана эволюция органического мира: от первых анаэробных организмов к аэробным и гетеротрофным, от одноклеточных организмов к многоклеточным животным и растениям и т. д. Начиная с докембрия неуклонно растет накопление планктонного вещества, с девона отмечается появление и быстрый рост паралического, а с карбона — лимнического угленакопления.

В ходе геологической истории изменяется и состав геологических формаций. Чарнокиты, гранулиты и амфиболиты, столь характерные для ранних стадий жизни Земли, сменяются все менее метаморфизованными образованиями. На смену гранито-гнейсовым куполам приходят линейные структуры, что указывает на усиление роли глубинных разломов. Пангеосинклинальная стадия сменяется протогeosинклинальной, а затем — платформенно-геосинклинальной. Начиная с киммерийского этапа резко активизируются процессы формирования океанов, возрастают масштабы глубоководного осадконакопления.

Со временем наблюдается уменьшение длительности тектонических этапов. Продолжительность каледонского и герцинского этапов составляет 180—200 млн. лет, киммерийского — примерно 130—140 млн. лет, альпийского — около 100 млн. лет. В начале докембрия, по данным Л. И. Салопа, продолжительность этапов достигала 900—800 млн. лет, а к концу докембрия она уменьшилась до 400—200 млн. лет.

Направленность геологического развития, как мы видим, не носит линейного характера. Намечается акселерация этого процесса, а также его возвратно-поступательный характер, что хорошо иллюстрируется на примере палеозойской истории Донбасса, когда на части Восточно-Европейской платформы регенерировался геосинклинальный режим.

В настоящее время нет общепризнанной единой *теории*, которая объясняла бы все закономерности геологического развития Земли. Главная причина такого положения — отсутствие достоверных сведений о процессах, происходящих в мантии и определяющих тектонические движения земной коры и магматизм. Имеются лишь те или иные гипотезы, которые обычно называют теориями; среди них сейчас наиболее популярны три модели: фиксистская, мобилистская и пульсационная. Фиксистская и мобилистская концепции различаются разным подходом к ведущим силам, определяющим развитие земной коры. В фиксистской модели главенствующая роль отводится вертикальным движениям, в мобилистской — горизонтальным движениям.

Фиксистская концепция наиболее полно и последовательно разрабатывается в трудах В. В. Белоусова. По его представлениям, развитие земной коры — это результат неравномер-

ного выделения тепла из внутренних частей земного шара. Повышение нагрева верхней мантии ведёт к более сильному магматизму, большей подвижности земной коры и усилению метаморфизма. Смятие слоев в складки также объясняется нагреванием земной коры. Геосинклинали и геосинклинальные области (пояса) возникают там, где существуют узкие зоны повышенной проницаемости, по которым поднимаются нагретые массы вещества. Неравномерностью поступления тепла объясняется цикличность геологического развития.

Океаны, по мнению В. В. Белоусова, являются вторичными образованиями. Океаническая кора возникает в результате переработки континентальной коры. Континентальная кора испытывает дробление при подъеме больших масс базальтовой магмы, которая затем изливается поверх коры. Глыбы континентальной коры тонут в верхах мантии и растворяются в ней. Из вещества мантии и земной коры выделяется вода, заполняющая прогибающиеся океаны. Спорными в представлениях этого автора являются утверждение о молодости всех океанов (что не могло не повлечь за собой значительных изменений в развитии органического мира) и полное отрицание возможности значительных горизонтальных перемещений.

В настоящее время бурно развивается современный вариант гипотезы мобилизма — *тектоника литосферных плит*, претендующая на роль теории. Своим расцветом эта гипотеза обязана палеомагнитным данным, указывающим, хотя и неоднозначно, на изменение взаимного расположения континентов в прошлые геологические эпохи, и открытию мировой системы срединно-океанических хребтов и осложняющих их рифтов. Гипотеза основана прежде всего на анализе современных процессов, происходящих в земной коре. Согласно этим представлениям, литосфера сложена несколькими крупными плитами (рис. 13.3), границами между которыми служат зоны повышенной сейсмичности. Вдоль этих границ плиты испытывают смещения трех типов: раздвиг (спрединг) — в зонах срединно-океанических хребтов, поддвиг (субдукцию) океанической коры под континентальную — в зонах глубоководных желобов, смещение по горизонтали вдоль вертикальной плоскости — по трансформному разлому (рис. 13.4).

Перемещение литосферных плит осуществляется по поверхности астеносферы. Трещина, возникающая по оси срединно-океанического хребта, заполняется поднимающейся из мантии основной и ультраосновной магмой, которая застывая образует узкий блок океанической литосферы. Вдоль оси и на крыльях хребта обнаружено чередование полос положительных и отрицательных магнитных аномалий. Основываясь на предположении, что чередование магнитных аномалий разной полярности отражает инверсии магнитного поля, мобилисты считают, что каждая пара полос, расположенных симметрично по обе сто-

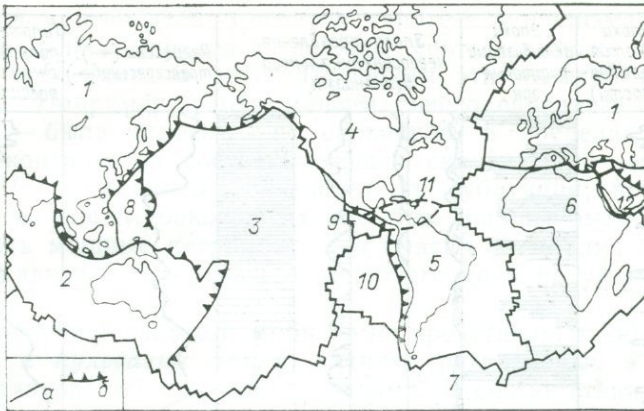


Рис. 13.3. Основные плиты литосферы.

a — границы плит; *б* — зоны субдукции.

Плиты: 1 — Евразийская, 2 — Австралийская, 3 — Тихоокеанская, 4 — Северо-Американская, 5 — Южно-Американская, 6 — Африканская, 7 — Антарктическая, 8 — Филиппинская, 9 — Кокос, 10 — Наска, 11 — Карибская, 12 — Аравийская.

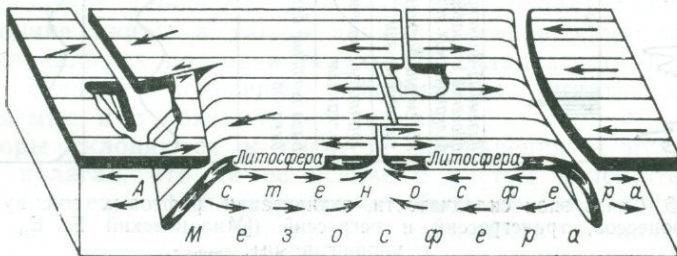


Рис. 13.4. Блок-диаграмма, иллюстрирующая движение литосферных плит (по Б. Изаку, Дж. Оливеру, Л. Р. Сайксу).

