В. Е. ХАИН, Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Н. А. ЯСАМАНОВ



ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Рекомендовано Министерством общего и профессионального образования Российской Федерации в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению и специальности «Геология»



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1997

ББК 26.323
Х12
УДК 551.7

Рецензенты:

кафедра исторической геологии Санкт-Петербургского университета:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор *В. П. Гаврилов*

Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А.

Х12 Историческая геология: Учебник. — М.: Изд-во МГУ, 1997. — 448 с.: ил.

ISBN 5—211—03504—6

Учебник составлен в соответствии с вузовской программой одноименного курса. Излагаются современные представления о длнтельнейшей (в 4,6 млрд лет) истории Земли — об эволюции ее оболочек, пронсхождении и развитии атмосферы, гидросферы, образовании и эволюции океанической и континентальной земной коры. Рассмотрены особенностн геологических периодов начиная с вендского, методы исторической геологии, стратиграфии и палеогеографии. Изложены становление и развитие органического мира, указаны принципы стратиграфического расчленения и дана характеристика стратотипов. Особое внимание уделено данным об образовании и распаде суперконтинентов и движении континентальных плит, истории климата.

Для студентов геологических специальностей университетов, горных и нефтяных академий.

ББК 26.323

ISBN 5—211—03504—6

© Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А., 1997

ПРЕДИСЛОВИЕ

Научная революция в геологии 60-х годов настоящего столетия, выразившаяся в победе мобилизма и появлении тектоники литосферных плит как ведущей геологической теории (парадигмы), вызвала насущную необходимость перестройки всего высшего геологического образования на ее основе. В нашей стране этот процесс проявился со значительным опозданием по сравнению с западными развитыми странами. Это выразилось, в частности, в серьезной задержке с выпуском новых учебников, написанных на мобилистской основе. В особенности запоздал выпуск современного учебника по такой ведущей геологической дисциплине, как историческая геология. К сожалению, два наиболее поздних по времени издания учебника — «Историческая геология» коллектива преподавателей Московского геологоразведочного института под редакцией профессора Г. И. Немкова (1986) и «Историческая геология с основами палеонтологии» коллектива преподавателей Санкт-Петербургского горного института под редакцией профессора А. Х. Кагарманова (1985) — не удовлетворяют современным требованиям, особенно первый. Во втором учебнике уже присутствуют элементы мобилизма, но в очень робкой и непоследовательной форме. Это и побудило авторов настоящей книги предпринять составление учебника, полностью отвечающего в идейном смысле современным взглядам в области теоретической геологии.

Помимо учета принципов тектоники литосферных плит было необходимо отразить новейшие успехи в изучении геологии докембрия, которому в существующих учебниках отводилось явно недостаточное место. Авторы стремились также избежать перекоса в направлении преимущественного освещения одной из компонент исторической геологии — стратиграфии, палеогеографии, палеотектоники и тем более региональной геологии, чем так страдали предшествующие отечественные руководства. В частности, следовало преодолеть ту недооценку стратиграфии как основы исторической геологии, которой отличались книги наших предшественников. В какой мере нам удалось гармонично сочетать все эти стороны историко-геологической науки, судить читателям нашей книги, но мы сознательно к этому стремились.

Остается отметить, что главы 1, 2 и 3 предлагаемой книги написаны профессором Н. А. Ясамановым, главы 4, 5 и 6 — профессором Н. В. Короновским. В остальных главах (с 7 по 20 включительно) основной текст принадлежит Н. А. Ясаманову, а разделы, касающиеся палеотектонических и палеогеографических условий, — академику В. Е. Хаину. Им же написано заключение и осуществлена общая редакция книги.

ВВЕДЕНИЕ

Историческая геология — одна из основных дисциплин геологического цикла высшего образования. Как показывает ее название, она рассматривает историю развития нашей Земли, в первую очередь ее внешних оболочек, в их взаимодействии. Преподавание исторической геологии опирается на знания, полученные студентами в курсах общей геологии, структурной геологии и палеонтологии. В свою очередь историческая геология служит основой для курсов региональной геологии (геология России, геология зарубежных стран) и геотектоники.

Историческая геология — комплексная, синтетическая дисциплина. Она включает четыре главных элемента: геохронологию, стратиграфию, палеогеографию и палеотектонику — в их тесной, органической связи. *Геохронология* — это календарь геологических событий, абсолютная шкала геологического времени, охватывающего 4,6 млрд лет. Шкала эта основана на использовании радиометрических датировок горных пород по соотношению заключенных в них естественно-радиоактивных элементов, их изотопов и продуктов распада, происходящего с постоянной скоростью. *Стратиграфия* изучает последовательность напластования осадочных и вулканогенных пород, устанавливая их относительный возраст и проводя их сопоставление (корреляцию) по заключенным в них органическим остаткам. Последнее составляет наиболее традиционную ветвь стратиграфии — биостратиграфию, но к настоящему времени приобрели самостоятельное и существенное значение ветви стратиграфии, использующие физические методы, в частности магнитостратиграфия и сейсмостратиграфия.

Третья составляющая исторической геологии — *палеогеография* — занимается восстановлением физико-географических условий геологического прошлого — распределения суши и моря, их высот и глубин, а также климатической зональности, — которые испытывали в течение геологической истории и даже в современную эпоху существенные изменения. Оба этих направления — палеогеоморфология, включающая палеоокеанологию, и палеоклиматология — к настоящему времени приобрели самостоятельное значение, но их основные выводы используются исторической геологией для восстановления общей картины лика Земли в минувшие геологические эпохи.

Четвертая составляющая исторической геологии — *палеотектоника* — изучает историю движений и деформаций земной коры, приводящих к формированию складчатых (складчато-покровных) горных сооружений и последующему образованию на их месте устойчивых глыб континентальной коры — платформ (кратонов)

и разрушению этой коры с возникновением новых океанских впадин. Сегодня не осталось сомнений в том, что земная кора и вся литосфера были постоянно разделены на отдельные крупные и более мелкие плиты, которые испытывали значительные горизонтальные перемещения относительно друг друга. Поэтому восстановление, в основном по палеомагнитным данным, былого положения континентальных блоков и конфигурации разделявших их океанов составляет главную задачу палеогеографии и палеотектоники. А изучением характера взаимодействия литосферных плит в отдельные геологические эпохи занимается новая наука — палеогеодинамика, примыкающая к палеотектонике. Другая наука, производная от палеогеографии и палеотектоники с палеогеодинамикой, — палеовулканология — восстанавливает историю вулканической и вообще магматической деятельности.

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

Если вплоть до самого недавнего времени все усилия исследователей в области исторической геологии были направлены на ретроспективу — восстановление условий геологического прошлого, то в последние годы со все большей определенностью выступает новый аспект рассматриваемой науки — на основе анализа развития поверхности Земли, ее географической оболочки в прошлом попытаться дать прогноз изменений в ближайшем будущем, столь важный для оценки возможного характера и масштаба изменений окружающей нас природной среды. Приведем поясняющий эту мысль пример. В последние два десятилетия происходит повышение уровня Каспийского моря, превысившее уже 2 м и приведшее к затоплению десятков населенных пунктов на его побережье. Происходит и глобальное потепление климата, таяние льдов и повышение уровня Мирового океана. Анализ данных исторической геологии показывает, что подобные изменения имели место и в геологическом прошлом и что они носили колебательный, циклический характер, хотя в последнее время на них наложился еще дополнительный и все нарастающий эффект человеческой деятельности. Тем не менее историко-геологический материал позволяет с определенной долей приближения оценить возможный диапазон подобных колебаний. В приведенном примере с Каспийским морем можно прийти к заключению, что амплитуда колебаний его уровня вряд ли превысит 2—3 м, но с этой величиной необходимо считаться в будущем.

Таков лишь один из практических аспектов исторической геологии. Другой заключается в общеизвестном факте преимущественной приуроченности определенных видов полезных ископаемых к тем или иным стратиграфическим подразделениям докембрия и фанерозоя, например основных запасов железных руд к нижнему протерозою, нефти и газа — к мезозою и кайнозою и т. д. Наконец, лишь глубинный анализ геологической истории в масштабе всей планеты позволяет установить основные закономерности ее развития и тем самым приблизиться к пониманию механизма этого развития, который составляет уже предмет геодинамики.

ЧАСТЬ I

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

ГЛАВА 1. ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Историческая геология изучает геологическую историю Земли со времени ее возникновения, устанавливает причины образования и развитие литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы, дает характеристику ландшафтно-климатических и геодинамических обстановок, определяет время возникновения и исследует условия образования горных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Длительная история Земли насыщена множеством различных геологических событий, явлений и процессов. Рассматривая геологическое прошлое в хронологическом порядке, историческая геология дает возможность наметить как общие закономерности развития нашей планеты и земной коры, так и особенности отдельных этапов геологической истории.

Историческая геология является одним из важнейших курсов в геологическом образовании. История развития континентов и океанов, эволюция климата, ландшафтов и органического мира, различные катастрофические природные явления, рассматриваемые исторической геологией, дают цельное научное представление об общих закономерностях исторического развития геосфер и Земли в целом.

Литосфера находится в непрерывном взаимодействии с другими геосферами. Образование осадочных горных пород происходит в результате взаимодействия водной или воздушной среды, климата и ландшафтных обстановок. Климатические условия, физико-химические особенности морских бассейнов, определяющие их соленость, температуру, газовый режим, а также рельеф дна и гидродинамический режим, характер континентальной денудации и аккумуляции, всегда отражаются на текстурах и вещественном составе осадочных горных пород. Поэтому образовавшиеся в морской или континентальной обстановке осадки представляют собой документальное свидетельство существовавших в геологическом прошлом физико-географических условий, а напластования горных пород отражают последовательность событий. Изучение химического и минерального состава и структурно-текстурных особенностей магматических горных пород и формы слагаемых ими тел вскрывает ряд особенностей их формирования и дает возможность судить о специфических чертах глубинных магматических распла-

вов. Состав, условия залегания, физико-химические и структурно-текстурные особенности вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород позволяют установить типы вулканических аппаратов, черты наземного и подводного вулканизма.

Остатки животных и растений, захороненные в горных породах, являются документальным свидетельством прошлой жизни нашей планеты и позволяют рассматривать историю Земли и развитие на ней жизни как единое целое.

Историческая геология — комплексная научная дисциплина, в которой проблема геологического развития планеты, отдельных геосфер и эволюция органического мира рассматриваются как конечные результаты, полученные после проведения исследований в рамках различных геологических дисциплин. Разные стороны этой проблемы изучаются специальными разделами геологии и отдельными научными направлениями. Историческая геология использует результаты стратиграфии и палентологии, литологии и петрологии, региональной геологии и геотектоники. В отличие от перечисленных научных дисциплин и направлений, где прямо или косвенно затрагивается проблема исторического развития того или иного геологического объекта, целью исторической геологии является обобщение всей совокупности историко-геологических данных. После своего возникновения историческая геология из науки, занимавшейся систематизацией геологических событий и рассмотрением в хронологическом порядке историко-геологических данных, постепенно стала приобретать синтезирующий характер. В связи с дифференциацией научных знаний от нее отделились такие направления, как стратиграфия, геохронология, палеогеография, учение о фациях, учение о формациях, палеовулканология, историческая геотектоника и др.

Историческая геология вооружает геологов необходимыми и важнейшими теоретическими знаниями. Применяя на практике методы историко-геологических исследований, геологи познают закономерности формирования геологических тел; реконструируют природные условия, существовавшие на земной поверхности, и физико-химические условия в недрах Земли; раскрывают общие генетические и хронологические закономерности возникновения и размещения полезных ископаемых в земной коре; выявляют эволюционные и катастрофические изменения атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы. Все это помогает усвоению всего цикла геологических наук и проведению целенаправленных поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Наряду с этим знания об изменении природной среды за все время существования нашей планеты дают возможность прогнозировать состояние геологической среды и пути развития биосферы.

Еще античные естествоиспытатели и философы обращали внимание на длительную историю нашей планеты и на те изменения, которые она претерпевала. Многие интересные идеи о возникновении и развитии Мира были высказаны Фалесом Милетским, Эмпедоклом, Аристотелем, Анаксименом, Страбоном и др. Сред-

ние века с длительными междоусобными войнами, с упадком научного мышления и производства не знали иной истории создания и развития земного лика, кроме библейской. В эпоху Возрождения произошел перелом в познании Земли, так же как и в других областях науки и техники. Леонардо да Винчи (1452—1519), изучая слои осадочных пород в Ломбардии (Северная Италия) в процессе проведения инженерных работ, понял значение ископаемых раковин как остатков исчезнувшей жизни.

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

1. Слои Земли — результат осаждения в воде.

2. Слой, заключающий обломки другого слоя, образовался после него.

3. Всякий слой отложился позднее слоя, на котором залегает, и ранее того, который его перекрывает.

4. Слой, содержащий морские раковины или морскую соль, образовался в море; если он содержит растения, он произошел от речного паводка или появления притока вод.

5. Слой должен иметь неопределенную протяженность и его можно прослеживать поперек какой-либо долины.

6. Слой отлагался вначале горизонтально; если он наклонен, то он испытал какой-либо переворот. Если другой слой залегает на наклонных слоях, то переворот произошел ранее отложения этого второго слоя. В этих верных положениях Стенона мы видим начала стратиграфии и тектоники.

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

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

Выдающееся значение для развития исторической геологии имело открытие палеонтологического метода. Основателями этого метода являются английский исследователь У. Смит (1769—1839) и французские ученые Ж. Кювье (1769—1832) и А. Броньяр (1801—1876). Проводя геологические исследования в одно и то же время, но независимо друг от друга, они пришли к одинаковым выводам, связанным с последовательностью залегания слоев и находящихся

в них остатков ископаемой фауны и флоры, что дало возможность составить первые стратиграфические колонки, геологические карты и разрезы ряда районов Англии и Франции. На основе палеонтологического метода в XIX столетии было выделено большинство известных ныне геологических систем и составлены геологические карты.

Крупнейший французский ученый Ж. Кювье был не только одним из основателей палеонтологического метода, но и автором теории катастроф, которая в свое время пользовалась широкой популярностью. На основании геологических наблюдений он показал, что некоторые группы организмов в течение геологического времени вымирали, но их место занимали новые. Его последователи Ж. Агассис (1807—1873), А. д'Орбиньи (1802—1857), Л. Эли де Бомон (1798—1874) и другие не только вымирания организмов, но и многие другие события на земной поверхности стали объяснять катастрофами. По их мнению, любые изменения залегания горных пород, рельефа, изменения ландшафтов или условий среды обитания, а также вымирание организмов были результатами разномасштабных катастрофических явлений, происходивших на земной поверхности. Позднее теория катастроф была подвергнута резкой критике выдающимися учеными XIX столетия — Ж. Ламарком (1744—1829), Ч. Лайелем (1797—1875), Ч. Дарвином (1809—1882). Французский естествоиспытатель Ж. Ламарк создал учение об эволюции органического мира и впервые провозгласил ее всеобщим законом живой природы. Английский геолог Ч. Лайель в своем труде «Основы геологии» доказывал, что крупные изменения на Земле происходили не в результате разрушительных катастроф, а вследствие медленных, длительных геологических процессов. Познание истории Земли Ч. Лайель предлагает начинать с изучения современных геологических процессов, считая, что они являются «ключом к познанию геологических процессов прошлого». Это положение Ч. Лайеля получило впоследствии название принципа актуализма.

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

свою очередь заставляло геологов не только рассматривать Землю с исторической стороны, но и сосредоточить свое внимание на определении состава геосфер, возникновении и развитии геологических процессов. Поэтому с течением времени историческое направление исследования постепенно стало отступать на второй план.

К середине XIX в. относятся первые попытки реконструкции физико-географических условий некоторых геологических эпох как для отдельных регионов (исследования Г. А. Траутшольда, Дж. Дэна, В. О. Ковалевского), так и для всего земного шара (Ж. Марку). Эти работы заложили основы палеогеографического направления в исторической геологии. Большое значение для становления палеогеографии имело введение в 1838 г. А. Грессли (1814—1865) понятия о фациях.

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

Конец XIX и начало XX в. ознаменовались крупнейшими открытиями в области биостратиграфии и выяснении геологической истории регионов. В Западной Европе, Северной Америке и России на основе применения палеонтологического метода расчленены толщи горных пород, изданы монографии об ископаемых остатках различных периодов палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Многие ученые внесли свой вклад в развитие исторической геологии, и среди них необходимо отметить выдающуюся роль А. П. Карпинского (1847—1936) — первого президента Академии наук Советского Союза. Еще в конце XIX в. им были обобщены данные о геологической истории европейской части России и впервые приведены палеогеографические карты этой территории.

В это же время на основе применения палеонтологического метода виднейшими отечественными геологами С. Н. Никитиным (1851—1909), Ф. Н. Чернышёвым (1856—1914) и А. П. Карпинским были опубликованы монографии о палеозойских и мезозойских отложениях европейской части России и Урала.

В начале XX в. крупнейший французский геолог Э. Ог (1861—1927) в многотомном труде описал деятельность современных геологических процессов и расшифровал геологическую историю Земли. Будучи сторонником теории геосинклиналей, а представление

о геосинклиналях было разработано в Северной Америке в 1859 г. трудами Дж. Холла, Э. Ог закладывает основы учения о платформах и геосинклиналях. Он был первым ученым, который четко противопоставлял геосинклинали платформам.

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

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

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

Новые концепции, выдвинутые во второй половине XX в., способствовали открытию крупных месторождений полезных ископаемых, а ведь этому предшествовали тщательные и всесторонние историко-геологические исследования, без которых невозможно составление современных геологических карт, обоснование прогноза и открытие месторождений. В результате историко-геологических исследований были обнаружены уникальные месторожде-

ния нефти и газа в Волго-Уральской области и Западной Сибири, в Средней Азии, крупнейшие месторождения алмазов, каменного угля, железных руд, руд цветных и редких металлов, месторождения драгоценных металлов и камней и др.