роны от оси хребта, соответствует двум частям клина базальта, внедрившегося по трещине и получившего намагничивание эпохи внедрения. Части базальтового клина, расходясь в разные стороны, освобождают место для новой порции магмы. В связи с инверсиями магнитного поля каждая новая порция базальта получает свое намагничивание.

В результате такого процесса расширения дна океана (спрединга) наиболее древние участки земной коры оказываются в наибольшем удалении от оси хребта. Плита по мере своего продвижения от оси срединно-океанического хребта остывает и медленно опускается. Соответственно по мере удаления от хребта осадки, формирующиеся на поверхности молодой океа-

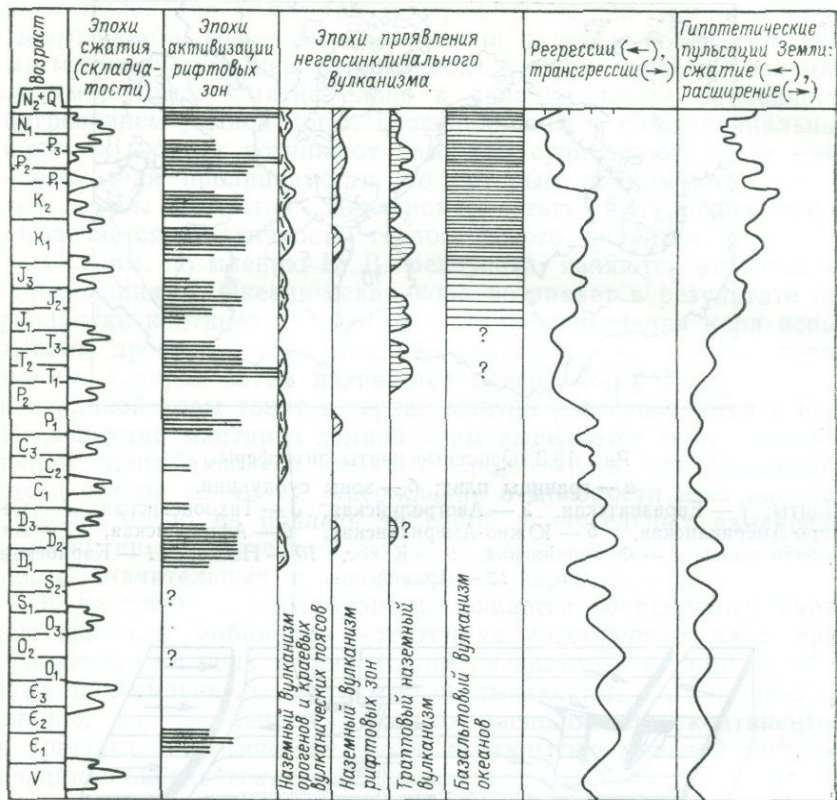


Рис. 13.5. Связь эпох складчатости, активизации рифтовых зон, вулканических процессов, трансгрессий и регрессий ([Милановский Е. Е., 1978 г., с упрощениями]).

нической коры, должны быть более глубоководными. Так как мобилисты исключают расширение земного шара, а спрединг должен вести к увеличению поверхности Земли, то предполагается субдукция — погружение земной коры в мантию у островной дуги или у края континента, где происходит зарождение и развитие геосинклиналей.

Несмотря на свою подкупающую стройность, гипотеза тектоники плит имеет ряд слабых моментов. Ей противоречат геофизические данные о прерывистости астеносферного слоя, в частности отсутствие этого слоя под некоторыми щитами до глубин по крайней мере 400 км. Не получает объяснения длительное унаследованное развитие синеклиз и антеклиз. Как отмечалось выше, глубоководные осадки Индийского и Атлантического океанов тяготеют не к их краевым частям (как должно было бы наблюдаться при спрединге), а удалены от

побережий континентов. Согласно гипотезе мобилизма растяжению в зонах спрединга должно соответствовать сжатие в зонах субдукции. В действительности эти явления неодновременны. Например, эпоха максимального спрединга — поздний мел — была относительно спокойной, в пределах современных континентов соответствующей складчатости не отмечается. Нет и реальных доказательств субдукции; при этом процессе в зоне глубоководных желобов должны были бы существовать мощные нагромождения смятых в складки океанических осадков, однако ничего подобного пока не удалось обнаружить.

Альтернативу гипотезе мобилизма представляют *идеи расширения и пульсации Земли*, активно развиваемые в СССР Е. Е. Милановским и другими учеными. В соответствии с этой гипотезой в геологической истории Земли чередуются фазы растяжения и сжатия планеты на фоне общего расширения ее объема, особенно сильного в мезозое и кайнозое (рис. 13.5). С эпохами растяжения связывают начальную стадию развития геосинклиналей и рифтогенез. В эпохи сжатия формируются складчатые и горные области, происходит метаморфизм. Роль рифтогенеза по мере уменьшения площадей, занятых геосинклиналями, возрастает. В эти представления вполне укладываются развитие геосинклиналей (что не находит отражения в тектонике плит), а также данные о сокращении ширины геосинклинальных поясов в результате складчатости и интенсивных складчато-покровных деформациях (кстати, хорошо объясняемые и с позиций мобилизма).