Завершив краткую характеристику возникновения и развития исторической геологии, остановимся на главнейших задачах этой дисциплины. Основными документами, по которым реконструируется геологическая история развития региона, являются горные породы и заключенные в них ископаемые органические остатки, собранные геологами в процессе полевых работ. В этих материалах сосредоточены сведения о геологических явлениях и эпизодах, происходивших в геологическом прошлом. Всестороннее изучение образцов горных пород в лабораториях, восстановление облика животных и растений, образа их жизни и взаимодействия с окружающей средой позволяют расшифровать происходившие те или иные геологические события и реконструировать физико-географические условия, существовавшие на земной поверхности в прошлом.

Историко-геологические исследования основываются на применении самых разнообразных методов, с помощью которых решается целый ряд задач. Основные задачи, стоящие перед исторической геологией, следующие.

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

2. Восстановление физико-географических условий земной поверхности геологического прошлого. Физико-географические условия включают в себя, в частности, распределение суши и моря, рельефа суши и Мирового океана, глубин, солености, температур, плотности, динамики морских бассейнов, климата, биологических и геохимических условий. Эта задача — одна из трудных в исторической геологии. Восстановление физико-географических условий прошлых эпох является основной задачей науки палеогеографии, которая в прошлом веке выделилась из исторической геологии в самостоятельную отрасль научных знаний. Палеогеографи-

ческие исследования невозможно проводить без изучения вещественного состава, структурного и текстурного строения осадочных горных пород.

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

4. Восстановление истории тектонических движений. Разновозрастные и разномасштабные следы тектонических движений в виде нарушений первичного залегания слоев горных пород и геологических тел наблюдаются повсеместно на земной поверхности. Определением времени проявления, характера, величины и направленности тех или иных тектонических движений занимается региональная геотектоника, а историю развития различных структурных элементов отдельных участков и всей земной коры изучает историческая геотектоника.

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

ГЛАВА 2. СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Историко-геологическое направление рассматривает развитие геологических событий во времени и в пространстве. Изучение этих событий немыслимо без стратиграфических и геохронологических исследований. При стратиграфических исследованиях осуществляют две последовательные операции:

1) расчленение разреза на отдельные стратиграфические подразделения (слои, пачки, горизонты, подъярусы, ярусы и т. д.) на основании различий состава горных пород и заключенных в них ископаемых органических остатков, а также проявлений перерывов и несогласий;

2) сопоставление или стратиграфическая корреляция выделенных в разных разрезах слоев, пачек, горизонтов, т. е. установление их геологической одновозрастности.

Фактической основой стратиграфических исследований служат конкретные геологические объекты — естественные или искусственные обнажения горных пород и керн скважин, а также определяемые геофизическими методами (электро-, сейсмо- и другой каротаж) изменения физических свойств горных пород в скважинах.

После обобщения ряда частных геологических разрезов составляется сводная стратиграфическая колонка, в которой все слои горных пород располагаются в строгой последовательности своего образования и залегания, т. е. в определенном хронологическом порядке, обычно от более древних внизу к более молодым вверху.

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

Историческая геология, как и любая другая наука, изучающая историю развития живой и неживой природы, невозможна без хронологии. Однако хронология — это еще далеко не история, а лишь механическое расположение событий во времени. В прошлом происходило великое множество различных событий, и для того, чтобы ориентироваться среди них, необходимо не только установить формальные временные соотношения между ними, но и найти внутренние связи между событиями и явлениями прошлого и определить их пространственные взаимоотношения и относительное значение. При этом выявляются естественные временные группировки, разграниченные событиями более высоких рангов, и тем самым намечаются последовательные этапы исторического развития. В таком случае речь идет *о естественной периодизации геологической истории.*

Стратиграфия (лат. stratum — слой, grapho — пишу) — раздел исторической геологии, занимающийся изучением исторической последовательности, первичных взаимоотношений и географического распространения осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических образований, слагающих земную кору и отражающих естественные этапы развития Земли и населявшего ее органического мира (Геол. словарь. М., 1973).

Перед стратиграфическими исследованиями стоят следующие важнейшие задачи:

1) детальное расчленение разрезов горных пород и выделение разных по рангу стратиграфических подразделений; на их основе создаются местные, региональные и межрегиональные стратиграфические шкалы, которые отражают хронологическую последовательность геологических событий;

2) проведение региональной и межрегиональной стратиграфической корреляции;

3) создание единой стратиграфической и геохронологической шкалы.

Стратиграфия играет важнейшую роль при геологических исследованиях. Без нее немыслимо проводить геологическое картирование, решать проблемы эволюции органического мира, геологического развития отдельных регионов и Земли в целом, реконструировать палеогеографические обстановки. Без детальных стра-

тиграфических исследований невозможно раскрывать сложное строение структур земной коры и проводить поиски и разведку полезных ископаемых.

2.1. ТИПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ И КРИТЕРИИ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

Критерии расчленения и определения ранга стратиграфических подразделений основываются на особенностях эволюции земной коры и органического мира, населявшего земную поверхность. Эволюция земной коры и ее поверхности выражалась в периодичности усиления и ослабления тектонических движений разного ранга, развитии трансгрессий и регрессий Мирового океана, других изменениях физико-географических условий земной поверхности. Факторы, изменяющие состав органического мира и определяющие его этапность, тесно связаны как с собственно биологическим процессом, так и с особенностями расселения и вымирания групп организмов под влиянием изменения условий окружающей среды.

Для определения рубежей стратиграфических единиц главное значение должны иметь факторы, обусловливающие эволюцию земной коры. Однако при расчленении разрезов или периодизации событий чаще всего используются более ярко и наглядно выраженные, быстро протекающие и к тому же необратимые проявления эволюции органического мира. Поэтому именно эволюция органического мира составляет основу геологической периодизации. Это связано с тем, что палеонтологические данные многочисленны и многообразны. Они отражают этапы развития органического мира в строго определенное время, в конкретном месте и одновременно показывают необратимость эволюционного развития организмов. В связи с этим палеонтологические данные — не только главная, но и, что самое важное, доступная основа для относительной геохронологии и стратиграфической корреляции.

Таким образом, любое стратиграфическое подразделение — от самого крупного, глобального до местного — должно отвечать определенному этапу развития Земли или отдельного ее региона. Стратиграфические единицы являются реальными геологическими телами, состоящими из комплекса горных пород, обладающих характерным вещественным составом и сформировавшихся в определенный этап развития земной коры. Между собой эти этапы могут различаться по характеру и продолжительности геологических событий.

Стратиграфия и относительная геохронология неразрывно связаны между собой и поэтому стратиграфическую классификацию нельзя рассматривать в отрыве от классификации геохронологической. Обе они отражают один и тот же исторический процесс развития Земли. Тем не менее вследствие неполноты геологической летописи и недостаточного знания всех геологических событий, а также неоднозначности их расшифровки на практике существуют

две самостоятельные шкалы: стратиграфическая и геохронологическая.

Стратиграфическая шкала отражает последовательность отложений, расчленение их на отдельные стратиграфические единицы, выражает их временной объем и соподчиненность. Геохронологическая шкала показывает длительность и последовательность основных этапов развития земной коры и Земли. Обе эти шкалы свидетельствуют об общем ходе и результатах единого закономерного процесса формирования земной коры. Каждому стратиграфическому подразделению соответствует геохронологическое, и в свою очередь любое стратиграфическое подразделение должно быть хроностратиграфическим.

Стратиграфическая шкала базируется на реально наблюдаемой в природе последовательности горных пород в конкретных разрезах, на вещественном составе слоев и напластований, на соотношениях между собой групп слоев и на их пространственных изменениях, на составе и особенностях заключенных в них остатков животных и растений. Основываясь на вещественном составе горных пород, на их структурно-текстурных особенностях, на морфоанатомическом строении ископаемых органических остатков, условиях их нахождения и степени сохранности, геологи от реально наблюдаемых фактов переходят к более широким обобщениям о характере тех или иных явлений и событий, особенностях осадконакопления, среде обитания организмов и условиях их захоронения. Разумеется, геологи не могут напрямую наблюдать особенности древних областей осадконакопления, в частности непосредственно измерять глубину и соленость морского бассейна, температуру и влажность воздуха древних геологических эпох, но могут делать достаточно надежные выводы об этих и других параметрах древней геологической среды на основе тщательного анализа геологического разреза с применением различных современных физических методов исследования горных пород и ископаемых организмов. Отсюда следует, что стратиграфическая шкала базируется, с одной стороны, на исследовании реально наблюдаемых объектов и на их особенностях, т. е. на основе реально существующих фактов, а с другой — на выводах и обобщениях, построенных в результате строгого анализа этих фактов.

Вся история Земли представляется как смена эволюционных и революционных этапов. Эта особенность отражается и в периодичности геологических процессов и в эволюции органического мира. Крупным этапам развития Земли соответствуют и этапы развития органического мира. Исходя из этого границы различных по рангу историко-геологических этапов принимают за естественные рубежи, по которым проводят границы выделяемых стратиграфических единиц. Сами эти единицы следуют друг за другом в хронологическом порядке, отражая объективный ход исторического процесса развития Земли.

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

1) этапность в ходе эволюции органического мира;

2) периодическая изменчивость процессов осадконакопления и денудации;

3) палеогеографические критерии (изменение распределения морских бассейнов и особенности рельефа суши и дна моря, климата, смена ландшафтных обстановок и т. д.);

4) степень активности и характер проявления магматической деятельности и процессов метаморфизма;

5) проявление крупных тектонических движений и деформаций.

Перечисленные явления взаимосвязаны и отражают единый процесс развития Земли. Но, как указывалось выше, из всех геологических процессов развитие органического мира наиболее ярко и наглядно отражает необратимость развития Земли. Поэтому в позднем докембрии и фанерозое изменчивость органического мира выступает в качестве основного и объективного критерия при выделении стратиграфических единиц, корреляции разрезов и определении таксономического ранга стратиграфических подразделений.

2.2. ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Стратиграфические исследования опираются на ряд теоретических положений. Одним из важнейших является принцип последовательности напластований, сформулированный в 1669 г. Н. Стенсеном (Стеноном): «При ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя». Этот принцип — принцип суперпозиции — позволяет установить простые временные отношения типа «раньше — позже». Другим важным критерием стратиграфической корреляции является принцип, сформулированный Н. А. Головкинским в 1868 г. и, независимо от него, немецким геологом И. Вальтером в 1869 г. Согласно этому принципу, именуемому законом Головкинского — Вальтера, в непрерывном разрезе осадочных толщ друг над другом отлагаются осадки, которые могут образоваться рядом на поверхности суши или на дне бассейна седиментации. Поэтому при трансгрессии или регрессии моря смена осадков по вертикали соответствует их горизонтальной зональности (рис. 2.1). Таким образом, в каждой осадочной толще уверенно можно считать одновозрастными лишь те осадки, которые простирались параллельно береговой линии древнего бассейна.

Биостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов основаны на принципе У. Смита. Согласно этому принципу одновозрастные осадки содержат одни и те же или близкие остатки ископаемых организмов. С этим принципом связан и другой, его дополняющий, — ископаемые фауны и флоры сменяют друг друга в определенном порядке. Наряду с перечисленными при относи-

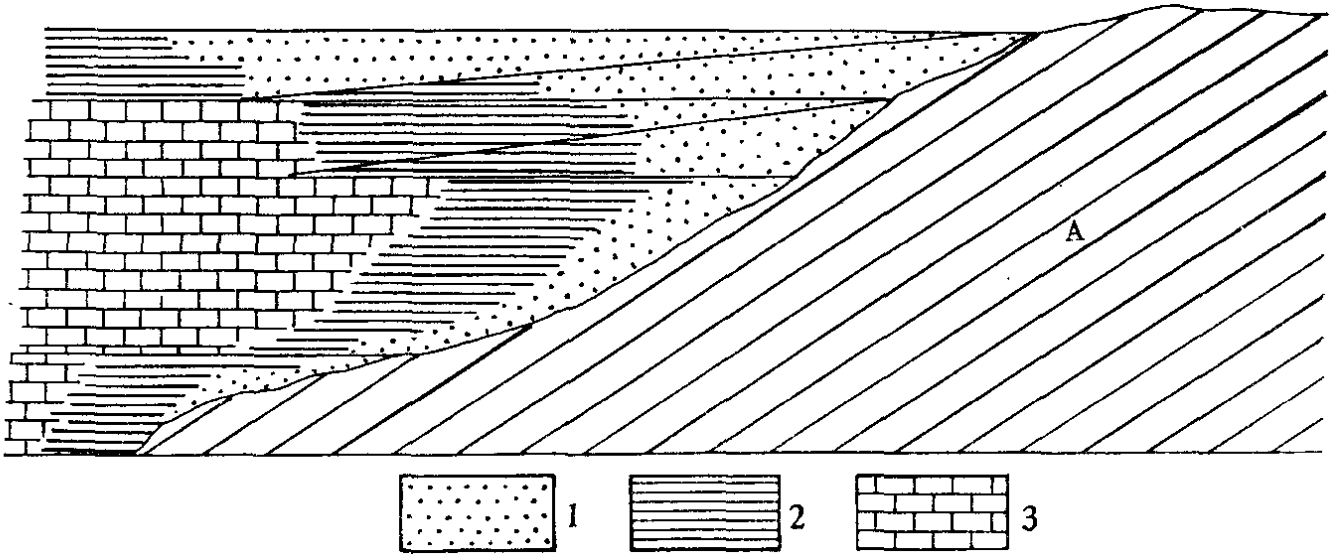


Рис. 2.1. Схема расположения различных типов осадков в морском бассейне при опускании и последующем поднятии дна (закон Головкинского — Вальтера): *A* — суша; *1* — пески, *2* — глины, *3* — карбонаты

тельной геохронологии используются еще два закона, сформулированные в XVIII столетии Дт. Хаттоном (Геттоном). Один из них — «закон пересечений»: секущая магматическая порода всегда моложе той породы, которую она рассекает, и другой — «закон включений»: включение всегда старше вмещающей породы.

Относительная геохронология разрабатывается с помощью палеонтологических или биостратиграфических и геолого-физических методов.

Биостратиграфические методы. Эти методы базируются на широком использовании ископаемых органических остатков. В основе биостратиграфических методов лежит принцип непрерывного и необратимого изменения органического мира Земли, когда каждому отрезку геологического времени отвечают характерные только для него растения и животные. Закон необратимости эволюционного процесса впервые установил Ч. Дарвин. Он отметил, что исчезнувший по тем или иным причинам вид организмов никогда не может появиться вновь. Исходя из этого закона каждый комплекс ископаемых органических остатков, встречающихся в том или ином слое, отражает определенный этап развития органического мира и является неповторимым. Именно этот принцип лежит в основе использования ископаемых остатков организмов при определении относительного возраста горных пород. Кроме того, в основе биостратиграфических методов лежит явление широкого пространственного распространения ископаемых остатков организмов. Это позволяет проводить корреляцию разрезов весьма удаленных друг от друга регионов. По ряду организмов можно проводить планетарные корреляции. Такими, к примеру, являются ордовикские и силурийские граптолиты, мезозойские аммониты, палеогеновые нуммулиты. Это в основном пелагические планктонные и нектонные формы, с большой скоростью расселяющиеся по поверхности Земли. Время, затраченное на их расселение по всему Мировому океану, в геологических масштабах практически ничтожно, с од-

ной оговоркой — если организмы при своем расселении не встречают какие-либо препятствия.

Определение возраста толщи горных пород и отнесение ее к той или иной стратиграфической единице осуществляют путем сравнения найденных ископаемых остатков с теми, которые встречаются в опорном или стратотипическом разрезе. При расчленении разрезов и их корреляции важно знать вертикальное распределение ископаемых органических остатков по всему разрезу. В случае, если одни и те же ископаемые остатки встречаются от подошвы до кровли пачки слоев, полученные данные о возрасте будут относиться ко всей этой пачке. Однако чаще вследствие ряда причин ископаемые остатки встречаются не по всему разрезу, а спорадически, т. е. бывают сосредоточены на каких-то определенных уровнях, в определенных пластах. Несмотря на это, возраст, установленный по таким формам, условно распространяется на всю пачку слоев.

Не все ископаемые организмы имеют одинаковое значение для биостратиграфии. Их ценность определяется не только распространенностью во времени и в пространстве, но и особенностью приуроченности к конкретным типам горных пород и темпами их эволюции. В связи с этим среди ископаемых организмов выделяют архистратиграфические и парастратиграфические группы. Первые характеризуются быстрой эволюцией, широким географическим распространением и захоронением в различных по вещественному составу осадочных породах. К ним относятся граптолиты, археоциаты, трилобиты, гониатиты, аммониты, планктонные фораминиферы. Эти группы организмов позволяют проводить детальное расчленение разреза и осуществлять подробную корреляцию разрезов. К парастратиграфическим группам относят в основном бентосные организмы, такие, как брахиоподы, мшанки, губки, сверлящие и зарывающиеся двустворчатые моллюски, которые благодаря тесной связи с определенными типами осадков и морского дна образуют различные ассоциации и комплексы. Они в меньшей степени, чем архистратиграфические, используются для региональных и межрегиональных сопоставлений и расчленения толщ осадочных пород. Однако в определенных регионах и для определенных участков морского дна эти организмы имеют важное значение для стратиграфии.

Разделение органических остатков на архи- и парастратиграфические группы условно и зависит от уровня наших знаний. До последнего времени к парастратиграфическим группам относились радиолярии и конодонты, но с началом использования электронной микроскопии и детального изучения их строения они стали применяться при расчленении широкого возрастного диапазона отложений.

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

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

Этот метод является первым палеонтологическим методом, который был введен в стратиграфию на рубеже XVIII и XIX вв. Научное обоснование он получил в середине XIX в., когда немецкий палеонтолог Г. Бронн ввел понятие о руководящих формах и составил первый в мире атлас руководящих форм беспозвоночных.