Авторы склоняются к гипотезе расширения и пульсации Земли, полагая, что на ее основе с учетом положительных сторон гипотезы мобилизма может быть создана концепция, удовлетворительно объясняющая цикличность и направленность геологической истории Земли.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- А**
- Авандельта 126
 - Авлакоген 166, 167, 186, 187, 191
 - Авлакогенная стадия 166
 - Австралолитек 86, 385, 387, 388
 - Автозоиды 56
 - Автотрофы 9
 - Агглютированные раковины 16, 17
 - Агонитаты 53
 - Адаптивная радиация 12
 - Аддукторы 43
 - Азаматская свита 354
 - Акадская фаза 253, 281
 - Акантопоры 56
 - Аквитанский ярус 365
 - Аккреция 192
 - Акритархи 88, 172
 - Аксайский ярус 198
 - Актинодонтиды 45
 - Ачкагыльская трансгрессия 371, 372
 - Ачкагыльский ярус, горизонт 365, 366, 382, 383
 - Алайская свита 355
 - Алданская серия 178
 - Алданский подъярус 198
 - Альвеола 54
 - Альминская свита 354
 - Альпийский этап 393, 395
 - Альдионарии 26
 - Амбулакральные ножки 63
 - Амбулакральные поля 65
 - Аммоноидеи 51
 - Амниотическая полость 73
 - Амниоты 73
 - Амфибии 76
 - Амфиболитовая фация 170, 174
 - Анамнии 73
 - Антеклиза 166
 - Антеридии 93
 - Антиархи 74
 - Антракофит 268
 - Апертура 15, 39, 48
 - Аптихи 48
 - Апшеронский ярус, горизонт 365, 366, 382, 383
 - Арея 60
 - Артроиды 74
 - Архантроп 86, 387, 389
 - Археогонии 93
 - Археоптерикс 82
 - Аспидная формация 163
 - Астеносферный слой 162, 404
 - Астерокаламитовые 94
 - Астроризиды 17
 - Астроризы 25
 - Астурийская фаза 270
 - Атрипиды 62
 - Аутобранхии 44
 - Ашельская культура 387
 - Ашинская свита 185
- Б**
- Баженовская свита 323
 - Базальтовый слой 161
 - Байкалиды 188, 189, 191, 197
 - Бакинский горизонт 382
 - Бакритоидаи 54
 - Балахонская серия 280
 - Балтийская серия 201, 202
 - Баррандова мульда 257
 - Бартонский ярус 347
 - Бахтинский надгоризонт 381
 - Бахчисарайская свита 354
 - Белая юра 320
 - Белемниты 54
 - Беломорская серия 175
 - Беломорская складчатость 177, 179, 180, 182
 - Беннетитовые 97
 - Бентос 10, 101, 106
 - Беньофа-Заварицкого зона 168
 - Биогерм 122
 - Биогляфы 9
 - Биостром 122
 - Биотоп 10
 - Биоценоз 9, 107
 - Биссус 45

Болорский ярус 288
Бранхиаты 36
Бретонская фаза 270
Бронтозавры 89
Бурая юра 320
Бурдигальский ярус 365
Бурзяний 171, 185
Бурзянская серия 184, 185

В

Вади 135
Вайи 95
Валахская фаза 367
Валашская владина 271
Валдайская серия 190, 191, 201, 202
Валдайский надгоризонт 380, 386, 392
Вендотении 172
Венериды 45
Вепсий 175—178
Верхневалдайский горизонт 380, 386
Верхнепалеолитический комплекс 384, 387
Верхнехазарский горизонт 380
Верхняя мантия 161, 402
Верхоленская свита 207
Верхоянский комплекс 285, 313
Вестфал, вестфальский ярус 267, 282
Вестфальская палеофлористическая область 286, 299
Вильнюсский горизонт 382, 386
Вильчанская серия 190
Висцеральная полость 57
Витватерсранд надсерия 179, 180
Вольнская серия 190
Ворд 288
Вторичная полость 31
Вульфкемп 288
Вюрм 381

Г

Гайоты 119
Гаметофит 93
Гастральная полость 23
Гвадалупа отдел 288
Гейдельбергский человек 387, 389
Геократический период 304
Геоманнитные инверсии 144, 145
Геосинклиналь 163, 183, 184, 396, 399, 400, 402
Геосинклинальная область 162, 396, 402
Геосинклинальный пояс 162, 183, 184, 396, 402
Герцинский этап 300—302
Гетеродонтный замок 44

Гетеротрофы 10
Гинкговые 97, 289, 303, 316
Гиппуритиды 45
Глябель 34
Главное девонское поле 260—263
Глауконит 112, 114
Глиптоморфозы 110, 111
Глубинный разлом 164
Голоротые 56
Голосеменные 95, 289, 303, 316
Гомеоморфия 12
Гондвана суперплатформа 188, 190, 197, 310, 399
Гондванская палеофлористическая область 286, 299
Гондванская серия 275, 297, 298
Гондванская формация 310
Гониатиты 53
Горизонт 153, 155
Готландий 214
Гранитизация 170
Гранитно-метаморфический слой 161
Граница Мохоровичича, Мохо 160
Гранулитовая фация 170, 174, 178
Гранулиты 170, 174, 401
Гренвильские движения 187
Губа внутренняя 39
Губа наружная 39
Губки 19
Гурон надсерия 180, 181
Гюнц 383

Д

Дакриоконариды 55
Датский ярус 347
Даунтонский ярус 238
Дельтиальные пластинки 60
Дельтирий 60
Демьянский горизонт 383
Дендроидеи 70
Десмодонтный замок 44
Джеспилиты 174, 180
Джувльфинский ярус 288
Дивергенция 12
Диморфизм 15
Динант, динантский отдел 267, 281, 282
Динозавры 81
Диссепименты 29
Диттон 238
Днепровский горизонт 380, 386
Днища 22, 26
Доггер 320
Доманик 250
Донецкий прогиб 283, 284
Дорашамский ярус 288
Древний красный материк 258
Древний красный песчаник 259, 260

Е

Еврамерийская палеофлористическая область 299

Ж

Жаброногие 37
Жгутиковые 91

З

Заальская фаза 270
Заклинский ярус 365
Замочный отросток 57, 60
Замыкатели 57
Звено 383
Зверозубые 82
Зверообразные 82
Звероподобные рептилии 82
Зеленых сланцев фация метаморфизма 170, 174
Зона Беньофа—Заварицкого 168
Зооиды 56
Зубные пластинки 60
Зубные ямки 44, 60
Зубы 44, 60
Зырянский горизонт, надгоризонт 381, 382

И

Инверсия общая 164
Ингрессия 254, 304
Инда флиш 361
Индольская свита 354
Индосинийская фаза 306, 312
Инкерманская свита 354
Интерваллюм 21
Интрагеоантиклиналь 164
Интрагеосинклиналь 164
Инфрадоманик 250
Инфракембрий 189
Ипрский ярус 347
Исфаринская свита 355
Ихтиодорулиты 74
Ихтиостеги 75, 76, 246

К

Кавказский ярус 365
Казанцевский горизонт, надгоризонт 381
Казахский макроперешеек 252
Казахстанский краевой вулканический пояс 252, 253
Калабрийский ярус 365
Каламитовые 95
Каламиты 95
Каледониды 231

Каледонский этап 300, 301
Калий-аргоновый метод 139
Калининский горизонт 380, 386
Караганский ярус 365
Карапакс 36, 37
Каратавий 171, 185
Каратаская серия 184, 185
Каргинский горизонт 381
Карелий 175
Катаграфин 172, 185
Катархей 171
Качинская свита 354
Кейпер 306
Кейтония 97
Кеноранская складчатость 180
Керестинская свита 354
Керлеутская свита 354
Кивино серия 180, 181
Киевская свита 353
Киммерийский этап 345
Киммерийский ярус 365
Климатостратиграфический метод 148
Клинолистники 94
Кобальт серия 180
Кокколитофориды 91, 336
Колымская фаза 319, 342
Кольская складчатость 177
Кольчугинская серия 280
Комплекс 153
Конвергенция 12
Конкский ярус 365
Конрада поверхность 161
Консолидированная кора 160, 161
Континентальный тип земной коры 160, 161
Конуляты 26
Кораллит однозонный, двузонный, трехзонный 29
Кордаиты 97
Котлинская свита 191
Коцахурский ярус 365
Кочковский горизонт 383
Краевой прогиб 164, 301
Красный лежень 288, 294
Криптодонтный замок 44
Криптозой 169
Ктенодонтный замок 44
Кубергандинский ярус 288
Кувенский ярус 257
Кульм 281
Кумская свита 354
Куяльницкий ярус 365
Кызылджарская свита 354
Кэпитэн 288