Метод руководящих ископаемых основан на том положении, что одновозрастными считаются те отложения, в которых встречаются одинаковые руководящие ископаемые. Долгое время этот метод был основным в биостратиграфии и благодаря ему была разработана детальная стратиграфическая шкала, расчленены и сопоставлены многие весьма удаленные друг от друга отложения.

Среди огромного многообразия вымерших организмов имеется множество форм, отвечающих требованиям руководящих. Такими, например, являются Obolus apollinis — для тремадокского яруса ордовика, Choristites mosquensis — для московского яруса каменноугольной системм, Cadoceras elatmae — для келловейского яруса, Cardioceras cordatum — для оксфордского яруса верхней юры, Deshayesites deshayesi, Acanthohoplites — для аптского яруса, Leymeriella и Anahoplites — для альбского яруса нижнего мела, Belemnitella mucronata — для кампанского яруса верхнего мела и т. д. Руководящими могут быть не только отдельные виды ископаемых организмов, но и роды и даже семейства, отряды и классы. Все зависит от таксономического ранга стратиграфических подразделений. Так, цератиты развивались только в перми и триасе, археоциаты — в раннем кембрии, трилобиты — в кембрии, ордовике и силуре, а в девоне и раннем карбоне они приходят в упадок и исчезают.

Сущность метода руководящих форм состоит в том, что из общего числа найденных в определенном слое разреза ископаемых органических остатков выбирают те, которые характерны для данного слоя, отвечают требованиям, указанным выше, и встречаются в стратотипическом разрезе. Эти формы являются руководящими для данного слоя.

Однако этот простой метод не лишен недостатков, которые были замечены еще в прошлом веке. Представление о том, что руководящие формы имеют почти повсеместное или космополитное распространение независимо от условий обитания, оказалось неверным и пришло в противоречие с биологическими данными, согласно которым существует тесная связь организма с окружающей средой. В настоящее время при использовании метода руководящих форм учитываются условия жизни ископаемых организмов. Ведь организмы обитают в определенных физико-географи-

ческих условиях, ограничивающих их распространение. Поэтому одни формы распространены широко и их называют космополитами, а другие — ограниченно (эндемики). Вместе с тем надо учитывать, что в природе не существует абсолютных космополитов. Нет организмов, которые обитали бы одновременно и на суше и в море или в морях разной солености и на разных глубинах и т. д. В зависимости от физико-географических условий среды обитания каждый вид или род имеет более или менее ограниченную площадь своего обитания, т. е. ареал. Например, среднекембрийские трилобиты рода Paradoxides найдены в Европе, Передней и Средней Азии, Монголии, Китае, Австралии, Антарктиде. И все они встречаются в морских осадках. Наряду с космополитами встречаются и эндемичные формы. Так в силуре только юга Сибири и Монголии встречаются многочисленные остатки брахиопод рода Tuvaella. Они для данной территории являются руководящими, но провести по ним корреляцию с разрезами других районов невозможно. Также эндемичными являются альбские аммониты рода Knemiceras, распространенные в Западном Средиземноморье.

Несостоятельным оказалось и другое положение, лежавшее в основе метода руководящих форм. Согласно этому положению, руководящие формы приурочены во всех районах к одному и тому же стратиграфическому уровню, а следовательно, это предусматривает одновременное появление и вымирание руководящих форм. Однако один и тот же вид не может одновременно возникнуть во многих районах земного шара. Он появляется в одном каком-то месте, а затем расселяется по земной поверхности.

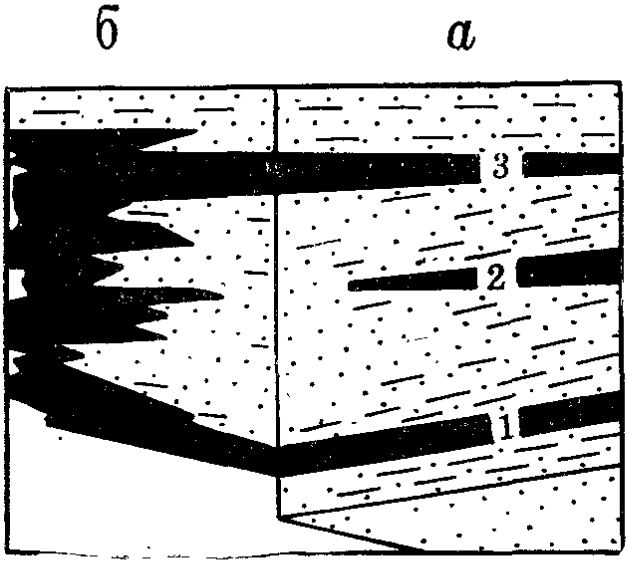


Рис. 2.2. Схема, отражающая появление рекуррентных комплексов фауны в разновозрастных, но одинаковых по литологическим особенностям осадках (по Р. Муру):
а — комплекс фауны в черных сланцах, характерных для слоя *1*, повторяющихся без существенных изменений выше по разрезу (слои *2* и *3*); *б* — непрерывное накопление черных сланцев в условиях многократного перемещения зоны седиментации

В процессе применения метода руководящих форм надо учитывать и ряд других явлений, например рекурренцию, т. е. нахождение одних и тех же руководящих форм или комплексов в разных стратиграфических горизонтах, и неоднородность вымирания. Эти явления связаны с миграцией организмов при наступлении неблагоприятных условий и возвращением их в те же районы после восстановления благоприятных условий. Это положение иллюстрируется рис. 2.2.

Метод органических комплексов. В отличие от метода руководящих форм метод анализа

фаунистических и флористических комплексов использует весь имеющийся палеонтологический материал. Исследователи выясняют распределение всех окаменелостей в разрезе, устанавливают смену комплексов и прослеживают изменчивость комплекса от разреза к разрезу. Преимущество данного метода заключается в том, что выводы о возрасте и корреляции разрезов осуществляются не на базе единичных руководящих форм, а на совокупности всей встречающейся в слое фауны или флоры. Таким образом, вероятность ошибочного заключения о возрасте значительно снижается. Данный метод широко распространен и ныне является основным в биостратиграфии.

Сущность метода иллюстрируется графиком (рис. 2.3), на котором окаменелости располагаются в порядке их появления и исчезновения из разреза. Получаются как бы ступени смены определенных комплексов, по которой можно судить о возрасте слоев и проводить расчленение.

В процессе анализа комплекса могут быть выделены формы, встречающиеся только в каком-то определенном слое и не переходящие его границы. Это известные руководящие формы, но их в разрезе бывает довольно мало. Однако кроме них встречаются формы, появляющиеся в предыдущем, подстилающем слое и исчезающие в вышележащем, или формы, появляющиеся впервые в данном слое и переходящие в вышележащие. Первые часто называют характерными или контролирующими формами (время их расцвета совпадает с формированием данного слоя), а вторые фиксируют начало изучаемого стратиграфического подразделения. Далее, встречаются формы, заканчивающие свое существование в данном слое; их называют доживающими. И наконец, наблюдаются формы, имеющие большое вертикальное распространение, т. е. встречающиеся сразу в нескольких слоях. Их называют проходящими, транзитными, и для определения возраста данного слоя они не подходят. Называют комплекс по типичному виду (вид — индекс), и устойчивость выделенного комплекса проверяется на нескольких разрезах. Комплекс форм позволяет более надежно определять геологический возраст вмещающих осадков.

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

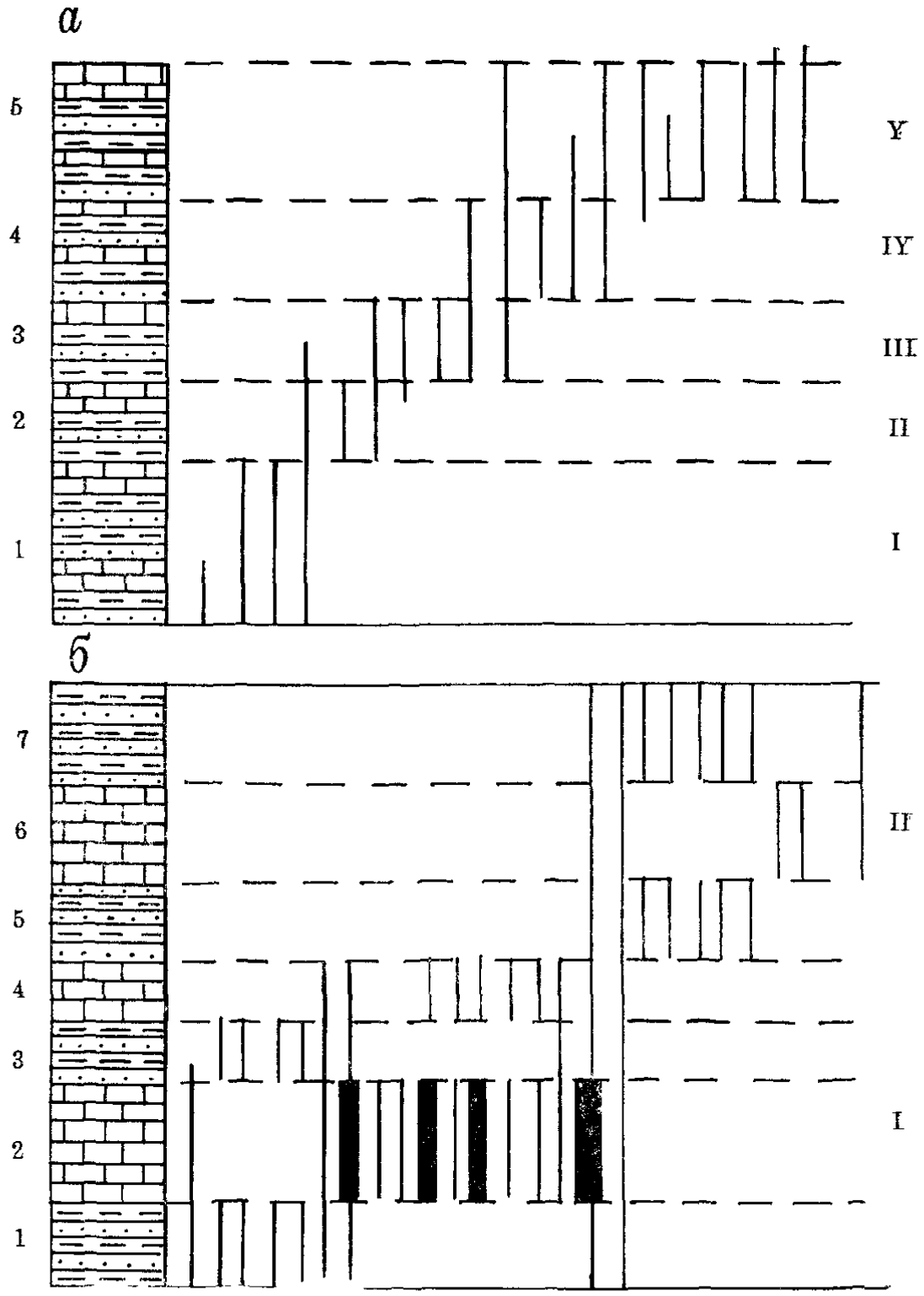


Рис. 2.3. Выделение разновозрастных палеонтологических комплексов. В однообразной толще *а* выделяют 5 палеонтологических комплексов. В толще *б* 7 пачек имеют собственный набор окаменелостей. Имеются повторения в пачках *1* и *3*, *2* и *4*, *5* и *7*, связанные близостью фаций. В разрезе присутствуют 2 палеонтологических комплекса. I, II и I—V — палеонтологические сообщества

какие у них были предки, кто стали потомками и как они развивались. Установление филогенетических взаимоотношений организмов позволяет глубже понять законы эволюции во времени и выявить закономерное присутствие той или иной формы в сложной цепи эволюционного развития.

Выявленные родственные связи изображаются в виде схемы филогенетических взаимоотношений (рис. 2.4). После разработки

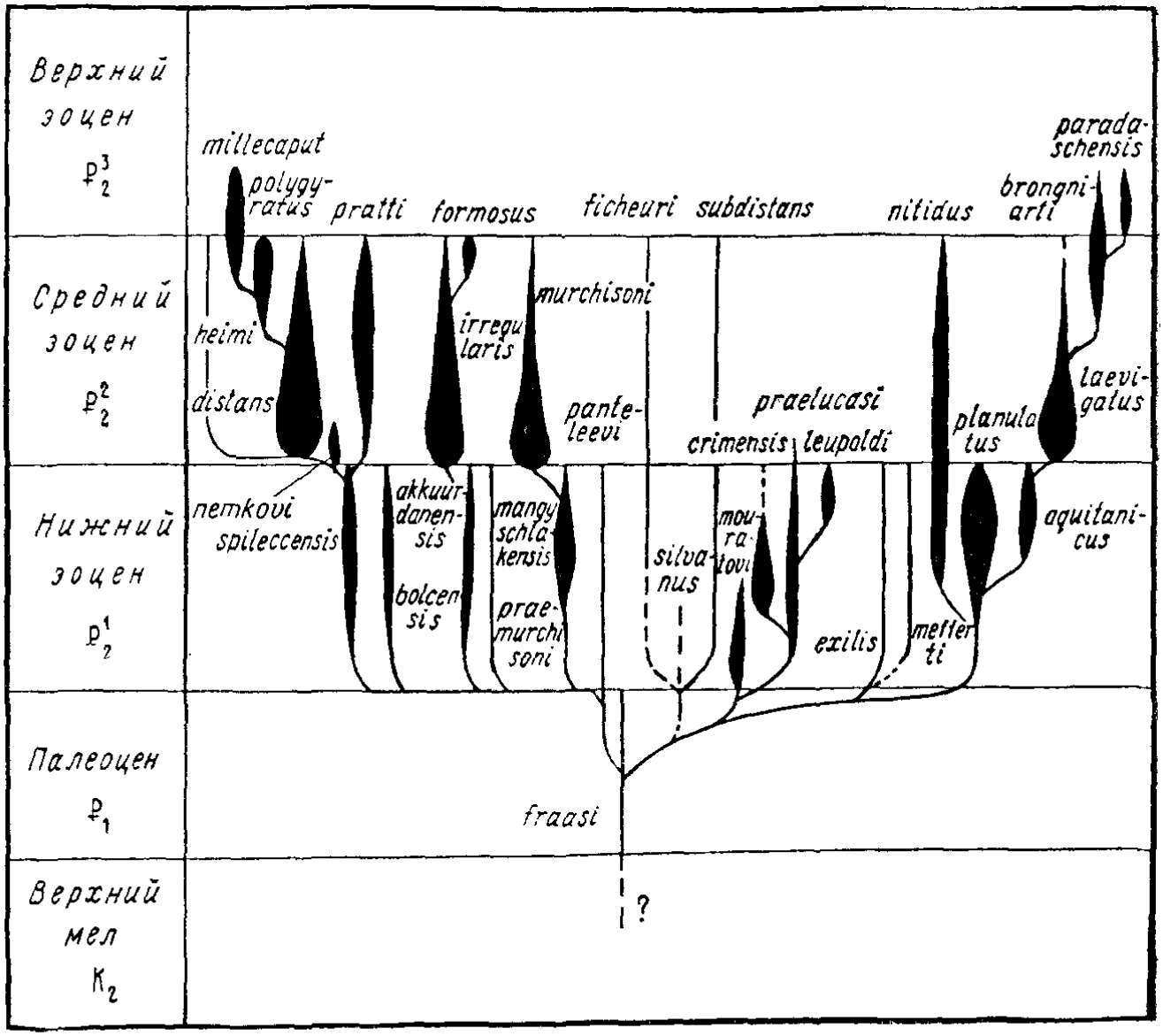


Рис. 2.4. Схема филогенетических взаимоотношений видов нуммулитов, подрод Nummulites (по Г. И. Немкову)

филогенеза какой-то группы организмов осуществляется расчленение отложений по уровню развития заключенных в них форм. Например, в основе расчленения девонско-пермских отложений лежит эволюционное развитие гониатитов, пермско-триасовых — цератитов, юрско-меловых — аммонитов и т. д.

Трудностью и одновременно недостатком данного метода является неполнота геологической летописи, т. е. отсутствие остатков ряда промежуточных организмов в слоях изучаемого стратиграфического разреза или отсутствие самих слоев.

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

сов, дает возможность проследить смену фаунистических комплексов в пространстве и во времени и провести сопоставление разнофациальных отложений.

Количественные методы корреляции. Эти методы были впервые введены в XIX в. Они основаны на применении математического аппарата при анализе палеонтологических комплексов и проведении стратиграфического расчленения и корреляции. Впервые применив один из этих методов, Ч. Лайель на основании процентного содержания современных моллюсков в третичных отложениях Западной Европы выделил эоцен, миоцен и плиоцен. Позднее методы стали широко применять при расчленении и корреляции более древних отложений. Определение относительного возраста по этим методам основывается на сравнении процентного содержания общих видов с эталонными разрезами. Например, в исследуемом слое присутствуют 10% окаменелостей слоя «а», 60 — слоя «б», 5 — «в» и 25% — слоя «г». По наибольшему содержанию общих видов изучаемый слой сопоставляется со слоем «б», и слои считаются одновозрастными. Слои и пачки сравнивают друг с другом на основании специально разработанных коэффициентов. Однако надо отметить, что этот метод является формальным и его непосредственное применение не раз приводило к ошибкам в стратиграфии. Поэтому его надо использовать только вместе с другими биостратиграфическими методами, так как довольно часто одновозрастные, но разнофациальные отложения имеют мало общих форм.

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

При определении относительного возраста слоистых вулканических и вулканогенно-осадочных пород применяют общие принципы стратиграфического расчленения и корреляции, так как по характеру залегания и взаимоотношению с осадочными породами они принципиально не отличаются от последних. Чаще всего их возраст определяется исходя из возраста подстилающих и перекрывающих осадочных пород, содержащих ископаемые органические остатки.

Сложнее определить возраст интрузивных пород. В большинстве случаев интрузивные тела прорывают осадочные толщи. Они могут располагаться между слоями вмещающих пород или пересекать их. В этих случаях возраст интрузивных пород будет моложе возраста вмещающих осадочных пород. Но тем самым можно установить только нижний предел геологического возраста интрузивных пород. Для более точного определения возраста необходимо исследовать участки, где кровля интрузивного тела перекрывается осадочными или вулканогенно-осадочными породами, возраст которых известен. В том случае, когда на контакте между интрузивными и перекрывающими осадочными породами отсутствуют признаки контактного метаморфизма, возраст интрузивного тела будет определяться интервалом между возрастом прорывае-

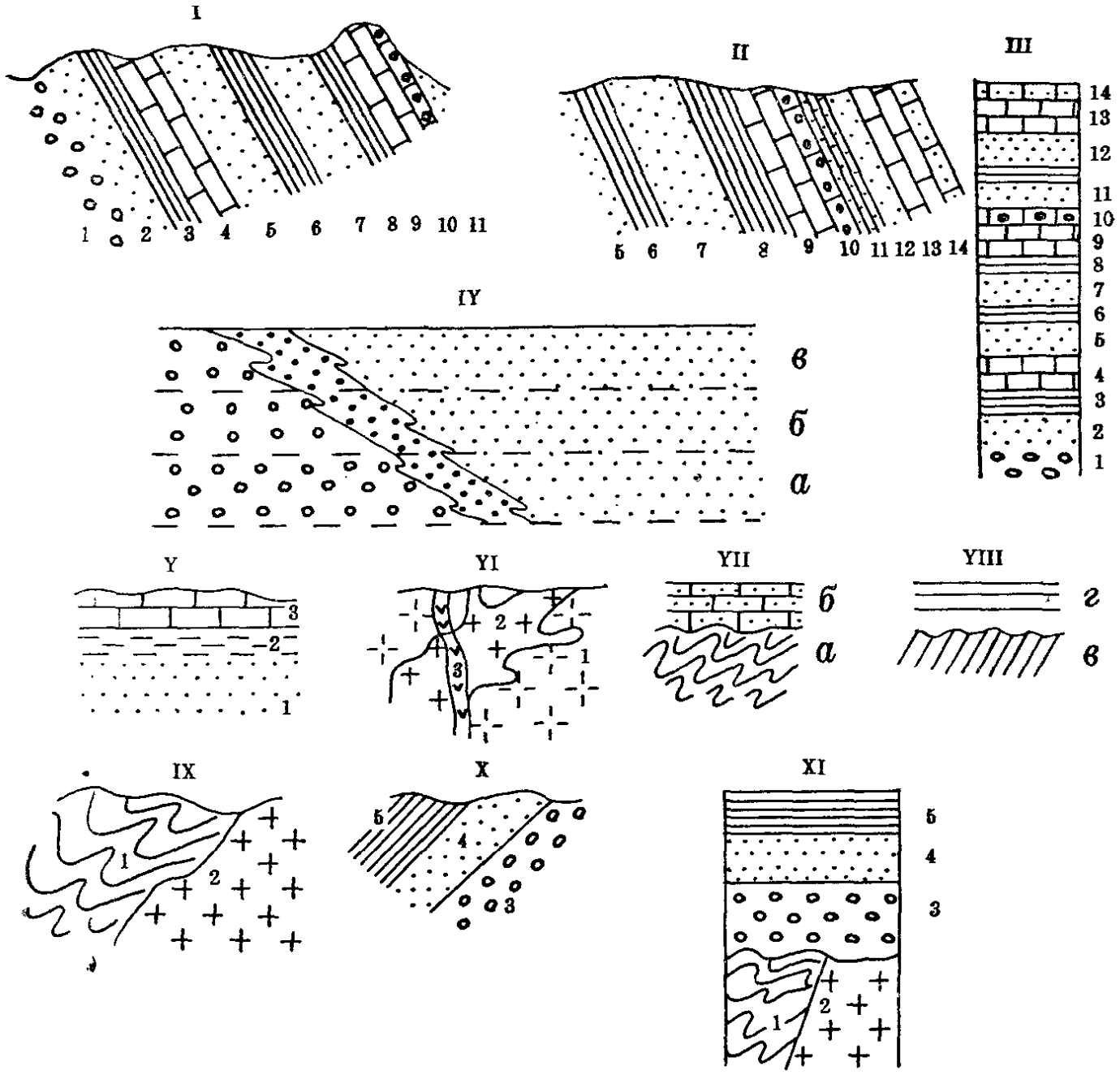


Рис. 2.5. Примеры применения литологических и геологических методов определения последовательности образования пород:
I—III — маркирующий горизонт (слой 10); IV — изменение возраста слоя при перемещении береговой линии (*а, б, в* — разновозрастные уровни); V — верхний слой моложе нижележащего; VI — интрузия моложе вмешающей породы (самая молодая интрузия *3*); VII, VIII — выделение структурных этажей (*а*— гнейсы, *б* — песчаники, *в* — аргиллиты, *г* — глины); IX—XI — выяснение взаимоотношений осадочных пород с интрузией (IX — граниты *2* моложе сланцев *1*); *X* — конгломераты *3* с галькой интрузии и сланцев; XI — общая последовательность слоев

мых пород и возрастом пород, перекрывающих интрузив (рис. 2.5). Нередко, к сожалению, этот интервал оказывается весьма широким, и тогда приходится прибегать к радиометрическим методам исследования (см. ниже).

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

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

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

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

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

нятий поверхности осадконакопления или усиления и ослабления приноса осадочного материала, дает возможность наметить *циклы осадконакопления* (рис. 2.6). Опусканиям и трансгрессиям отвечают пачки относительно глубоководных осадочных образований, расположенные среди слоев мелководных отложений (известняков среди мергелей, мергелей среди глин, алевролитов среди песчаников, морских и лагунных осадков среди континентальных и т. д.).

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

Экостратиграфический подход к расчленению и корреляции осадков существенно меняет представление о комплексном использовании методов в стратиграфии. Речь идет не о механическом применении разных методов и методик, основанных на различных признаках, которые довольно часто используются при геологических исследованиях. Обычно на практике поступают следующим образом. Если результаты применения разных методов взаимно подтверждаются, то тогда они берутся на вооружение. Однако, если эти результаты противоречат друг другу, начинается поиск компромиссных решений, каких-то вариантов, которые удовлетворяли бы всем полученным результатам. Например, если возраст по радиохронологическим датировкам составляет 80 млн лет, по моллюскам — альбский, по иглокожим — сеноманский, а по магнитостратиграфии отложения сопоставляются с ранним мелом, то исследователь выбирает какой-то промежуточный возраст, допустим альб-сеноманский. В отличие от такого механического решения в экостратиграфии все существующие признаки и весь применяющийся арсенал методов привлекается для выработки стратиграфической гипотезы, которая более или менее правдоподобно объяснила бы возникающие разногласия.

К экостратиграфии примыкает *событийная стратиграфия,* которая основывается на выделении и прослеживании таких событийных отложений, как турбидиты, т. е. отложения мутьевых потоков, связанных с землетрясениями, темпеститы, т. е. отложения штормов, и инундиты — отложения наводнений, а также восстановлении эрозионных и седиментационных событий. В частности, среди морских отложений эрозионные события хорошо фиксируются появлением образований твердого дна (хардграундов). Последние, так же как и штормовые осадки, появляющиеся периоди-

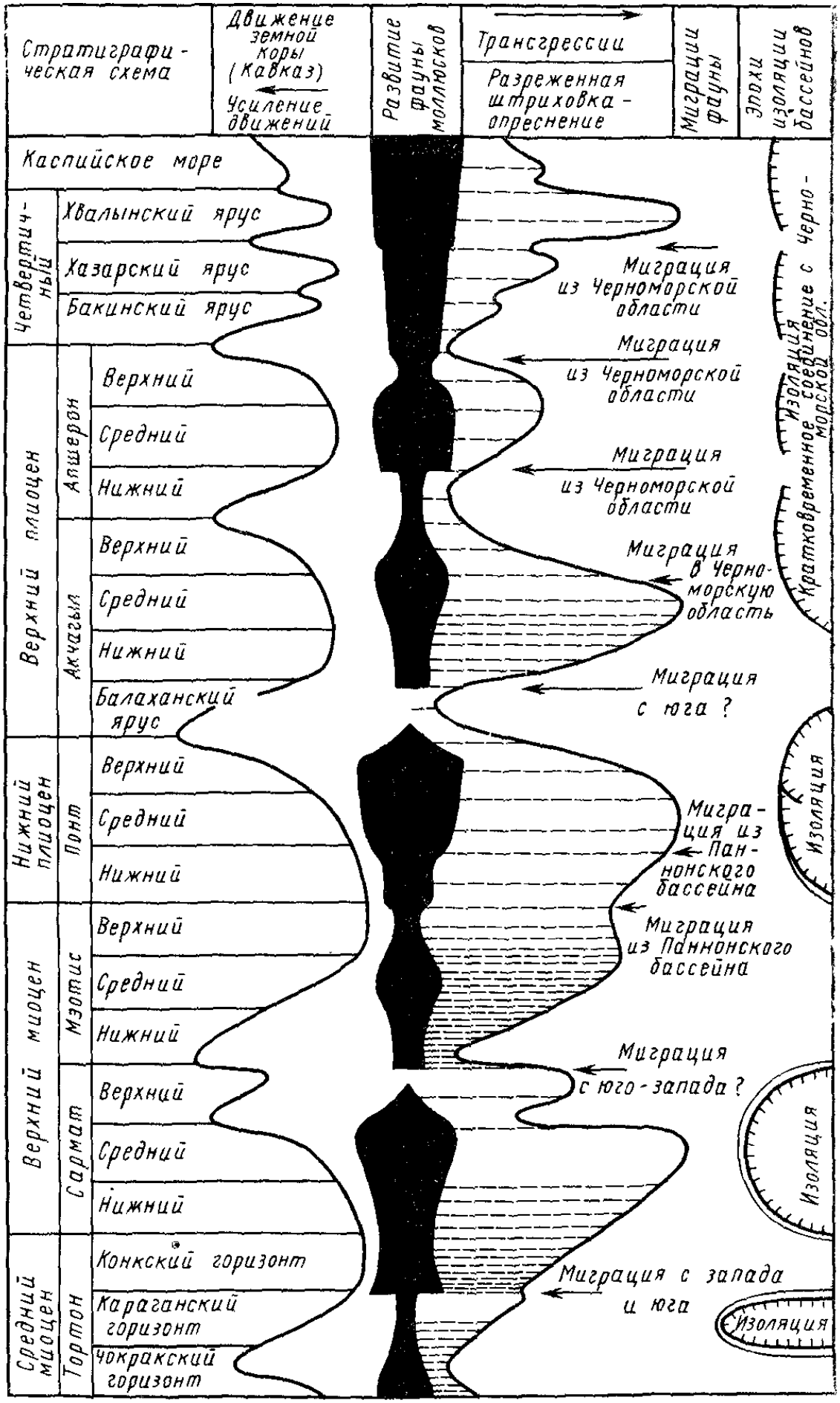


Рис. 2.6. Выделение циклов осадконакопления на примере геологического развития позднетретичных бассейнов Крымско-Кавказской области (по В. П. Колесникову)

чески в разрезе, дают возможность осуществить стратиграфическое расчленение толщ. Этой же цели служит выделение среди морских и континентальных отложений прослоев, обогащенных вулканическим пеплом. Разнос пепла на большие расстояния после вулканических извержений и обогащение пирокластическим материалом определенных слоев дают возможность осуществить региональную корреляцию, тем более, что пеплы хорошо датируются трековым методом (см. ниже).

Ритмостратиграфия изучает закономерности чередования различных осадочных пород в разрезах, где часто наблюдается повторение определенной последовательности пород через более или менее равные по мощности промежутки. Такая ритмичность, или цикличность, характерна для многих осадочных толщ, например для угленосных, соленосных, флишевых. Довольно часто как среди молодых, так и среди древних осадочных образований встречаются годовые ритмы ленточных глин. В середине нынешнего столетия Н. Б. Вассоевичем была разработана методика построения ритмограмм, которую он применил для расчленения и сопоставления ритмически построенных флишевых толщ,

Мощность циклов различна — от несколько миллиметров (годовые ритмы ленточных глин) до нескольких десятков и даже сотен метров. Соответственно изменяется и продолжительность накопления отдельных циклов — от года (ленточные глины) до миллионов и даже десятков миллионов лет. Кроме того, установлено, что существует цикличность разных порядков. Нередко обнаруживается, что в одной и той же толще мелкие циклы объединяются в более крупные. Эта иерархия циклов используется при построении схем сопоставления разрезов.

Климатостратиграфический метод. Под климатостратиграфией понимается использование детальных палеоклиматических реконструкций для стратиграфического расчленения и межрегиональной корреляции осадочных образований. Климатостратиграфический анализ существенно увеличивает дробность стратиграфического расчленения осадочных толщ и помогает более надежно коррелировать выделяемые подразделения. Наиболее эффективны методы климатостратиграфии для подразделения и корреляции плиоценовых и четвертичных отложений. Однако ввиду того, что в геологической истории климатические условия часто были неустойчивыми и довольно быстро менялись, этот метод может с успехом применяться и для расчленения более древних отложений, особенно тех эпох и периодов, которые характеризовались быстрой сменой контрастных климатических условий.

Исходным в климатостратиграфии является понятие о климатическом цикле. Каждый цикл характеризуется определенным, свойственным ему распределением тепла и влаги и ландшафтных условий, которые отражаются на составе органического мира, особенностях денудации и аккумуляции осадков. Эмпирическим путем показано, что во времени каждый из параметров климата изменяется по волнообразной кривой, где пики и книксены температур

предшествуют максимумам и минимумам увлажнения. На этом основании было установлено, что каждый климатический цикл состоит из четырех стадий: тепло — сухо, тепло — влажно, холодно — влажно, холодно — сухо. Эти стадии объединяются в две полуволны: теплую и холодную, с одной стороны, влажную и сухую — с другой.

Процесс осадконакопления подчиняется климатическому и тектоническому режимам, которые соответственно отражаются на минеральном составе и геохимических особенностях осадков и на находящихся в них органических остатках. Наиболее ярко и отчетливо климатические воздействия проявляются в континентальных и мелководно-морских осадочных образованиях, возникших в условиях спокойного тектонического режима, а тектонические воздействия оказываются наиболее сильными в подвижных поясах Земли. Поэтому климатостратиграфические исследования в основном проводятся для платформенных областей.

Каждому климатическому циклу с двумя полуволнами и четырьмя стадиями отвечает в разрезе определенный седиментационный цикл. Климатоседиментационные циклы представляют собой хорошо картируемые геологические тела. Климатические циклы не только фиксируются в составе осадков, но и устанавливаются по изменению содержащихся в них спорово-пыльцевых комплексов, видового и родового состава растительности, изменчивости растительных ассоциаций и фаунистических комплексов и их геохимических особенностей, на основе которых определяются температурные условия среды обитания организмов.

Климатические события ввиду тесной зависимости климата от периодических воздействия внешних факторов и от изменения земных климатообразующих факторов обладают многомасштабностью ритмических изменений. По диапазону климатических колебаний выделяют ритмы различной длительности — от годовых, например ленточная слоистость, до ритмов продолжительностью 180—250 млн лет.

Климатостратиграфический метод дополняет биостратиграфический, но не является самостоятельным. В то же время он позволяет более детально расчленять и сопоставлять многие ярусы фанерозоя.

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

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

Разная способность горных пород поглощать воду, нефть, промывочную жидкость отражается на их электрических свойствах.

По необсаженной скважине измеряют естественное электрическое поле и кажущееся удельное сопротивление. По их разнице различают обломочные, глинистые и карбонатные породы, слои, насыщенные водой или нефтью, рудные тела. Расчленение разреза на отдельные пачки осуществляется по каротажной диаграмме. Изучение каротажных диаграмм соседних скважин дает возможность сопоставлять одновозрастные пачки и слои пород.

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

Явление остаточной намагниченности объясняется тем, что ферромагнитные частицы при застывании лав и при осаждении осадков намагничиваются и ориентируются в магнитном поле Земли. В процессе диагенеза и даже при довольно сильных тектонических деформациях первичная остаточная ориентировка ферромагнитных частиц не нарушается. Перемагничивание происходит лишь при нагреве породы до точки Кюри, при метаморфизме или внедрении интрузии, т. е. начальная намагниченность соответствует ориентировке магнитного поля, которое было во время формирования данного слоя. Определяя первичную намагниченность взятых из разреза строго ориентированных образцов (в случае дислоцированности их надо мысленно вернуть в горизонтальное положение), удается расчленить разрез на горизонты, обладающие прямой и обратной намагниченностью.

В геологической истории Земли менялось не только положение магнитных полюсов, но и расположение крупных блоков земной коры. Вместе с тем установлено, что в пределах одних и тех же блоков одновозрастные породы обладают одинаковым вектором остаточной намагниченности. По массовым определениям удается не только расчленить разрез и провести сопоставление, но и установить положение данного блока относительно магнитных полюсов и установить, соответствовало ли в это время магнитное поле современной его ориентировке или было обратным.

Сильно облегчает выделение в разрезе определенных реперных палеомагнитных горизонтов наличие в истории Земли длительных интервалов времени с постоянным положением магнитных полюсов, с одной стороны, и эпох многократных инверсий, т. е. изменений полярности, — с другой. Геомагнитные инверсии — это мгновенные события глобального масштаба и, значит, теоретически возможны построения хронологической шкалы инверсий магнитного поля Земли, что и было доказано впоследствии практически. Для того чтобы осуществлять расчленение и корреляцию разрезов палеомагнитным методом, вначале необходимо было знать радио-

геохронологический возраст горных пород опорных разрезов, для которых проводились исследования полярности магнитного поля. Наиболее детально разработана магнитохронологическая шкала для позднего кайнозоя, и постепенно совершенствуется аналогичная шкала для всего фанерозоя. Последняя построена на основе сложной периодичности проявления длительных интервалов прямой или обратной намагниченности в чередовании с интервалами частых инверсий.