Л

Лагунно-континентальная формация 166
Ланггийский ярус 365

Лапландское оледенение 189, 195

Ларамийская фаза 367

Лейас 320

Ленточные глины 134, 138

Литографский камень 320

Литоральная зона 10, 115

Литосфера 162

Лихвинский горизонт 380, 386

Лона 153, 155

Лонтовасская свита 201

Лопастная линия 51

Лопий 176

Лопский комплекс 175

Леофор 56, 57

Леонард ярус 288

Лютетский ярус 347

М

Мадрепорит 63

Майкопская серия 353

Макросклеры 20

Малакостраки 37

Мальм 320

Мантинная полость 39, 47

Мантия (биол.) 38, 43, 47, 59

Маркирующий горизонт 143

Массagetская свита 355

Материковый склон 10

Межамбулакральные поля 65

Мезентерии 26

Мезоглея 20, 22

Мезодерма 22

Мезолит 387, 389

Мезофит 289, 303

Мессинский ярус 365

Метамерия 31

Метасоматические граниты 170, 174

Мигматиты 170, 174, 182

Мидийский ярус 288

Микросклеры 20

Микрофитофоссилии 172, 184

Микулинский надгоризонт 380, 386

Миндель 381, 383

Миогеосинклиналь 163

Миссисипская «система» 267

Модис серия 179

Мозамбикский залив, рукав 297, 310,

325

Мозжухинская серия 280

Молассовая формация верхняя 165

Молассовая формация нижняя 165

Молдавский комплекс млекопитаю-

щих 384, 387

Молданубское поднятие 257

Молюго-шекснинский горизонт 380,

386

Монтский ярус 347

Московский горизонт 380, 386

Мотская свита 206

Мохоровичича, Мохо граница 160

Мургабский ярус 288

Мускульные отпечатки 44, 57

Мустьерская культура 387, 389

Мшанки 55

Мэотический ярус 365

Н

Намюр, намюрский ярус 267, 282

Нанофоссилии 348, 350

Насселярии 14

Неандертальцы 87, 389

Невадйская фаза 319

Нектон 10

Неоантропы 87, 387, 389

Неогей 184

Неолит 387, 389

Нижневалдайский горизонт 380, 386

Нижнехазарский горизонт 380

Нимия 114

Ниша экологическая 10

Новакииды 55

Новокаспийский горизонт 380

Нодозарииды 17

Нототирий 60

Нуммулитиды 17

О

Оболочники 71

Одинцовский горизонт 380, 386

Океаническая платформа 168

Океанический орогенный пояс 168

Океанический тип земной коры 163,

161

Окский горизонт 382, 386

Олдувай культура 387, 389

Онежская серия 176

Онихофоры 31

Онколиты 88, 172, 176, 185

Онтогенез 12

Опистосома 35

Органеллы 13

Ориктоценоз 9, 107

Орогенная стадия 164, 190, 191, 398

Ортиды 61

Ортопороды 170

Осташковский горизонт 380, 386

Остракоды 37

Острогская серия 280

Отмыкатели 57

Отэн 288

Очоа 288

П

Палеоантроп 87, 387

Палеомагнитный метод 144

Палеоэкологический метод 152

- Пангеосинклинальная стадия 182, 401
- Пантотерии 84
- Панцирные рыбы 74, 245
- Параподии 31
- Парапороды 170, 174
- Паратетис 365, 374
- Патагонская серия 357
- Пахиодонтный замок 44
- Пашийская свита 250
- Пашийский горизонт 261
- Пектениды 45
- Пелагическая область 10
- Пеликозавры 82
- Пенсильванская «система» 267
- Первичная полость 31
- Первозвери 84
- Перегородочные трубки 47
- Перидиней 92
- Пестрый песчаник 306
- Петрозаводская свита 177
- Пигидий 31, 34
- Пиренейская фаза 367
- Питекантроп 86, 387—389
- Планктон 10
- Пластинкокожие 74
- Платформа 162, 165—167, 396
- Плита 166
- Плитная стадия 166, 191
- Пневматофор 69
- Поверхность Конрада 161
- Позднекаледонская фаза 240, 241, 246
- Позднекарельская складчатость 177, 178, 180, 182, 183
- Покурская серия 338
- Понтический ярус 365
- Порфирировая формация 164
- Порфирировая формация 165
- Прапапоротники 95
- Прегетеродонтный замок 44
- Приабонский ярус 347
- Принцип Головкинского 143
- Принцип Стенона 146
- Приозерская свита 187
- Припятско-Донецкий авлакоген 282
- Пробосциферы 34
- Продуктиды 61
- Промежуточного типа кора 161
- Проостракум 54
- Просома 35
- Протобранхи 44
- Протогеосинклиналь 182
- Протокоих 48, 51
- Протомедуза 26
- Протоплатформа 182
- Протоплатформенная стадия 182
- Протоплатформенный этаж, чехол 178—180
- Псевдоабиссаль 10
- Псилофиты 93
- Пфальцская фаза 270
- Пьяченцкий ярус 365

Р

- Рабдосома 69
- Радиоуглеродный метод 140
- Радула 39, 48
- Раковинный известняк 306
- Раннекарельская складчатость 177, 178, 182
- Раннекримерийская фаза 319
- Рапакиви 177, 185
- Рахис 34
- Редкинская свита 191
- Рекапитуляция 12
- Ринхолиты 48
- Ринхонеллиды 62
- Рисс 381
- Ритмостратиграфия 145, 146
- Рифтовая зона 166, 167, 186, 304, 369, 404
- Рифтогенез 301, 317, 405
- Риштанская свита 355
- Рославльский горизонт 380, 386
- Ростр 54
- Роталиды 17
- Рубидий-стронциевый метод 139, 140
- Ругозы 27
- Рудисты 45
- Руки 59
- Руководящие ископаемые 149
- Рюпельский ярус 347

С

- Саамий 176
- Саамская складчатость 177
- Саамский комплекс 174
- Сабеллидитиды 174
- Савская фаза 367
- Сакараульский ярус 365
- Сакский ярус 198
- Саксоний 288
- Салаирская фаза 210
- Салминская свита 187
- Самаровский горизонт 381
- Саргатская серия 337
- Сарнолийская серия 176
- Сарматский бассейн 374, 375
- Сарматский ярус 365
- Сартанский горизонт 381
- Свазиленд надсерия 179, 180
- Свинцовые методы 139
- Свита 153
- Сводово-глыбовые горы 167
- Связка 43
- Сегозерская серия 176

Седло 60
Сейсмостратиграфия 114
Септобранхии 47
Септы 15, 22, 26—30, 48
Сервия 114
Серия 153
Серравалийский ярус 365
Сикула 69
Силезий, силезский отдел 267, 282
Силл 309
Симферопольская свита 354
Синантроп 86, 387, 389
Синаптозавры 78
Сингильский комплекс млекопитающих 384, 387
Синеклиза 166
Синклинорий 164
Синорогенные интрузии 164
Синус мантийный 43
Сифонеи 92
Скелет секреторный 15
Складчатая область 162
Складчатый пояс 162
Сколекодонты 31
Собственно геосинклинальная стадия 163, 164, 398
Соленосная красноцветная формация 166
Сольпуговидные 36
Спикулы 20
Сплит-кераитофировая формация 163, 175
Спирифериды 62
Спонголит 349
Спондилиум 60
Спорангии 93
Спорофит 93
Спрединг 402, 403, 405
Спумеллярии 14
Срединно-океанический хребет 119, 168, 376, 402, 403
Срединный массив 164
Средневалдайский горизонт 380, 386
Среднерусский надгоризонт 380, 386
Стегоцефалы 77, 246, 268
Стенобионтные организмы 10
Стеногаulinные организмы 10, 100 101
Стенотермные организмы 10, 103
Стереостолонаты 69
Стефан, стефанский ярус 267, 282
Стилиотиниды 55
Столбик 26, 41
Столон 70
Стратотип 153
Стробилы 94
Строматолиты 88, 172, 176, 179, 180, 184, 185
Строматопораты 25
Структурно-фациальная зона 164
Субдукция 402, 404, 405

Субконтинентальный подтип земной коры 161
Сублитераль 10
Субокеанический подтип земной коры 161
Судетская фаза 270
Сузанская свита 355
Сумсарская свита 355
Сцифонидные 25

Т

Таврическая серия 311
Тазовский горизонт 381
Таконская фаза 216
Таксондонный замок 44
Талассократический период 317
Талассократон 168
Талчир свита 297
Таманский комплекс млекопитающих 384, 387
Танатоценоз 107—109
Танетский ярус 347
Тараташская серия 185
Таримская платформа 183, 184
Тарханский ярус 365
Тафономия 8, 9
Тафоценоз 9
Теки 69
Текодонты 81
Текстуляриды 17
Тектоно-магматическая активизация 167
Тельсон 35, 36
Тентакулитиды 55
Теребратулиды 62
Тетис 271
Тилли 132, 133
Тиллиты 174, 180, 190 193, 195, 209, 275, 276
Тираспольский комплекс млекопитающих 384, 387
Тобольский горизонт 381
Тойонский ярус 198
Томмотский ярус 198
Торакс 34
Тортонский ярус 365
Трансгрессивная терригенная формация 166
Трапповая формация 166, 296, 309
Тунгудско-надвошкская серия 175—177
Тунгусская палеофлористическая область 286, 299
Туркестанская свита 355
Тюрингий 288

У

Удоканская серия 179
Уральская фаза 270, 278

Усольская свита 206
Усоногие рачки 37
Устье апертур 17
Ушаковская свита 206

Ф

Фанерозой 169, 196
Филлоиды 94
Филлоподы 37
Филогенез 12
Филогенетический метод 150, 151
Флишевая формация 164
Форамен 15, 60
Формация (геол.) 162, 170
Формация (палеогеогр.) 114
Фосфориты 118
Фрагмокон 48, 51
Францисканская серия 342
Фузулиниды 17
Фундамент платформ 165, 166

Х

Хазарский комплекс 384, 387
Хальштатский покров 311
Ханабадамская свита 355
Хапровский комплекс 384, 387
Хатский ярус 347
Хелицеровые 35
Хететиды 25

Ц

Ценосарк 25, 30
Центральное девонское поле 260,
261
Цефалон 34
Цехштейн 288, 295
Циртодонтиды 45
Цистоидеи 65

Ч

Чарнокиты 170, 174, 175, 401
Челябинская серия 309
Черная юра 320
Чехол платформы 166
Чокракский ярус 365
Чукотско-Катазиатский вулканоген-
ный пояс 342

Ш

Шизодонтный замок 44
Ширтинский горизонт 381
Штирийская фаза 367
Шунгит 176, 178

Щ

Щит 166

Э

Эвапориты 126, 200, 306, 308, 311
Эвгеосинклиналь 163, 396, 398
Эврибионтные организмы 10
Эвригалинные организмы 10, 100, 101
Эвриптериды 36
Эвритермные организмы 10, 103
Эдиакарий 189
Экология 100
Экостратиграфия 196
Эктодерма 22
Эктоплазма 15
Эльсонские движения 187
Эндоплазма 15
Эндоцератоидеи 50
Энтодерма 22
Эокембрий 189
Эоплейстоцен 379, 383, 386
Эпикарельская платформа 182, 184
Эпипалеозойская платформа 182
Эпиplatformенный орогенез 167, 367,
368, 371, 395
Эпистом 56
Эпифауна 250
Эхиноидеи 67

Ю

Юдомская свита 204
Юрматиний 171, 185
Юрматинская серия 184, 185













































Я

Ямальская серия 381, 383
Ятулий 175—177
Яхташский ярус 288

Приложение. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К НОРМАЛЬНЫМ РАЗРЕЗАМ (стратиграфическим колонкам)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Горные породы

	Конгломераты		Основные эффузивы
	Гравелиты		Туфы основных эффузивов
	Пески, песчаники		Турфпесчаники
	Алевролиты		Турфалевролиты
	Глины, аргиллиты		Лавобрекчии
	Сланцеватые аргиллиты, глинистые сланцы		Основные и ультраосновные интрузивные породы
	Известняки		Габбро и плагиограниты
	Песчанистые известняки		Кислые интрузивные породы
	Глинистые известняки		Порфиритоиды
	Мел		Порфириоиды
	Мергели		Гнейсы
	Доломиты		Амфиболиты
	Гипс		Кристаллические сланцы
	Ангидрит		Кварциты
	Каменная соль		Железистые кварциты
	Кремнистые отложения		Оolivитовые породы
	Уголь		Фосфориты
	Горючие сланцы		Тиллиты
	Шунгит		Докембрийский фундамент
	Кислые эффузивы		
	Туфы кислых эффузивов		
	Эффузивы среднего состава		
	Туфы эффузивов среднего состава		
		<u>Геологические границы</u>	
			Структурное несогласие
			Стратиграфическое несогласие