Сопоставление горизонтов обратной и прямой намагниченности только по их знаку, без учета геологической истории региона и всей палеомагнитной шкалы, нередко приводит к ошибкам, так как в разрезах часто имеются скрытые перерывы в осадконакоплении. Палеомагнитный метод применяется в совокупности с биостратиграфическими и радиохронологическими. Вместе с тем его ценность заключается в том, что каждая инверсия магнитного поля повсеместно отражалась одновременно и на основании этого выделяемые палеомагнитные горизонты являются строго одновозрастными. Широкое применение палеомагнитного метода сдерживается его трудоемкостью и необходимостью проведения большого числа наблюдений. Тем не менее он оказывается полезным при расчленении и сопоставлении палеонтологически немых толщ.

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

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

В этом случае геологическое строение недр расшифровывается с помощью сейсмических или упругих волн, возбуждаемых на поверхности Земли взрывами, вибраторами или специальными ударными устройствами. При исследованиях в акваториях используют электроискровые и газодинамические источники возбуждения упру-

гих волн. Распространение этих волн в недрах зависит от типа пород и их пористости. На границах пород, характеризующихся разной акустической жесткостью (произведение плотности пород на скорости распространения в них упругих волн), сейсмические волны отражаются.

Отраженные волны, достигшие поверхности Земли, регистрируются сейсмоприемником, колебания которого превращаются в электрические сигналы и усиливаются специальными сейсмическими станциями. Последние представляют собой передвижные многоканальные регистрационные устройства, к каждому каналу которых подключена группа сейсмоприемников, расставленных вдоль прямолинейного сейсмического профиля. В сейсмических станциях имеются устройства, позволяющие преобразовывать колебания сейсмоприемников в фотоизображение вертикального разреза по линии. Такие разрезы носят название временных. Геофизики и геологи пользуются для геологической интерпретации временными разрезами, так как погрешность их по сравнению с данными бурения составляет 5—29 м до глубин 3—5 км.

На современных сейсмических разрезах выделяются не только изображения от сильно отражающих границ (сейсмических реперов), но и от большого количества менее интенсивных границ, заполняющих поля между сейсмическими реперами. Оказалось, что многие слабые границы располагаются не параллельно основным границам, а под разными углами к ним. Такая ориентировка не случайна и отражает фундаментальные свойства реальных сред, которые используются при сейсмостратиграфическом анализе.

По сейсмическим временным разрезам могут быть сделаны выводы о геологическом строении недр, в частности выделены поверхности несогласия. При компенсированном накоплении осадков все слои параллельны и несогласия связаны с тектоническими причинами; при некомпенсированном — все слои залегают наклонно друг к другу и в разрезе имеют форму клина.

Влияние границ несогласий позволяет вычленить тела разного масштаба — от гигантских покровов до небольших тел. На сейсмических временных разрезах несогласия фиксируются по сближению границ отражений и по тому, как они выклиниваются вблизи какого-нибудь сейсмического репера.

В сейсмостратиграфии принимается модель накопления осадков, названная моделью лепестков, или моделью трехмерных тел осадочных пород. Для того чтобы выделить это трехмерное тело, оконтурить и нанести на карту, необходимо проследить и увязать все его границы, которые на сейсмограмме представлены слабыми отражениями. Трехмерные тела на различной площади перекрывают друг друга. Задача заключается в том, чтобы найти участки перекрытия и по ним определить относительный геологический возраст тел. Как правило, вышележащее тело геологически моложе нижележащего. Такие приближенные решения часто оказываются достаточными для увязывания результатов сейсмостратигра-

фического анализа с данными бурения. Но при этом наиболее точно геологический возраст устанавливается по остаткам фауны и флоры, найденным в кернах скважин. Для определения геологического возраста по сейсмическим данным необходимо было найти независимый метод построения шкалы событий, происходивших в течение времени накопления осадков.

Теоретической основой определения возраста осадочных толщ в сейсмостратиграфии является гипотеза циклического относительного изменения уровня моря. Каждый цикл включает медленный относительный подъем, период стабилизации и быстрое понижение уровня моря. В качестве крупных рубежей изменения уровня моря принимают принципиальные изменения условий накопления осадков на континентальных окраинах. При сильном повышении уровня моря почти все осадки накапливаются на шельфе. При резком понижении уровня море покидает шельф, и он подвергается размыву. Осадки накапливаются на континентальном склоне и прилегающей к нему абиссальной равнине.

По изученным временным разрезам можно строить графики изменения уровня моря, выделять интервалы его очень высокого или очень низкого расположения. Привязка этих графиков к геохронологической шкале позволяет оценить ориентировочный возраст осадочных толщ, еще не вскрытых бурением. Расшифровка сейсмических разрезов — это только начальный этап сейсмостратиграфического анализа. За таким анализом следует построение карт подошвы, кровли и мощности для каждой из выделенных сейсмостратиграфических единиц.

2.3. АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Палеонтологические и геолого-геофизические методы определения относительного возраста горных пород не дают реального представления об абсолютном возрасте тех или иных осадочных, вулканогенных или интрузивных образований, не позволяют оценивать продолжительность времени их формирования. Относительная геохронология дает возможность, как указывалось выше, судить лишь о последовательности геологических событий. Время их действия и продолжительность можно установить, только используя радиогеохронологические методы или, как их еще называют, методы определения абсолютного возраста. В абсолютной геохронологии применяется обычная астрономическая система летосчисления: год — период обращения Земли вокруг Солнца. Однако употребление слова «абсолютный» неверно, ввиду того что любые полученные результаты не являются абсолютно точными, так как каждое полученное значение несет в себе определенную, иногда существенную ошибку. Кроме того, продолжительность астрономического года современной эпохи не соответствует продолжительности года в палеозое и тем более в протерозое или архее. Поэтому возраст горных пород, установленный по данным распада естественно-радиоактивных химических элементов, вернее на-

зывать *радиогеохронологическим* или говорить просто о радиометрическом возрасте.

Методику определения «абсолютного» возраста горных пород ученые пытались разработать начиная с XVIII в. Для этого использовались геологические, физические, химические и биологические процессы и явления. Одни пытались вести подсчет времени накопления солей в Мировом океане до современного уровня их содержания, другие оценивали время накопления осадков, отложенных начиная с докембрийских времен, исходя из современной скорости их аккумуляции, третьи рассчитывали потери тепла Земли при ее остывании, принимая первоначальное состояние расплавленности. Однако все эти попытки определения продолжительности истории Земли и отдельных ее этапов не увенчались успехом, давая сильно заниженные значения.

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

Явление радиоактивности связано с распадом ядер атомов радиоактивных элементов, который протекает самопроизвольно, с постоянной скоростью, не зависящей от каких-либо физико-химических процессов, протекавших на земной поверхности и в недрах Земли. Постоянство скорости радиоактивного распада обосновано теоретически и доказано опытным путем. Радиоактивные изотопы химических элементов распадаются так, что их количество убывает со временем по экспоненциальному закону.

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

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

когда оценки расходятся, а изотопный анализ проведен надежно, то, вероятно, содержание изотопов в минерале менялось не в результате радиоактивного распада, а вследствие утечки или привноса каких-то продуктов радиоактивных превращений.

Простейшим из перечисленных является метод определения возраста по общему свинцу, т. е. по отношению Pb/U+Th. Он не требует дополнительного изотопного анализа свинца, но не учитывает того, что часть свинца является нерадиогенной и, следовательно, дает завышение возраста. Вследствие этого такой способ определения сейчас не применяется.

Более перспективен способ определения возраста по обыкновенному свинцу — по любому из соотношений ^{206}Pb, ^{207}Pb или ^{208}Pb к ^{204}Pb в галените, который содержит ничтожные количества урана и тория, а также по U/Pb в цирконе. Эти отношения практически не меняются со временем, и они тем больше, чем позднее выделились из содержащей уран и торий магмы.

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

Рубидий-стронциевый метод основан на очень медленном распаде радиоактивного изотопа ^{87}Rb и превращении его в изотоп стронция ^{87}Sr. Ныне радиоактивный изотоп рубидия составляет в среднем 27,85% природного рубидия. Период полураспада рубидия равен 47 000 млн лет [постоянная распада $\chi=0{,}0147$ млрд лет$^{-1}$]. Возраст минерала оценивается по формуле

$$t = \frac{1}{\chi_{87}} \ln\left(\frac{^{87}Sr}{^{87}Rb} + 1\right) + \frac{1}{\chi_{87}} \frac{^{87}Sr}{^{87}Rb}.$$

При анализе минералов с очень малым содержанием рубидия (менее 0,1%) вносится поправка на исходный нерадиогенный стронций.

Возраст пород, содержащих только стронций, но без рубидия, оценивается грубым стронциевым методом по отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$. Это же отношение используется для оценки происхождения магматических пород — мантийного или корового. Изотоп рубидия присутствует в виде примеси в калиевых минералах, чаще всего в биотите, мусковите и лепидолите. Рубидий-стронциевым методом определяется возраст по валовому содержанию этих элементов в породе. Из-за низкой скорости распада рубидия данный метод широко применяется для определения возраста докембрийских и палеозойских пород.

Калий-аргоновый метод основан на распаде радиоактивного ^{40}K, при котором около 12% этого изотопа превращаются в аргон

^{40}Ar с периодом полураспада 1300 млн лет. Постоянная радиоактивного распада $\chi_к = 0{,}0585$ млрд лет$^{-1}$. Остальные 88% калия переходят в ^{40}K с более высокой скоростью (постоянная радиоактивного распада $\chi_а \approx 0{,}472$). По количеству выделившегося из минерала нерадиогенного аргона и по отношению $^{40}Ar/^{40}K$ возраст минерала оценивается по формуле

$$t = \frac{1}{\chi_а + \chi_к} \ln\left(\frac{\chi_а + \chi_к}{\chi_к}\frac{^{40}Ar}{^{40}K} + 1\right).$$

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

Самарий-неодимовый метод основан на очень медленном распаде изотопа самария ^{147}Sm, который встречается в смеси со стабильными изотопами ^{144}, $^{148-150}$, ^{152}, ^{154}Sm с периодом полураспада 153 млрд лет (постоянная радиоактивного распада $\chi \approx 0{,}00654$ млрд лет$^{-1}$). Конечным продуктом распада является радиогенный ^{144}Nd. Возраст минерала, содержащего самарий, рассчитывается по формуле

$$^{143}Nd/^{144}Nd = (^{143}Nd/^{144}Nd)_0 + (e^{\chi t} - 1)\,^{147}Sm/^{144}Nd.$$

Самарий-неодимовый метод считается одним из наиболее надежных (наряду с U/Pb по циркону) для определения возраста глубокометаморфизованных раннедокембрийских пород, хотя также иногда дает заниженные значения.

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

Метод треков осколочного деления базируется на том, что во всех минералах, содержащих уран, возникают структурные изменения, фиксирующие пробег осколков от спонтанного деления урана. Они видны в виде треков при увеличении под микроскопом. Обычно подсчитывается плотность этих треков, т. е. их число на единицу поверхности. Чем больше возраст минерала, тем больше плотность треков при прочих равных условиях. Для определения содержания урана образец минерала облучают нейтронами. Возникают новые треки от деления присутствующего урана, вызванного нейтронами. При этом возраст минерала будет являться

функцией отношения числа треков от спонтанного деления урана к числу вновь появившихся треков на единицу площади или объема. Хотя метод не очень точен, его можно рассматривать как новый перспективный способ исследования. В ряде случаев с помощью этого метода расшифровывается термическая история породы, которая отражается в исчезновении части треков и искажает истинную величину возраста. В последние годы трековый метод стали использовать для определения возраста четвертичных вулканических пород.

Радиогеохронологические методы непрерывно совершенствуются, возрастает их точность, разрабатываются новые более тонкие методики. Они имеют наибольшую ценность для определения возраста магматических и метаморфических пород, лишенных каких-либо органических остатков, широко применяются также для установления возраста фанерозойских отложений, для определения продолжительности стратиграфических подразделений разного ранга, выделенных на основе палеонтологического метода.

Наиболее подходящими для радиометрического датирования, кроме радиоуглеродного метода, являются магматические породы. Меньше подходят метаморфические породы, поскольку они часто прошли не один, а два-три этапа метаморфизма, каждый из которых мог сопровождаться потерей радиогенных изотопов. Возраст осадочных пород обычно определяют косвенным образом, по возрасту прорывающих их и перекрываемых ими интрузивов или по прослаивающим их эффузивам и вулканическим туфам и пеплам. Именно так в основном была построена глобальная геохронологическая шкала фанерозоя. Но делаются попытки и непосредственно определить возраст песчаных пород K/Ar методом по K-содержащему минералу глаукониту, а глинистых пород — по слюдам или валовым анализам. Последний метод дает часто завышенные значения, поскольку K-содержащие минералы являются обычно обломочными и более древними, чем сами глины, если только последние не состоят в основном из аутигенных глинистых минералов.

Опыт радиометрического датирования магматических и метаморфических горных пород показал, что наибольший смысл имеет комплексное применение разных методов к одной и той же породе и к разным составляющим ее минералам, а также к породе в целом («по валу»). Дело в том, что разные изотопы обладают разной способностью к улетучиванию и разные минералы — к утрате этих изотопов при нагревании; например, амфиболы и пироксены устойчивее, чем слюды, аргон теряется легче всего и т. д. Измеряя возраст пород разными методами, одним методом и по одним минералам, например U/Pb методом по циркону или самарий-неодимовым по породе, мы получаем возраст, наиболее близкий к первичному возрасту породы или ее первому метаморфизму, а данные других методов и по другим минералам позволяют датировать более поздние эпохи метаморфизма. K/Ar метод обычно дает для интрузивных магматических пород заниженные значения воз-

раста, поскольку изотопные отношения в них становятся стабильными лишь после остывания породы до 300°, что достигается через несколько миллионов и даже первые десятки миллионов лет после внедрения интрузии.

2.4. МЕЖДУНАРОДНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

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

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

Созданию стратиграфической шкалы предшествовала довольно длительная история. Первая схема этапности геологического развития была предложена ученым Д. Ардуино в 1759 г. Проводя исследования в Северной Италии, этот ученый выделил три этапа времени формирования горных пород: первичный, вторичный и третичный. Такое деление было прообразом выделения в более позднее время палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. С появлением палеонтологического метода на рубеже XVIII и XIX вв. началось расчленение отложений, распространенных в Англии, Франции, Германии и России на системы и отчасти отделы, а к середине XIX в. осадочные фанерозойские толщи Европы были полностью расчленены на группы и системы, а в дальнейшем стали выделять более дробные стратиграфические подразделения — отделы, ярусы и зоны.

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

Горные породы, входящие в каждое стратиграфическое подразделение, формировались в течение определенного этапа геологической истории Земли, и поэтому оно отражает эволюцию земной коры и органического мира за конкретный отрезок времени. Стра-

тиграфические единицы применяются для обозначения комплексов горных пород, а соответствующие геохронологические единицы — для обозначения времени, в течение которого эти комплексы формировались.

Достаточно очевидно, что единицы времени имеют повсеместное значение, в то время как толщи горных пород в эти отрезки времени формировались не повсеместно. В одном месте они отлагались, а в другом происходил размыв, на одних участках существовали континентальные условия, а на других — морские. Да и не везде эти условия были одинаковыми, а соответственно отлагались осадки разного состава.

По мере расширения геологических исследований стало все труднее применять стратиграфические названия, имеющие европейское происхождение, для других континентов. Если наиболее крупные стратиграфические подразделения, группы и системы удавалось выделить практически повсеместно, то ярусы подчас было невозможно установить. Поэтому стали выделять местные стратиграфические единицы на основании совокупности литологических и палеонтологических данных. Эти региональные стратиграфические подразделения стали основой при составлении региональных геологических карт.

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

2.5. ЭТАЛОНЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

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

В Стратиграфическом кодексе предложена новая структура стратиграфической классификации (табл. 2.1). Вместо применявшихся ранее местных подразделений и единой стратиграфической шкалы кодексом предусмотрено существование трех равноправных самостоятельных шкал. Кроме того, в кодексе предусматривается использование трех групп стратиграфических подразделений: основных, частных и вспомогательных.

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

Таблица 2.1

Структура стратиграфической классификации, принятая в кодексе МСК

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

С помощью различных методов выделяют конкретные стратиграфические подразделения, представляющие естественные геологические тела, выясняют их последовательность и взаимоотношения.

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

Основные стратиграфические подразделения. Общие стратиграфические подразделения представляют собой совокупности горных пород, естественное геологическое тело, время формирования которых соответствовало определенному этапу геологической истории Земли. Общие подразделения устанавливаются с помощью различных методов. Для докембрийских образований в основном используют радиогеохронологические методы, а для фанерозоя — палеонтологические.

Общим стратиграфическим подразделениям соответствуют геохронологические эквиваленты:

эонотема — эон,
эратема (группа) — эра,
система — период,
отдел — эпоха,
ярус — век,
зона — фаза,
звено — пора.

Практически все стратиграфические подразделения крупнее яруса имеют единые международные наименования.

Эонотема — это отложения, образовавшиеся в течение самой крупной геохронологической единицы — *эона,* длительностью в многие сотни миллионов и даже более миллиарда лет. Выделяют три эонотемы — архейскую, протерозойскую и фанерозойскую. Архейскую и протерозойскую эонотемы объединяют под названием «криптозой», но чаще используют название «докембрий», т. е. совокупность пород, образовавшихся до кембрийского периода. Основным критерием разделения криптозоя и фанерозоя является присутствие только бесскелетных организмов в криптозое и появление большого разнообразия скелетных форм в фанерозое.

Эратема, или *группа,* составляет часть эонотемы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение *эры* продолжительностью в первые сотни миллионов лет (в фанерозое). Эратемы отражают крупные этапы развития Земли и органического мира. Границы между эратемами соответствуют переломным рубежам в истории развития органического мира. В фанерозое выделяют три эратемы: палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую.