Ископаемые остатки фауны и флоры

Находки окаменелостей

Фузулиниды

Строматолиты

Археоциаты

Строматопораты

Табуляты и гелиолитиды

Кораллы (ругозы и шестилучевые)

Мшанки

Беззамковые брахиоподы

Замковые брахиоподы

Морские пузыри

Морские лилии

Аммоноидеи

Эндоцератоидеи и ортоцератоидеи

Двустворки

Гастроподы

Трилобиты

Остракоды

Эвриптериды

Граптолиты

Ихтиофауна

Растения

Наземные позвоночные

Ходы и ледяки

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение. А. Х. Кагарманов, Е. В. Владимирская	5
Часть первая	
ОСНОВЫ ПАЛЕОНТОЛОГИИ	
Н. Я. Спасский, А. Г. Кравцов	
Глава 1. ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ПАЛЕОНТОЛОГИИ	8
Типы ископаемых остатков	—
Организмы и среда	9
Систематика, классификация и номенклатура	11
Закономерности эволюции	12
Методика изучения ископаемых остатков	13
Глава 2. ПАЛЕОЗООЛОГИЯ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ	—
Одноклеточные	—
Тип Protozoa. Простейшие	—
Класс Sarcodina. Саркодовые	14
Подкласс Radiolaria. Радиолярии	—
Подкласс Foraminifera. Фораминиферы	15
Многоклеточные	18
Низшие многоклеточные	19
Тип Spongia. Губки	—
Класс Calcispongia. Известковые губки	20
Класс Demospongia. Обыкновенные губки	—
Класс Hexactinellida. Шестилучевые губки	21
Тип Archaeocyathi. Археоциаты	—
Высшие многоклеточные	22
Radiata. Радиальные	—
Тип Coelenterata. Кишечнополостные	23
Класс Hydrozoa. Гидроидные полипы	—
Подкласс Stromatoporata. Строматопораты	25

Подкласс Chaetetida. Хететиды	25
Класс Scyphozoa. Сцифоидные (настоящие медузы)	—
Класс Anthozoa. Коралловые полипы	26
Подкласс Tabulata. Табуляты	27
Подкласс Heliolitoidea. Гелиолитондеи	—
Подкласс Tetracoralla (Rugosa). Четырехлучевые кораллы (ругозы)	—
Подкласс Hexacoralla. Шестилучевые кораллы	29
Подкласс Octocoralla. Восьмилучевые кораллы	30
Bilateralia. Двусторонне-симметричные	—
Protostomia. Первичноротые	31
Надтип Vermes. Черви	—
Тип Arthropoda. Членистоногие	33
Подтип Trilobitomorpha. Трилобитообразные	34
Класс Trilobita. Трилобиты	—
Подкласс Миомера. Миомеры (малочленистые)	35
Подкласс Polymera. Полимеры (многочленистые)	—
Подтип Chelicerata. Хелицеровые	—
Подтип Branchiata. Жабродышащие	36
Класс Crustacea. Ракообразные	—
Подтип Tracheata. Трахейнодышащие	38
Тип Mollusca. Мягкотелые	—
Класс Gastropoda. Гастроподы	39
Подкласс Prosobranchia. Переднежаберные	41
Подкласс Opisthobranchia. Заднежаберные	42
Подкласс Pulmonata. Легочные	—
Класс Bivalvia. Двустворчатые	—
Надотряд Protobranchia. Протобранхии	44
Надотряд Autobranchia. Аутобранхии	—
Надотряд Septabranchia. Септабранхии	47
Класс Cephalopoda. Головоногие	—
Подкласс Ectocochlia. Наружнораковинные	49
Надотряд Nautiloidea. Наутилоидеи	—
Надотряд Endoceratoidea. Эндоцератоидеи	50
Надотряд Orthoceratoidea. Ортоцератоидеи	—
Надотряд Ammonoidea. Аммоноидеи	51
Подкласс Endocochlia. Внутреннераковинные	54
Класс Dacryconarida. Дакриоконариды	55
Тип Bryozoa. Мшанки	—
Класс Gymnolaemata. Голоротые	56
Тип Brachiopoda. Брахиоподы	57
Класс Inarticulata. Беззамковые	60
Класс Articulata. Замковые	61
Deuterostomia. Вторичноротые	63
Тип Echinodermata. Иглокожие	—
Подтип Crinozoa. Кринозон	65
Класс Cystoidea. Цистоидеи (морские пузыри)	—
Класс Crinoidea. Криноидеи (морские лилии)	66
Подтип Echinozoa. Эхинозон	67
Класс Echinoidea. Морские ежи	—
Тип Conodonta. Конодонты	68
Тип Nemichordata. Полухордовые	—
Класс Graptolithina. Граптолиты	69
Подкласс Stereostolonata. Стереостолонаты	—
Подкласс Graptoloidea. Граптолоидеи	70

Глава 3. ПАЛЕОЗООЛОГИЯ ПОЗВОНОЧНЫХ 71

Тип Chordata. Хордовые	—
Подтип Vertebrata. Позвоночные	—
Раздел Agnatha. Бесчелюстные	—
Раздел Gnathostomi. Челюстноротые	—
Надкласс Pisces. Рыбы	73
Класс Acanthodii. Акантоды	—
Класс Placodermi. Пластинокожие	74
Класс Chondrichthyes. Хрящевые рыбы	—
Класс Osteichthyes. Костные рыбы	—
Надкласс Tetrapoda. Четвероногие	75
Класс Amphibia. Земноводные	76
Класс Reptilia. Пресмыкающиеся	77
Подкласс Cotylosauria. Котилозавры	—
Подкласс Chelonia. Черепахи	78
Подкласс Synaptosauria. Синаптозавры	—
Подкласс Ichthyopterygia. Ихтиоптеригии	—
Подкласс Lepidosauria. Лепидозавры	—
Подкласс Archosauria. Архозавры	81
Надотряд Dinosauria. Динозавры	—
Надотряд Pterosauria. Птерозавры	—
Надотряд Crocodilia. Крокодилы	82
Подкласс Synapsida. Синапсиды	—
Класс Aves. Птицы	—
Класс Mammalia. Млекопитающие	83
Подкласс Prototheria. Первозвери	84
Подкласс Metatheria. Сумчатые	—
Подкласс Eutheria. Высшие млекопитающие	—

Глава 4. ПАЛЕОБОТАНИКА 87

Прокариоты. Царство Mychota. Дробянки	—
Подцарство Bacteriobionta. Бактерии	88
Подцарство Cyanobionta. Цианеи (синие-зеленые водоросли)	—
Эукариоты. Царство Plantae. Растения	89
Подцарство Rhodobionta. Багрянки (красные водоросли)	—
Подцарство Phycobionta. Настоящие водоросли (альга)	—
Тип Bacillariophyta. Диатомовые водоросли (бацилляриофиты)	—
Тип Chrysophyta. Золотистые водоросли (хризофиты)	91
Тип Xanthophyta. Желто-зеленые водоросли (ксантофиты)	—
Тип Ruggophyta. Пирофитовые водоросли (перидинин)	92
Тип Chlorophyta. Зеленые водоросли (хлорофиты)	—
Тип Charophyta. Харовые водоросли (харофиты)	—
Подцарство Embryobionta. Высшие растения	93
Тип Rhyniophyta. Псилофитовые (риниофиты)	—
Тип Lycopodiophyta. Плауновидные (ликоподиофиты)	94
Тип Equisetophyta. Хвощевидные (членистостебельные — эквисетофиты)	—
Тип Polypodiophyta. Папоротниковидные (полиподиофиты)	95
Тип Pinophyta. Голосеменные (пинофиты)	—
Тип Magnoliophyta. Цветковые (магнолиофиты)	98

Часть вторая
ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Раздел I

**ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДЫ
ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ**

Глава 5. МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ. УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ	99
Биофациальный анализ. Е. В. Владимирская	100
Литофациальный анализ. Е. В. Владимирская	109
Анализ общегеологических данных. Е. В. Владимирская	114
Основные группы фаций. Е. В. Владимирская	—
Морские фации. Е. В. Владимирская	115
Неритовая область. Шельф	—
Батиальная область. Материковый склон	118
Абиссальная область. Ложе океана	119
Примеры фаций шельфа	120
Фации бассейнов ненормальной солености. Е. Д. Михайлова	124
Фации дельт	—
Фации лагун, заливов и внутриконтинентальных бассейнов	126
Континентальные фации. Е. Д. Михайлова	128
Фации пресноводных бассейнов	129
Фации, связанные с деятельностью ледников	132
Фации пустынь	134
Палеогеографические карты и профили. Е. В. Владимирская	135
Глава 6. ГЕОХРОНОЛОГИЯ (ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЛЕТОСЧИСЛЕ- НИЕ). ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ	138
Абсолютная геохронология. А. Х. Кагарманов	—
Относительная геохронология. Е. В. Владимирская	140
Непалеонтологические методы	141
Палеонтологические методы (биостратиграфия)	148
Геохронологическая и стратиграфическая шкалы. Е. В. Владимирская	152
Глава 7. АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА. Е. В. Владимир- ская	155

Глава 8. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ. А. Х. Кагарманов	160
Структуры земной коры континентов	162
Структуры земной коры океанов	168

Раздел II ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Глава 9. ДОКЕМБРИЙ. А. Х. Кагарманов	169
--	-----

Особенности и методы изучения	—
Подразделения	171
Органический мир	—
Архей и нижний протерозой	174
Основные особенности геологического развития Земли в архее и раннем протерозое. Первые платформы и геосинклинали	182
Рифей	184
Байкальская складчатость	187
Венд	189
Физико-географические условия в докембрии	192
Полезные ископаемые	195

Глава 10. Палеозойская эра (эратема, группа). Е. В. Владимирская, А. Х. Кагарманов	196
--	-----

Кембрийский период (система)	197
Подразделения	—
Органический мир	198
Общая характеристика периода	199
Платформы	201
Восточно-Европейская платформа	—
Сибирская платформа	203
Китайская платформа	207
Северо-Американская платформа	208
Гондвана	—
Геосинклинали и геосинклиналильные пояса	209
Урало-Монгольский геосинклиналильный пояс	—
Аппалачская и Иннуитская геосинклинали	210
Грампианская геосинклиналиль	211
Средиземноморский геосинклиналильный пояс	—
Тихоокеанский геосинклиналильный пояс	212
Климат	213
Полезные ископаемые	—
Ордовикский период (система)	214
Подразделения	—
Органический мир	215
Общая характеристика периода	216
Платформы	—
Восточно-Европейская платформа	—

Сибирская платформа	219
Китайская платформа	220
Северо-Американская платформа	—
Гондвана	—
Геосинклинали и геосинклинальные пояса	221
Грампианская геосинклиналь	—
Урало-Монгольский геосинклинальный пояс	222
Аппалачская и Иннуитская геосинклинали	226
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	—
Средиземноморский геосинклинальный пояс	227
Полезные ископаемые	—
Силурийский период (система)	228
Подразделения	—
Органический мир	—
Общая характеристика периода	230
Каледонская складчатость	—
Платформы	232
Восточно-Европейская платформа	—
Сибирская платформа	235
Северо-Американская платформа	—
Гондвана : : :	—
Геосинклинали и геосинклинальные пояса	237
Грампианская геосинклиналь	—
Урало-Монгольский геосинклинальный пояс	238
Аппалачская и Иннуитская геосинклинали	241
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	—
Средиземноморский геосинклинальный пояс	242
Климат и палеобиогеография в ордовике и силуре	—
Полезные ископаемые	243
Девонский период (система)	—
Подразделения	—
Органический мир	244
Общая характеристика периода	246
Геосинклинали и геосинклинальные пояса	249
Урало-Монгольский геосинклинальный пояс	—
Аппалачская геосинклиналь	255
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	256
Средиземноморский геосинклинальный пояс	257
Платформы	258
Северо-Атлантическая платформа (Лаврентия)	—
Сибирская платформа	263
Китайская платформа и каледониды Юго-Восточного Китая (Катазия)	264
Гондвана	—
Климат и палеобиогеография	265
Полезные ископаемые	266
Каменноугольный период (система)	267
Подразделения	—
Органический мир	268
Общая характеристика периода	269
Герцинская складчатость	270
Платформы	273

Северо-Атлантическая платформа (Лаврентция)	273
Сибирская платформа	274
Китайская платформа	275
Гондвана	—
Геосинклинали и геосинклинальные пояса	276
Урало-Монгольский геосинклинальный пояс	—
Аппалачская геосинклиналь	281
Средиземноморский геосинклинальный пояс	—
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	284
Климат и палеобиогеография	285
Полезные ископаемые	286
Пермский период (система). Е. В. Владимирская, А. Х. Кагарманов, В. П. Пнев	287
Подразделения	—
Органический мир	289
Общая характеристика периода	—
Платформы	292
Ангарида (Лавразия)	—
Гондвана	297
Геосинклинальные пояса	298
Средиземноморский геосинклинальный пояс (Тетис)	—
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	299
Климат и палеобиогеография	—
Полезные ископаемые	300
Основные особенности геологической истории Земли в палеозое. Е. В. Владимирская	—
Глава 11. МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА (ЭРАТЕМА, ГРУППА)	302
Триасовый период (система). В. В. Аркадьев	—
Подразделения	—
Органический мир	303
Общая характеристика периода	304
Платформы	306
Ангарида (Лавразия)	—
Гондвана	310
Геосинклинальные пояса	311
Средиземноморский геосинклинальный пояс	—
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	312
Климат и палеобиогеография	313
Полезные ископаемые	314
Юрский период (система). В. В. Аркадьев	—
Подразделения	—
Органический мир	315
Общая характеристика периода	317
Киммерийская (мезозойская) складчатость	319
Платформы	320
Лавразия	—
Образование океанических впадин. Распад Гондваны	325
Геосинклинальные пояса	326
Средиземноморский геосинклинальный пояс	—
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	328