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

Отдел — часть системы; он характеризует отложения, образовавшиеся в течение одной *эпохи,* длительность которой обычно составляет первые десятки миллионов лет. В палеонтологическом отношении отделам свойственны характерные роды или группы видов фауны и флоры. Названия отделов даны по положению их в системе: нижний, средний, верхний или только нижний и верхний; эпохи соответственно называют ранней, средней, поздней. Некоторые отделы имеют собственные названия. Так, в юрской системе выделяют лейас, доггер и мальм, в палеогеновой — палеоцен, эоцен и олигоцен.

Ярус — часть отдела. Ему отвечают отложения, образовавшиеся в течение *века* продолжительностью в несколько миллионов лет. Для яруса характерен определенный комплекс ископаемых организмов с типичными родами и видами. Названия ярусов обычно происходят от названий областей, районов, рек, гор, населенных пунктов, где находятся стратотипические разрезы. Иногда выделяют подъярусы: нижний и верхний или нижний, средний и верхний. На геологической карте ярусы окрашиваются оттенками цвета

системы, а индексы их образуют путем добавления к индексу отдела начальной буквы латинского названия яруса; K_1v — валанжинский ярус, K_2c — коньякский ярус, P_1a — артинский ярус. В том случае, если отдел имеет ярусы, начинающиеся с одной и той же буквы, к первой букве добавляется следующая согласная буква: K_1ap — аптский ярус, K_1al — альбский, K_2cm — сеноманский, K_2cp — кампанский ярус.

Зона является частью яруса и охватывает отложения, образовавшиеся в течение одной *фазы* порядка 1—3 млн лет. Ее границы устанавливаются по определенному зональному комплексу видов ископаемых организмов, который содержит формы, имеющие широкое географическое распространение и быстро эволюционировавшие. Название зоны дается по наиболее характерному виду зонального комплекса. Зона и фаза имеют название одного и того же вида-индекса. Например, зона или фаза Amaltheus margaritatus, зона или фаза Deshayesites deshayesi.

Звено выделяется в составе четвертичной системы. В звено объединяют горные породы, сформированные во время одного цикла климатических изменений: похолодания (ледниковье) и потепления (межледниковье). Звено должно иметь свой стратотип и климатостратиграфическое или литолого-экологическое обоснование. Четвертичная система состоит из четырех звеньев: нижне-, средне-, верхнечетвертичного и современного. Их иногда называют нижним, средним и верхним плейстоценом и голоценом.

В Америке серии соответствует супергруппа, а свите — группа.

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

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

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

Комплекс — самое крупное местное стратиграфическое подразделение. Чаще всего оно применяется при расчленении докембрия.

Комплекс имеет очень большую мощность, сложный состав горных пород, сформированный в течение какого-то крупного этапа развития. На границе комплексов часто наблюдаются крупные несогласия, скачки метаморфизма горных пород. Комплексу присваивается географическое название по характерному месту его развития; например, байкальский или беломорский комплекс.

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

Свита представляет собой толщу пород, образованных в определенной физико-географической обстановке и занимающих установленное стратиграфическое положение в разрезе. Она может состоять из однородных пород, или из переслаивания нескольких определенных их типов. Главные особенности свиты — наличие устойчивых литологических признаков на всей площади ее распространения и четкая выраженность границ. Если остатки организмов не обнаружены, возраст свиты устанавливается косвенным путем, исходя из возраста подстилающих или перекрывающих толщ или путем сопоставления с разрезами соседних районов. Возрастной объем свиты может изменяться от места к месту. На геологической карте площадь развития свиты закрашивается оттенками цвета системы, к которой она относится по возрасту. Индексы образуются путем прибавления к индексу отдела начальной латинской буквы названия свиты. Свое название свита получает по географическому местонахождению стратотипа. Например: D_3d — дудинская свита, ϵ_1t — тасеевская свита.

Местные стратиграфические подразделения — это реально существующие и картируемые тела. Их выделение не зависит от того, как они сопоставляются с подразделениями общей шкалы, и они не заменяются этими подразделениями.

Стратиграфические подразделения частного обоснования включают категории биостратиграфических зон разных видов. Они имеют локальное распространение, и их выделение обосновывается только палеонтологически.

Биостратиграфическая зона представляет собой толщу горных пород, охарактеризованную комплексом органических остатков. Время ее образования определяется временем эволюции отдельных групп фауны или флоры либо сменой экологических ассоциаций. Вертикальное распространение зоны по разрезу ограничивается появлением и исчезновением комплекса органических остатков, а географическое распространение — ареалом развития зонального комплекса. Зональное деление разреза может быть проведено по разным группам ископаемых организмов. Например, наряду с зональным делением каменноугольной системы по аммоноидеям существует зональное деление этой системы по фузулинидам, брахиоподам и конодонтам.

Биостратиграфическая зона имеет свой стратотип и разделяется на подзоны. Ее название образуется из названия одного или двух видов-индексов. Геохронологическим эквивалентом является то же название с добавлением слова «время».

Вспомогательные стратиграфические подразделения. Довольно часто геологи сталкиваются с необходимостью выделения различных вспомогательных стратиграфических единиц свободного пользования. Эти единицы не имеют строгого соподчинения, не являются обязательными, но в то же время они способствуют расчленению и сопоставлению ранее неизвестных отложений, в которых еще не обнаружены ископаемые остатки организмов, позволяющие установить основные или частные стратиграфические подразделения. Наиболее часто употребляются литостратиграфические и биостратиграфические вспомогательные подразделения.

В качестве литостратиграфических подразделений применяют следующие: толща, пачка, слой, залежь, маркирующий горизонт, линза и т. д. Название толщи может происходить от наименования горной породы либо от географического названия. Например: толща мергелей, толща известняков, толща красноцветов, макаровская толща и т. д. Пачки обозначаются числами или буквами с названием горной породы в скобках. Например, пачка 1 (известняки), пачка 2 (мергели), пачка 3 (серые песчаники). Пачки, слои, маркирующие горизонты и другие литостратиграфические подразделения называются обычно по характерным породам, цвету, литологическим особенностям или по характерным органическим остаткам.

Название биостратиграфических подразделений происходит от характерных групп фауны или флоры, которые отличаются от организмов, встречающихся в ниже- и вышележащих слоях. Они, например, называются: слои или толщи с Ginkgo, слои с Turrilites. Геохронологическим эквивалентом вспомогательных стратиграфических подразделений является время. В этом случае выражаются следующим образом: «время образования... толщи, пачки, слоя; время образования слоев с...».

ГЛАВА 3. ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Восстановление физико-географических условий и ландшафтно-климатических обстановок, существовавших в геологическом прошлом, возлагается на одну из основных научных дисциплин, входящих в состав исторической геологии — палеогеографию. Сегодня палеогеографические исследования уже не ограничиваются только реконструкциями природных обстановок прошлого, а применяются для генетического прогнозирования и целенаправленного поиска месторождений полезных ископаемых.

Палеогеография — это наука о географической оболочке Земли, ее состоянии и развитии в геологическом прошлом. В процес-

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

В последние десятилетия в составе палеогеографической науки появились и развиваются такие научные направления, как региональная, динамическая и прикладная палеогеография, палеодинамическая геология, палеобиогеография, палеоклиматология и др. Палеогеографические исследования дают возможность определить генезис различных типов отложений, установить взаимоотношение и взаимосвязь различных генетических типов осадков и охарактеризовать состав органического мира. Совокупность данных позволяет не только представить площадное распределение выделенных генетических групп и типов осадков, но и дать характеристику важнейших физико-географических условий прошлого, т. е. охарактеризовать ландшафты и климаты, определить динамический режим водной и воздушной среды. К числу наиболее общих методов восстановления древних физико-географических обстановок относятся фациальный и палеоэкологический анализы.

3.1. ФАЦИАЛЬНЫЙ МЕТОД

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

Понятие о фациях было введено в геологию А. Грессли в 1838 г., а позднее расширено Н. А. Головкинским в 1868 г. для выражения изменения состава отложений определенного стратиграфического уровня на всей площади их распространения. За прошедшие почти полтора столетия термин «фация» по-разному трактовался и воспринимался исследователями. Одни полагали, что фация — это особенность осадков, указывающая на условия их образования, а другие, что это физико-географические условия, в которых накопились соответствующие типы осадков. Вместе с тем фации неразрывно связаны с определенными стратиграфическими интервалами разреза. Наиболее полно и объективно отразили сущность понятия «фация» Д. В. Наливкин (1956), Г. Ф. Крашенинников (1971) и В. Е. Хаин (1973). В их представлении фация — это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического уровня (рис. 3.1). Общим понятием, не имеющим стратиграфического содержания, является генетический тип. *Геенетический тип* — это более широкий комплекс отложений, образованных в определенных физико-географических условиях (элювиальный, делювиальный, пролювиальный, аллювиальный, прибрежно-морской и т. д.).

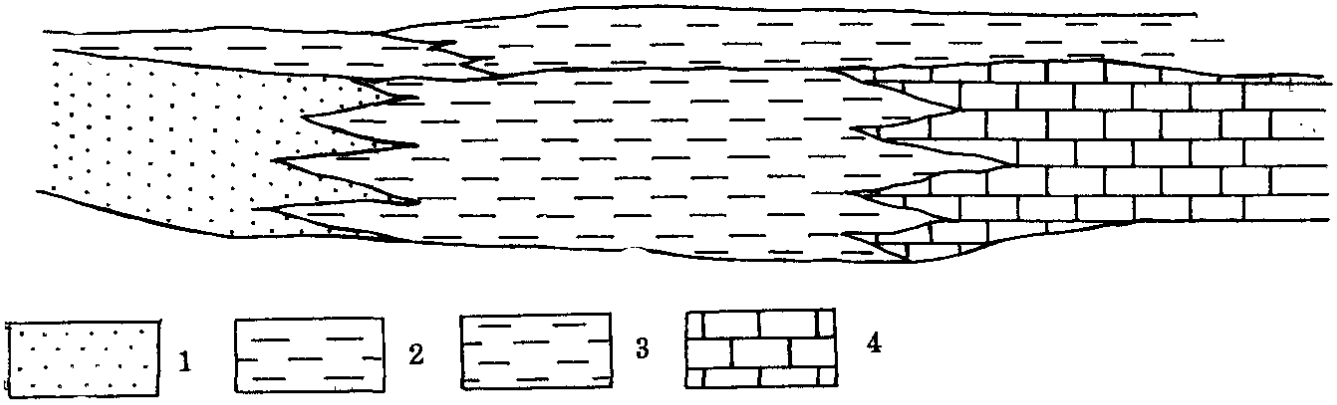


Рис. 3.1. Схема соотношения фаций в пределах одновозрастных слоев. Фации: *1* — песчаники и пески с остатками наземных растений и моллюсков; *2* — пески и глины с остатками наземных растений и прибрежно-морских бентосных беспозвоночных; *3* — глины с остатками бентосных беспозвоночных; *4* — карбонаты с ископаемыми остатками планктонных организмов

В пределах суши наряду с денудационными процессами происходят образование кор выветривания и накопление осадков в различных по генезису, размерам и форме впадинах. Формирование осадков идет в долинах рек, в озерных котловинах, в зонах распространения ледников и в областях наземной вулканической деятельности. Континентальные осадки характеризуются неустойчивым вещественным составом, различной мощностью, структурами и текстурами и сильной изменчивостью в латеральном направлении. Основные типы пород — обломочные и глинистые, реже присутствуют биогенные (угли) и хемогенные (известняки и соли). Это обусловлено тем, что в процессе дифференциации на суше концентрируются только продукты начальных стадий размыва и выветривания, а тонкообломочные и тем более растворимые соединения в большинстве случаев выносятся в морские бассейны.

Районы накопления континентальных отложений располагаются чаще всего недалеко от области сноса. Ввиду того что перемещение продуктов разрушения материнских пород происходит на небольшие расстояния, среди континентальных отложений преобладают грубообломочные, плохо отсортированные и слабоокатанные образования. Большинство континентальных отложений, исключая осадки болот, заболоченных пойм и озер, накапливаются в условиях свободного доступа кислорода и поэтому они обогащены окисными соединениями железа. Слоистость отложений разнообразная. Наряду с неслоистыми (морены и обвальные образования) распространены косо- и горизонтально-слоистые толщи.

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

В гумидном типе климата наряду с процессами механической дезинтеграции исходных пород принимают участие биологические

и химические процессы. Перенос материала осуществляется в виде растворов, взвесей и перекатыванием по дну рек. Осаждение происходит как в процессе переноса, так и, особенно, в конечных бассейнах стока. Легкорастворимые соединения выносятся в крупные внутриконтинентальные и морские бассейны. Осадки гумидной области разнообразны: это галечники, пески, алевриты, глины, карбонаты, лигниты и бурые угли. Для литогенеза в гумидном климате характерны высокие концентрации железа, марганца, алюминия, органического углерода, серы, элементов-гидролизатов и т. д.

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

Наиболее полно классификация континентальных отложений разработана Е. В. Шанцером (табл. 3.1). Континентальные отложения могут быть сгруппированы следующим образом: элювиальные, речные, озерные, болотные, ледниковые, пустынные и вулканогенные. Вместе с тем каждая из перечисленных групп включает несколько генетических типов, связанных между собой.

Большим распространением среди осадочных толщ пользуются отложения морского происхождения. Они характеризуются устойчивым составом на значительной площади и обилием разнообразных морских органических остатков. На состав и строение морских фаций большое влияние оказывают климат, гидрохимический и гидродинамический режимы морских бассейнов, характер подводного рельефа и окружающей суши, состав и объем твердого стока, вулканизм и тектонические условия. Классификация генетических типов морских отложений представлена в табл. 3.2.

Характер морских фаций в значительной степени изменяется с глубиной, и нередко по мере удаления от берега терригенные осадки становятся более тонкозернистыми, изменяется состав фауны, особенно бентоносных форм, уменьшается количество знаков ряби и исчезают водоросли. Рельеф морского дна обусловливает распространение течений, регулирует возникновение котловин с застойными водами, влияет на распределение хемогенных и терригенных осадков. На подводных возвышенностях в связи с сильной подвижностью вод формируются более крупнозернистые осадки.

От рельефа прилегающей суши зависят состав и объем выносимого в море обломочного материала. При пологом рельефе выносятся продукты глубокого химического преобразования горных пород и относительно более тонкозернистый материал, а при расчлененном рельефе — грубообломочные разности.

Обособление морей, возникновение лагун и заливов приводит к нарушению солевого и газового режима и к изменению состава органического мира.

Классификация генетических типов континентальных осадочных образований (по Е. В. Шанцеру, с сокращениями и дополнениями)

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа		Генетический тип
I. Элювиальный	А. Почвы		почвы
			автохтонные торфяники
	Б. Кора выветривания		элювий
II. Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационные отложения	а) подгруппа коллювия обрушения	обвальные накопления
			осыпные накопления
		б) подгруппа коллювия сползания	оползневые накопления
			солифлюкционные накопления
	Б. Делювиальные отложения (коллювий смывания)		делювий
III. Водный	А. Отложения русловых потоков (флювиальная)		пролювий
			аллювий
	Б. Озерные накопления (лимническая)		озерные накопления
IV. Ледниковый (гляциальный)	А. Ледниковые отложения		краевые морены
			основные (конечные) морены
	Б. Водно-ледниковые	а) подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	внутриледниковые накопления
			приледниковый (перигляциальный)
		б) подгруппа ледниково-озерная	озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения
V. Эоловый			эоловые пески
			эоловые лёссы
VI. Подземно-водный	А. Отложения пещер (субтеральная)		пещерные отложения
	Б. Отложения источников (фонтальная)		туфы и травертины

Таблица 3.2

Классификация генетических типов морских отложений (по В. Т. Фролову)

Генетический ряд	Генетическая группа	Генетический тип
Накопления аллотигенного и переотложенного материала (отложения миграционного потока)	подводно-коллювиальиая	подводно-обвальный подводно-осыпной подводно-оползневой подводно-солифлюкционный (?)
	волновая	прибойного потока участков волнения
	течений	приливно-отливный речных выносов вдольбереговых течений стоковых течений донных течений суспензионных потоков мутьевых потоков
	застойных вод	лагуиный западин и затишных участков пелагический
	подводно-ледовая (мариногляциальная)	льда берегового припоя подводных морен (аквaморен) айсберговый
	подводно-вулканогенная	туфы, туффиты, отложения гидротерм

Продолжение таблицы 3.2

Генетический ряд	Генетическая группа	Генетический тип
Накопления седиментогенного (аутигенного) материала	органогенная	отложения подводных лугов рифовые образования ракушияковые банки планктоногенный
	хемогенно-седиментогенная	отложения активной гидродинамикн отложеиия спокойных вод
Накопления остаточного и преобразованного материала	остаточные накоплеиия	каменистые развалы горизонты конденсации
	подворио-элювиальная	ихтиолиты; твердый грунт, подводная кора выветривания

Характерной особенностью отложений, возникших в зоне перехода от континента к морю, является их образование в водоемах с нарушенной соленостью. К данной группе относятся фации дельт, лагун и лиманов. Различная соленость в пределах лагуны в той или иной степени отражается на видовом составе организмов. В отложениях лагун наиболее часто захоронены остатки известковых водорослей, беззамковых брахиопод, остракод, ракообразных, мшанок, двустворчатых и брюхоногих моллюсков и рыб. Фации переходной группы возникают вблизи равнинной и возвышенной частей суши и поэтому в их составе могут присутствовать грубообломочные образования. Для них характерны в основном песчано-глинистые отложения, но довольно часто встречаются соленосные, гипсоносные, хемогенные и органогенные карбонатные осадки.

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

Для правильного установления генезиса особую ценность приобретает анализ совокупности признаков или комплексное исследование отложений. В большинстве случаев отдельные признаки могут истолковываться по-разному, а иногда практически не дают определенных указаний на условия образования осадка. Вместе

с тем нельзя ограничиваться только комплексным изучением отдельных пород, а желательно проследить и выявить характер переходов одновозрастных, но разнофациальных отложений и условия образования всего парагенезиса, составляющего отдельные разрезы или группы разрезов. Таким образом, выявление и исследование взаимных переходов одновозрастных отложений на площади — это фациальный анализ и один из главных методических приемов генетического анализа осадочных пород и толщ, а фации — основные звенья в этой работе.

Важнейшими критериями при фациальном анализе являются следующие:

1. Тип и вещественный (химический и минеральный) состав пород (осадков), включая аутигенные минералы, конкреции и особенности цемента.

2. Гранулометрия породы, ее цвет, структура, состав обломков, их окатанность, характер поверхности напластования и размыва, следы перерывов в осадконакоплении, ориентировка обломочных компонентов и органических остатков, присутствие подводно-оползневых деформаций и нептунических даек.

3. Текстурные особенности — типы и характер слоистости и слойчатости, изучение цикличности и ритмичности осадочных и осадочно-вулканических толщ.

4. Формы залегания пород, их мощности; характер переходов в другие породы.

5. Палеонтологические особенности. Состав, сохранность и распределение фауны и флоры. Соотношение между отдельными группами и сообществами, следы жизнедеятельности организмов, степень сохранности следов роющих животных и их особенности.

6. Наличие минералов — индикаторов солености и газового режима водоемов, геохимические особенности осадочных толщ.

7. Кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия. Определение Eh, pH, содержание окисных и закисных форм железа.

8. Определение соотношения изотопов кислорода, стронция, серы, углерода, палеотермометрические данные (магнезиальный, изотопный, стронциевый методы), присутствие вулканогенного и метеоритного материала.

3.2. АНАЛИЗ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА (БИОФАЦИАЛЬНЫЙ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗЫ)

Одно из направлений палеоэкологии рассматривает условия существования организмов геологического прошлого на основе закономерностей в изменении функционально-морфологических особенностей скелета. При этом имеется в виду, что строение организмов и их образ жизни менялись не только в зависимости от условий среды, но и от индивидуального развития. Вследствие того, что организм и среда его обитания составляют неразделимое целое, трудно понять строение и функциональную принадлежность

сохранившихся остатков скелета, основываясь только на его морфологии.

Палеоэкологические исследования представляют собой сложный комплекс методов изучения состава, морфологии, образа жизни различных систематических групп организмов и их фациальной приуроченности. Среда обитания морских организмов состоит из абиотических (физико-географических и физико-химических) и биотических факторов. К абиотическим относятся тип осадка на дне моря, рельеф дна, его обнаженность, соленость, глубина, газовый режим, температура, наличие твердых образований отмерших организмов на поверхности дна и твердых выступов фундамента, режим волнения. В процессе палеоэкологических исследований обычно выясняется максимальное и минимальное воздействие перечисленных факторов на организмы. Одни организмы могут развиваться в достаточно широком диапазоне абиотических факторов, другие, наоборот, в очень узком. Исходя из этого различают *эврибионтные* организмы, которые хорошо приспособляются к значительным колебаниям условий внешней среды, и *стенобионтные,* обитающие в строго определенных рамках колебания условий среды. В зависимости от отношения к температурному режиму выделяют *эври-* и *стенотермные,* а к солености — *эври-* и *стеногалинные* организмы.

В процессе палеоэкологических исследований необходимо различать место обитания организма и место его захоронения, хотя, в принципе, иногда они могут совпадать. Выяснением условий и особенностей захоронения остатков ископаемых организмов занимается специальный раздел палеоэкологии, называемый *тафономией.* Следует различать, представляют ли ископаемые остатки неотделимую часть осадка или они были принесены из других мест обитания и позднее захоронены совместно, т. е. определить различия между *палеобиоценозом* и *палеотанатоценозом.* Последний представляет собой скопление остатков организмов, захороненных совместно. Под палеобиоценозом Р. Ф. Геккер (1957) понимает население ограниченного участка среды обитания, сформированного за определенный отрезок времени под влиянием биотических и абиотических факторов.

В последние годы важнейшим обобщением экологии стало введение нового, более обширного понятия, чем биоценоз, которое получило название «экологическая система», или *«экосистема».* Она представляет собой группу взаимосвязанных организмов и тех элементов внешней среды, которые оказывают наиболее сильное влияние на них и одновременно сами зависят от деятельности организмов.

Установление принадлежности органических остатков к тому или иному экологическому типу важно прежде всего для реконструкции особенностей среды обитания организмов. Поэтому при палеоэкологических исследованиях необходимо не только определять систематический состав фауны, но и учитывать особенности среды их обитания; для гидробионтов это температурный, солевой

и газовый режимы морских, лагунных и пресноводных бассейнов, для наземных фаун — температура воздуха, влажность, общее количество атмосферных осадков и степень их распределения в течение года. При рассмотрении морских групп фауны желательно учитывать интенсивность миграции организмов и определять принадлежность изученного палеобиоценоза к нормально развивающейся фауне или к иммигрантам.

Морская фауна в зависимости от образа жизни разделяется на несколько групп. К пелагическим организмам относятся планктонные и нектонные формы. Для *планктонных форм* характерно парение в толще воды или пассивное перемещение вместе с водой и поэтому у организмов отсутствуют органы движения. Различают *зоопланктон* и *фитопланктон*. Планктонные организмы обладают небольшими размерами. В зависимости от величины тела различают микро- и нанопланктон. Последние имеют размеры менее 50 мкм.

Другую крупную группу пелагических организмов составляют активно плавающие — *нектонные организмы*. Они обладают обтекаемой двустороннесимметричной формой тела. Ввиду того что многие нектонные формы приспособились к обитанию на определенных глубинах с разным температурным режимом, соленостью, плотностью, они в известной мере связаны с определенными генетическими группами осадков и являются довольно хорошими индикаторами условий обитания.

Группа организмов, ведущая донный образ жизни, именуется *бентосом*. Эти организмы в зависимости от условий обитания подразделяются на несколько типов: свободно передвигающиеся по дну, свободно лежащие на дне, временно зарывающиеся в грунт, постоянно живущие в иле, сверлящие твердый субстрат и прикрепленные ко дну. Последние прикрепляются стеблями (морские лилии), ножкой (брахиоподы), прирастанием (кораллы, некоторые двустворки), биссусными нитями (двустворки) или корневыми выростами (губки, археоциаты, кораллы, мшанки). Все зарывающиеся формы обитают на мягких грунтах и обладают удлиненной раковиной. Основным признаком свободнолежащих форм является неравенство створок. К грунту обращена выпуклая сторона больших размеров.

К числу главных факторов среды обитания морских организмов относятся температура, соленость, газовый режим, степень волнения, на которые каждая группа организмов реагирует поразному и в связи с определенными условиями среды вырабатывает защитные функции, которые отражаются в их морфоанатомическом строении.

Весьма ценный материал об условиях существования организмов дает их географическое распространение. Ареал любой таксономической группы — это часть земной поверхности. Широкое распространение свидетельствует о хорошей приспособляемости организма к изменениям внешней среды. *Космополитными* называются ареалы, покрывающие значительную часть обитаемых участ-

ков земной поверхности, причем частота распространения возрастает по мере повышения таксономического ранга. Обычно космополитизм характерен для отрядов и семейств и сравнительно редко для родов.

Ограниченными ареалами обладают *эндемичные* организмы. Размеры их ареала находятся в зависимости от таксономических единиц. Среди эндемичных форм различают палеоэндемиков (реликтовые эндемики) и неоэндемиков. Реликтовые эндемичные организмы представляют собой древние формы, ареал которых первоначально был обширным, но постепенно сократился под влиянием ухудшения природных условий или из-за конкурентной борьбы.

Палеогеографические выводы, основанные только на данных по ареалам того или иного организма или их сообществ без учета экологической валентности (уровень способности организмов приспособляться к меняющимся экологическим условиям) и генетических особенностей осадков для восстановления условий среды обитания, не могут считаться абсолютно достоверными, а иногда даже приводят к существенным искажениям. Например, близкие по отношению к температурному режиму организмы могут обитать на поверхности в холодных климатических условиях, в зоне действия холодных течений и на значительной глубине. Для того чтобы решить вопрос о действительных условиях обитания, наряду с анализом органического сообщества необходимо исследовать фациальную и генетическую природу осадков, в которых они сохранились.

3.3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Морские обстановки. К основным морфологическим элементам рельефа морского дна относятся: береговая зона (супралитораль, литораль, сублитораль), материковая отмель (шельф), материковый склон, ложе океана и глубоководные впадины (рис. 3.2).

По степени освещенности различают три зоны моря. Первая, *эвфотическая,* или хорошо освещенная, простирается от поверхности до глубин 30—80 м, вторая, *дисфотическая,* или слабоосвещенная, зона располагается между изобатами 30—80 и 200 м. Растительность в этой зоне развита слабо. Третья, *афотическая,* или неосвещенная, лежит ниже 200 м и совершенно лишена растительности.

В море по характеру условий существования донных организмов и в зависимости от глубин различают следующие области: мелководную, или неритовую, батиальную, абиссальную и ультраабиссаль — область глубоководных желобов. В пределах морских бассейнов выделяют также *пелагическую* область, которая занимает их открытую часть.

Неритовая область простирается от поверхности до глубин около 200 м и охватывает часть морского дна, в которую проникает солнечный свет, достаточный для жизнедеятельности орга-

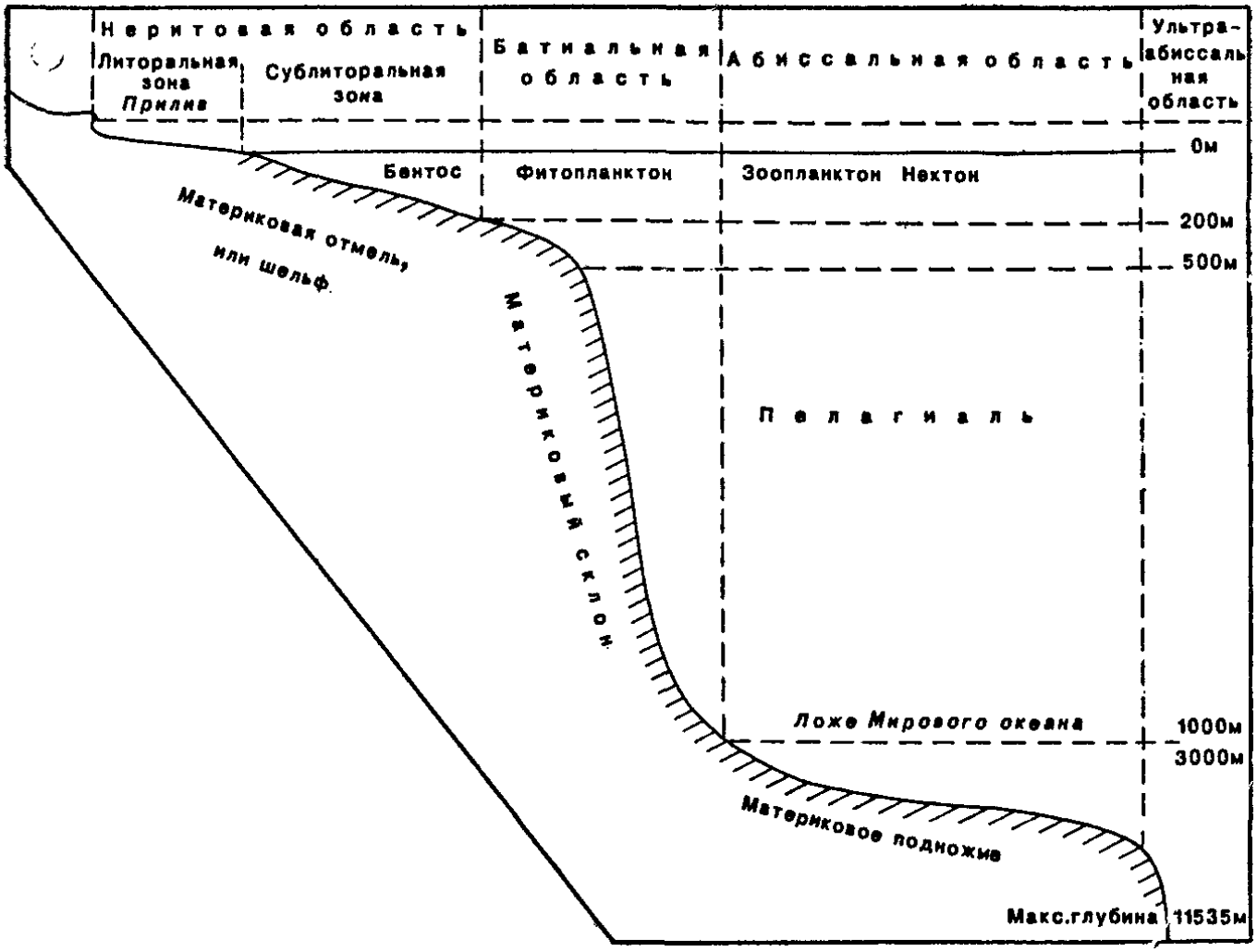


Рис. 3.2. Морфологические элементы рельефа дна Мирового океана

низмов. Неритовая область характеризуется постоянными более или менее сильными движениями воды и изменчивой температурой. Это наиболее богатая жизнью часть моря. Здесь обитают организмы, живущие в морской среде, и она характеризуется их исключительным разнообразием.

Неритовая область разделяется на три зоны: супралитораль, литораль и сублитораль.

Супралитораль — зона, расположенная выше уровня максимального прилива и эпизодически заплескиваемая морским прибоем. В этой зоне соприкасаются области обитания морских и наземных организмов. Первые приспособились жить как в воде, так и в воздухе, а вторые представлены влаголюбивыми и солнцелюбивыми организмами. Здесь обитают водоросли и высшие растения, насекомые, хелицеровые и ракообразные, черепахи и морские млекопитающие, некоторые рыбы. В этой зоне кормятся наземные животные и птицы.

Литоральная зона — это прибрежная часть морского дна, расположенная в пределах действия приливно-отливных процессов и периодически, во время отливов, осушаемая от воды. Следовательно, в этой зоне какое-то время действуют континентальные условия, предопределяя тем самым условия существования многих организмов и особенности осадконакопления. Чередование морских и континентальных условий требует от обитателей лито-

рали неприхотливости к факторам среды и поэтому многие организмы отличаются амфибиальностью, т. е. способностью к земноводному образу жизни.

Сублитораль — освещенная зона морского дна, закрытая водой даже при самых сильных отливах. Нижняя ее граница не опускается глубже 200 м. Наряду с животными здесь господствует водная растительность. В верхней части сублиторали разнообразные водоросли формируют подводные луга. В пределах сублиторали основную массу бентосных организмов составляют рифостроители, моллюски, иглокожие, губки, мшанки, ракообразные и брахиоподы.

Батиальная область располагается над материковым склоном и характеризуется резким увеличением глубины. Она подразделяется на две подзоны. Эпибатиаль охватывает глубины от 200 до 500 м и располагается на внешней части шельфа. В ней встречаются многие сублиторальные виды, которые опускаются на глубину до 500 м, а также некоторые глубоководные формы, поднимающиеся из батиали. Для эпибатиали характерны гемипелагические илы — смешанные тонкие терригенные и пелагические осадки — и обедненный состав донной фауны при полном отсутствии остатков растений. Собственно батиальная зона располагается на глубинах от 500 до 1700 м (некоторые исследователи опускают ее до глубин 3000 м). Ее ширина определяется шириной материкового склона. Биоценозы батиали представлены животными в видовом и количественном отношениях значительно более обедненными, чем в эпибатиали и тем более сублиторали и литорали. Здесь обитают фораминиферы, губки, кишечнополостные, брахиоподы, двустворки, гастроподы, черви и иглокожие. Батиаль представляет собой зону, где осадки перемещаются вдоль материкового склона в виде оползней и разносятся мутьевыми потоками. Температура морской воды и ее соленость отличаются постоянством.

Абиссальная область располагается на глубине более 1700 м и охватывает подножие континентального склона и ложе океана. В ней отсутствует свет, преобладают низкие постоянные температуры и высокие давления. Распространены иглокожие, черви и ракообразные. Слабо развиты брахиоподы, губки, кишечнополостные, гастроподы. В зоне материкового подножия развиты терригенные осадки, а на океанском ложе — пелагические илы разного состава.

Ультраабиссаль (хадаль) — зона, приуроченная к глубоководным желобам. Здесь обитают агглютинированные фораминиферы, черви, ракообразные, голотурии, двустворки, гастроподы и погонофоры.

Установление контуров морских бассейнов. Первостепенной задачей палеогеографии является установление контуров морских бассейнов. Граница между ландшафтами суши и моря всегда условна и восстанавливается по взаимному расположению морских и континентальных отложений, по некоторым особенностям осадоч-

ных пород, образованных как на берегу моря, так и на подводном склоне, по формам рельефа и результатам деятельности геологических процессов.

Достаточно уверенно границу суши и моря можно определить по отложениям пляжа, слагаемым обычно конгломератами, галечниками и крупнозернистыми песчаниками, содержащими смешанный комплекс морской и наземной фауны и обильный раковинный детрит. Реже осадки пляжа содержат линзы глинистых пород с трещинами усыхания и со следами дождевых капель, а иногда включают линзы песков, обогащенные тяжелыми рудными минералами.

В процессе изучения фаций береговой зоны большое внимание уделяется текстурным и структурным особенностям. Для песчаных пород, образовавшихся в условиях волнения, характерна тонкая косая слоистость с наклоном косых слойков в сторону моря. В береговых или пляжных конгломератах преобладающая часть плоской гальки располагается таким образом, что длинная ось ориентирована параллельно берегу, а наклон гальки обращен в сторону моря. Для береговых песчаных отложений характерна волновая рябь, наблюдаемая на верхней поверхности пласта.

Близость берега определяют по следующим признакам: появлению дельтовых отложений (фации авандельты), смене фаций активного моря фациями лагун или опресненных вод, появлению желобов, заполненных продуктами размыва континентальных пород.

Граница суши и моря является основным элементом палеогеографических карт, независимо от их масштаба, и поэтому к выделению этой границы следует относиться весьма серьезно. Точность проведения этой границы имеет как научное, так и практическое значение, поскольку она ограничивает площади возможного распространения многих полезных ископаемых континентального и морского происхождения, а некоторые из них, например прибрежные россыпи, непосредственно располагаются на этой границе.