Климат и палеобиогеография	329
Полезные ископаемые	—
Меловой период (система). А. М. Павлов, А. Х. Кагарманов	330
Подразделения	—
Органический мир	—
Общая характеристика периода	333
Платформы	335
Евразия	—
Северная Америка	338
Части бывшей Гондваны	339
Геосинклинальные пояса	—
Средиземноморский геосинклинальный пояс	—
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	342
Океаны	343
Климат и палеобиогеография	344
Полезные ископаемые	—
Основные особенности геологической истории Земли в мезозое. В. В. Аркадьев	345
Глава 12. КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА (ЭРАТЕМА, ГРУППА)	346
Палеогеновый период (система). Е. Д. Михайлова	—
Подразделения	—
Органический мир	347
Общая характеристика периода	350
Платформы	352
Евразия	—
Северная Америка	356
Части бывшей Гондваны	357
Геосинклинальные пояса	358
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	—
Средиземноморский геосинклинальный пояс	260
Океаны	361
Климат и палеобиогеография	363
Полезные ископаемые	364
Неогеновый период (система). Н. Г. Чочиа	—
Подразделения	—
Органический мир	366
Общая характеристика периода. Альпийская складчатость	367
Платформы	371
Евразия	—
Северная Америка	373
Части бывшей Гондваны	—
Геосинклинальные пояса	374
Средиземноморский геосинклинальный пояс	—
Тихоокеанский геосинклинальный пояс	376
Океаны	—
Климат и палеобиогеография	377
Полезные ископаемые	—

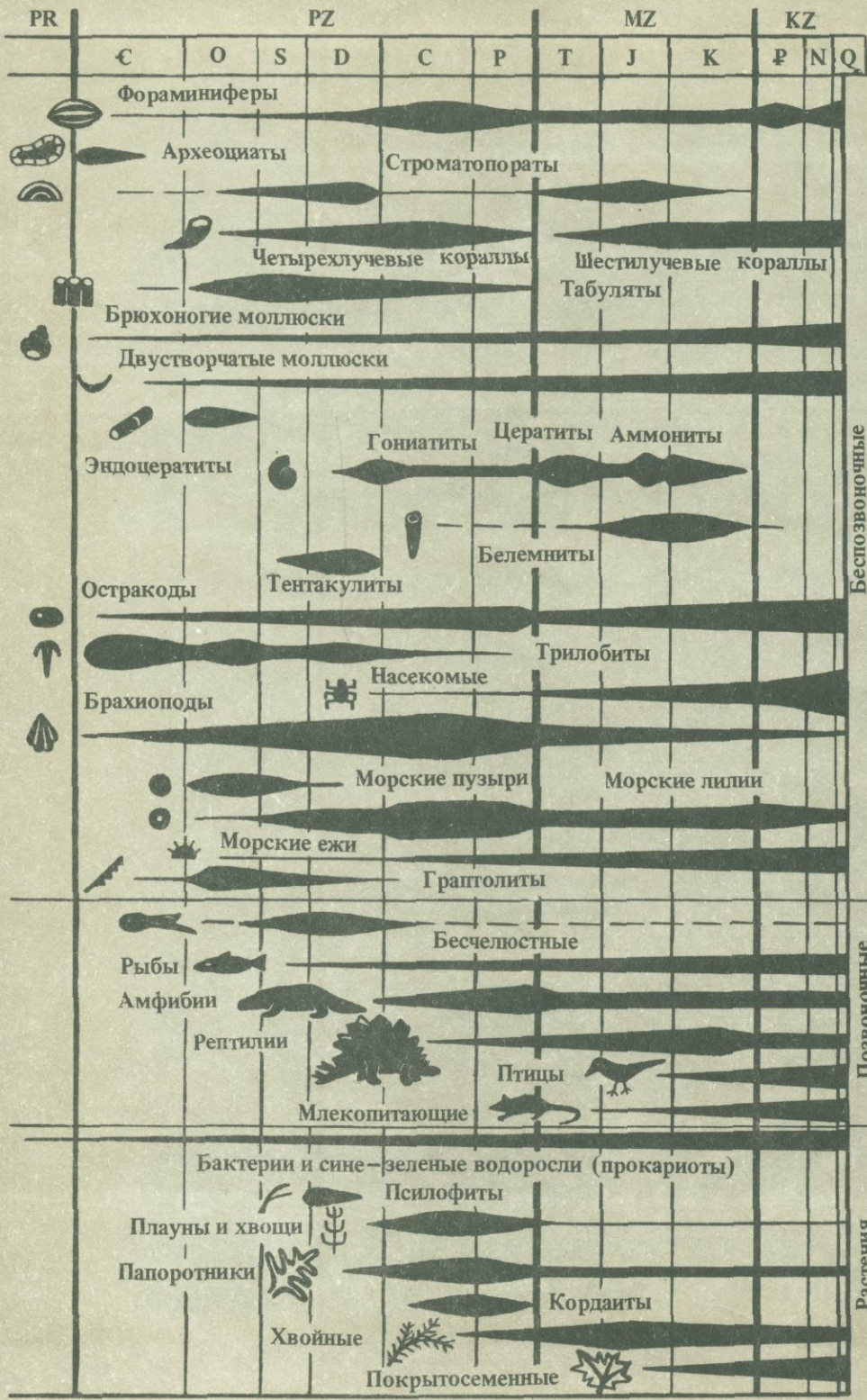
Историческая геология с основами палеонтологии

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева
Переплет художника А. А. Власова
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректоры М. И. Витис, В. Н. Малахова

ИБ № 5417

Сдано в набор 18.06.85. Подписано в печать 05.09.85. М-32264. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 22,6. Усл. кр.-отг. 27. Уч.-изд. л. 27,85. Тираж 10 000 экз. Заказ № 1216/718. Цена 1 р. 70 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18. Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Д-126, ул. Социалистическая, 14.



Беспозвоночные

Позвоночные

Растения

Фазы складчатости

Тектонические этапы



4650