Определение рельефа дна. На дне современных морей и океанов выделяют несколько геоморфологических элементов: 1) подводную окраину материков, которая состоит из материковой отмели, материкового склона и его подножия; 2) глубокие котловины окраинных морей; 3) островные дуги; 4) ложе океана с поднятиями и котловинами; 5) срединно-океанские хребты; 6) глубоководные желоба.

Распространение осадков в указанных крупнейших геоморфологических элементах подчинено циркумконтинентальной зональности, но нарушается подводными течениями и микроформами рельефа дна. Тем не менее по составу осадочных толщ и сохранившимся в них органическим остаткам удается довольно точно реконструировать рельеф дна.

Большинство крупных геоморфологических элементов и океанского и морского дна (срединно-океанские хребты, островные дуги, глубоководные желоба, рифтовые долины и т. д.) образовалось

вследствие тектонических процессов, а более мелкие формы рельефа — вследствие подводных вулканических излияний.

В области материковой отмели ведущая роль в образовании рельефа принадлежит экзогенным процессам. Здесь располагаются подводные каньоны (бывшие речные долины) и подводные дельты, затопленные морем; поперечные желоба, выработанные мутьевыми потоками; крутостенные коралловые и другие органогенные постройки; подводные бары и авандельтовые конусы.

Неровности дна в прибрежной зоне уверенно выделяются при изучении нижней поверхности трансгрессивной серии пород. Грубообломочные породы, особенно абразионно-обломочного происхождения, заполняющие углубления и желоба на поверхности шельфа, надолго сохраняют их контуры.

Крупные геоморфологические элементы определяются на основании фациального анализа, анализа контакта различных фациальных комплексов между собой в горизонтальном и вертикальном направлениях и анализа мощностей различных генетических типов пород. Особенно удачно последний метод применяется при изучении погребенных рифовых тел, когда восстанавливается форма рифового тела.

Газовый режим. В водных бассейнах различной солености в растворенном состоянии находятся газы, входящие в состав атмосферы. Из растворенных газов наибольшее влияние на жизнедеятельность организмов и их расселение оказывают кислород, сероводород и углекислый газ. Морская вода получает кислород не только из воздуха, но и путем выделения его в результате деятельности фитопланктона и водорослей. Содержание кислорода, необходимого организмам для дыхания, зависит от температуры и характера циркуляции вод. Проникновение кислорода в глубокие части бассейна зависит от вертикального распределения плотности и солености вод и перемещения водных масс.

В водах полярных морей кислорода почти в два раза больше, чем в тропических, а в областях с хорошо выраженной вертикальной циркуляцией на глубинах 1,5—2 км его меньше, чем у поверхности. В том случае, когда соленость поверхностных вод меньше солености глубинных, как, например, в Черном море, вертикальная циркуляция затруднена, а это вызывает недостаток кислорода и обогащение глубинных вод сероводородом, образующимся при гниении органического вещества.

Зная качественный состав газов и их соотношение в древней атмосфере и руководствуясь парциальным давлением, можно определить качественный состав и особенность морей и пресноводных бассейнов древности. Более сложную задачу представляет выявление участков сероводородного заражения. В ряде случаев угнетенность органического сообщества и развитие карликовых форм помогают предварительно определить районы возможного сероводородного заражения. Однако для более уверенного вывода необходимо провести литологический и фациальный анализы вмещающих толщ. В таком случае удается установить, не является ли

скопление мелких раковин результатом механической отсортированности. Кроме того, большое значение имеет систематический состав карликовых форм. Крайне однообразный состав сообщества свидетельствует о ненормальном газовом режиме.

Полное отсутствие бентосных форм не может служить веским доказательством сероводородного заражения, так как их отсутствие могло быть вызвано какими-то иными причинами, в том числе и условиями сохранности.

Надежным критерием установления сероводородного заражения являются наличие скоплений планктонных организмов при полном отсутствии бентосной фауны и одновременно повышенное содержание органического вещества во вмещающих осадках. Последнее связано с тем, что в условиях сероводородного заражения не происходит минерализации органического вещества, которое захороняется в осадке.

На ненормальный газовый режим указывает присутствие в осадках большого количества мелких кристаллов пирита или сидерита, приуроченных и плоскостям напластования.

Соленость. Соленость определяется количеством растворенных твердых веществ, выраженных в граммах на 1000 мл воды. Большинство организмов, обитающих в морях, приспособилось к жизни в водах с соленостью 35—36%, называемой нормальной. За границу между пресными и солоноватыми принимаются воды с содержанием солей около 0,5%. Граница между солоноватой и морской водой менее определенна.

Большое значение для определения солености имеет анализ фаций. Для бассейнов с повышенной соленостью характерны эвапоритовые осадки — различные соли (сильвин, галит, мирабилит), гипс и ангидриты. Изменение солености в ту или иную сторону приводит к резкому сокращению видового и родового разнообразия, к разрушению биоценозов и появлению организмов, приспособленных к обитанию в водах с изменчивой соленостью. Поэтому одним из надежных показателей солености является анализ состава биоценоза. Однако палеоэкологические исследования дают возможность определить чисто качественный состав солености.

Разработаны геохимические методы определения солености древних морей. Среди них — содержание хлора и бора в глинистых породах. Среди других показателей солености иногда применяется хлор-бромный коэффициент, который в морских нормально-соленых отложениях обычно составляет 70—300, а в пресных водах его величина не выходит за пределы 4—20.

Н. С. Спиро и И. С. Грамберг теоретически обосновали и широко применили метод поглощенного комплекса, который представлен рядом катионов — Na', K', Ca'', Mg''. Ими раскрыта связь состава поглощенного комплекса глинистых осадков с природными водами, показаны основные направления диагенетического и постдиагенетического изменеиия состава поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород и рассмотрены условия, способствую-

щие их сохранению. По отношению количественного состава поглощенного комплекса хорошо диагностируются морские воды нормальной солености, морские опресненные водоемы, солоноватоводные лагуны, пресные водоемы, морские засоленные водоемы, бассейны с неустойчивым гидрохимическим режимом.

Р. Ракер и К. Валентайн для определения палеосолености применили метод множественной регрессии биохимических характеристик раковин беспозвоночных. Они установили зависимость между значениями отношения Na/(Mg+Sr) и Na/Mn в раковинах и величиной солености. В. А. Захаров и Н. Н. Радостев показали, что величина отношения Na/(Mg+Sr+Mn) в раковинах двустворчатых моллюсков имеет простую линейную зависимость от солености.

Температура. Определение температур приземной части атмосферы геологического прошлого — одна из труднейших задач палеогеографии. Относительные значения температур могут быть определены исходя из биоценозов наземных позвоночных и по характеру растительных ассоциаций, среди которых выделяются сообщества экваториального, тропического, субтропического, умеренного и холодного климата.

Температурный фактор сильно сказывается на жизнедеятельности литоральных бентосных и планктонных форм. Он определяет саму возможность существования организмов, вызывает изменение размеров и формы тела, регулирует темп роста и влияет на продолжительность жизни. Наиболее восприимчивы к температурному режиму планктонные водоросли, среди которых особенно важны кокколитофориды и диатомовые. Важные сведения о температурах морских вод и прилегающих континентов дает анализ спорово-пыльцевых комплексов, захороненных в прибрежных осадках.

Довольно часто о температурных условиях судят по толщине скелетных образований гидробионтов. В теплых морях известковые раковины более толстые, массивные. Это связано с тем, что растворимость карбоната кальция выше в холодной воде и обедненность холодных вод $CaCO_3$ приводит к развитию организмов с тонкой раковиной с простой скульптурой. Однако выводы о температурных условиях, основанные только на толщине раковин, могут быть далекими от действительности, так как кроме температурного фактора на толщину скелета влияет гидродинамика бассейна, а также количество растворенного в водах морей углекислого газа, всегда соизмеримого с его концентрацией в атмосфере.

Относительные температуры морских вод обычно устанавливаются по распространению стенотермных и эвритермных организмов. Стенотермными теплолюбивыми формами являются колониальные кораллы, нуммулиты, рудисты и др.

Температурный режим может быть установлен по видовому и родовому разнообразию. Более богатая и разнообразная фауна характерна для морей тропиков. Обеднение видового состава происходит не только со снижением температурного режима, но и с увеличением глубины бассейна. Последнее связывается не только

со снижением температурного режима, но и с сокращением количества питательных веществ.

Важную информацию о температурных условиях морских бассейнов дает вещественный состав морских осадков. Например, присутствие большого количества глауконита свидетельствует о наличии сравнительно высоких температур, так как в современных водах распространение глауконита не выходит за пределы изотерм самого холодного месяца 0 °С и среднегодовых температур +12 °С.

Максимальные концентрации каолинита в общей массе глинистых минералов отмечаются в экваториальных и тропических широтах. К этим же широтам приурочены высокие концентрации карбоната кальция, большим развитием пользуются органогенные высокомагнезиальные известняки.

Важнейшими методами определения температурных условий среды обитания различных организмов являются методы изотопной и магнезиальной палеотермометрии. Метод изотопной палеотермометрии основан на равновесном распределении тяжелого изотопа кислорода в воде и органогенном кальците в зависимости от температуры. Количественное определение изотопов кислорода в органогенных кальцитах осуществляется на высокочувствительных масс-спектрометрах. Температурные значения определяются по уравнению

$$T = 16{,}5 - 4{,}3\,(\delta^{18}O - A) + 0{,}14\,(\delta^{18}O - A)^2,$$

где A — колебания водного фона (соленость);

$$\delta^{18}O = \frac{^{18}O/^{16}O \text{ образца} - {}^{18}O/^{16}O \text{ стандарта}}{^{18}O/^{16}O \text{ стандарта}}.$$

Для изотопного анализа, который имеет ряд ограничений, используются скелетные карбонаты кальция организмов, обитавших в нормально-соленых бассейнах. Для анализа отбираются плотные образцы с компактной и не перекристаллизованной раковиной. Полностью исключаются фосфоритизированные, пиритизированные и окремненные образцы. Не могут быть использованы образцы с измененной структурой, а также раздробленные, разбитые трещинами и источенные сверлящими организмами. Для изотопного анализа в основном использовались ростры белемнитов. Ныне доказана возможность использования для палеотемпературных определений раковин брахиопод, планктонных фораминифер, карбонатного нанопланктона.

Метод магнезиальной палеотермометрии основан на изменении концентрации магния и величины Ca/Mg в органогенных карбонатах кальция в зависимости от географической широты и глубины обитания организмов. Отечественными учеными (Т. С. Берлин, А. В. Хабаков, Н. А. Ясаманов, Л. А. Дорофеева) разработана палеотемпературная шкала, основанная на изменчивости отношения кальция к магнию в раковинах различных групп организмов. Содержание кальция и магния в органогенном кальците проводит-

ся как обычным химическим анализом, так и рентгенометрическим.

Магнезиальный метод определения температур применим только для раковин кальцитового состава. Для анализа пригодны ископаемые остатки известковых водорослей, мшанок, восьмилучевых кораллов, ругоз, табулят, морских и солоноватоводных двустворчатых моллюсков, белемнитов, брахиопод, криноидей, крупных и мелких фораминифер.

Глубина морского бассейна играет важную роль для жизнедеятельности организмов и накопления осадков. Глубина древних морей может быть определена на основании ряда косвенных признаков: 1) гранулометрического состава осадков; 2) структурно-текстурных особенностей осадков; 3) распределения органических остатков; 4) содержания аутигенных минералов; 5) характера фациальных изменений; 6) распределения мощностей отложений. Особо надо подчеркнуть, что с помощью одного отдельно взятого из перечисленных признаков нельзя определить действительную глубину морского бассейна.

Одним из важнейших показателей глубины морских бассейнов являются остатки бентосных организмов, многие из которых в своем развитии распространяются только до определенных глубин. Среди всей массы морских организмов различаются специфические мелководные формы. К ним относятся известьвыделяющие водоросли, колониальные кораллы, археоциаты, строматопоры и ряд организмов, принимающих участие в строении органогенных построек. На мелководье располагались заросли морских лилий, обширные брахиоподовые и устричные банки. Известны также и заведомо глубоководные формы, например светящиеся рыбы. Некоторые исследователи пытаются определить глубины по изменению численности органических форм, учитывая, что основная масса бентоса сосредоточена в области шельфа.

В процессе реконструкции глубин возможны следующие источники ошибок.

1. Остатки организмов могут захороняться достаточно далеко от их места обитания и на существенно иных глубинах. Например, в глубоководных желобах и на склонах срединно-океанских хребтов нередко встречаются остатки раковин мелководных фораминифер, детрит наземных растений и даже обломки деревьев, занесенные сильными придонными течениями.

2. Реконструкция глубин древних морских бассейнов, исходя из изменения состава осадков и заключенных в них ассоциаций ископаемых организмов (танатоценозов) в поперечном профиле, основана на сравнении с распределением современных организмов и их биоценозов, т. е. на прямом применении метода актуализма в его крайнем, униформистском выражении.

Надо отметить, что если для доказательства мелководного генезиса существует много прямых критериев (аутигенные минералы, конкреции, органогенные постройки, биоценозы бентосной фауны, структурно-текстурные особенности осадков и т. д.), то для

глубоководных образований критерии неоднозначны. К признакам глубоководности относятся: однородный тонкий состав осадков, присутствие оползневых и турбидитных текстур, развитие своеобразных фаций, в которых отсутствуют бентосные организмы и захоронены только планктонные формы. Такими, например, являются красноцветные известняки с аммонитами (фация «аммонитико россо»), радиоляриты и т. д.

Ныне разрабатываются методы определения абсолютных глубин. Они базируются на палеотемпературных данных. Основываясь на существующих градиентах изменения температур с увеличением глубины в различных климатических областях современных океанов, была предпринята попытка определить глубины древних морей исходя из разности между температурами среды обитания планктонных и бентосных организмов. Разница между температурами, установленными, с одной стороны, по приповерхностным организмам и формам литорали, а с другой — по прикрепленным и ползающим организмам открытого моря, вместе с анализом фации, минеральным составом вмещающих пород и составом танатоценоза позволили в первом приближении оценить абсолютные глубины древних бассейнов.

Гидродинамика. О гидродинамическом режиме свидетельствуют вещественный состав и структурно-текстурные особенности осадков. Распространение глинистых горизонтально-слоистых отложений без следов перемыва свидетельствует о формировании их в районах спокойного гидродинамического режима. Образование песчаных толщ чаще всего происходит в прибрежной зоне морей или в областях развития течений.

Наиболее распространенная методика установления течений основана на изучении пространственной ориентировки разнообразных включений, галек и текстурных особенностей горных пород. Как оказалось, знаки ряби и ориентировка различных вытянутых остатков органического и неорганического происхождения, расположенных в мелководной зоне вблизи берега, обусловлены движениями водных масс. К ним относятся волновые, приливно-отливные движения, завихрения и водовороты. Статистическая обработка многочисленных замеров по всей изучаемой толще позволяет определить преобладающее направление наклона косых слойков и ориентировки вытянутых предметов и тем самым установить направление преобладающего разноса материала.

Преобладающее направление донных течений, играющих большую роль в формировании осадочного материала, определяется по результатам измерения наклона косых слойков и ориентировки песчаных зерен. Нередко на направление течения указывает ориентировка удлиненных органических остатков, например одиночных кораллов, ругоз, тентакулид, ростров белемнитов и т. д.

Довольно часто наблюдается размыв ложа морских бассейнов сильными донными течениями. В этом случае в разрезе наблюдаются неоднократные размывы слоев, формируются так называемые конденсированные слои со смешанным комплексом фауны, со сле-

дами перемыва и окатывания, с присутствием галечного материала того же состава, что и вмещающие слои.

К группе косвенных методов реконструкции палеотечений относятся изучение фациальной природы осадков, особенно выяснение закономерностей площадного развития различных типов фаций, гранулометрии осадков, степени отсортированности и окатанности терригенного материала, анализ минерального состава песчаных, алевритовых и карбонатных толщ и их изменчивости на площади бассейна.

Своеобразной модификацией реконструкции течений по минеральным особенностям терригенных толщ является метод определения разноса тонкого терригенного материала, предложенный Н. А. Ясамановым для существенно карбонатных толщ. В различных пунктах выхода одновозрастной карбонатной пачки определяются среднее содержание в ней нерастворимого остатка, количество тяжелой фракции и ряда минералов тяжелой фракции. Полученные значения средних содержаний наносят на карты. Характер распределения нерастворимого остатка и минералов тяжелой фракции на площади бассейна дает возможность судить не только о преобладающем сносе и тем самым помогает установить области сноса среди полей карбонатных пород, но и способствует определению степени разноса тонкого обломочного материала.

Поверхностные течения, кроме того, устанавливаются на основании фациального анализа, по характеру распределения морской стенотермной фауны и растительности на прилегающих участках суши и по распределению на площади бассейна абсолютных значений поверхностных и приповерхностных температур.

Континентальные обстановки. Континент обычно рассматривается как совокупность областей сноса и осадконакопления. Под областью сноса понимается достаточно длительное время существующая область размыва, которая поставляет в районы аккумуляции обломочный и растворенный материал. Временные области сноса приурочены к территориям неустойчивого тектонического поднятия небольшой амплитуды. Устойчивые области сноса представляют собой сложное сочетание небольших по площади областей размыва с протяженными районами формирования континентальных отложений, существующих длительное время.

Отсутствие в каком-либо районе отложений определенного возраста — необходимое, но не достаточное условие существования в этот период области сноса, так как отложения этого возраста могли быть уничтожены на каком-то этапе последующей геологической истории. Одним из методических приемов выяснения вопроса о существовании областей сноса в районе отсутствия отложений является анализ общего плана расположения фациальных зон на прилегающих территориях. В том случае, когда границы фациальных зон секут район отсутствия отложений данного возраста и продолжаются по другую сторону, не может быть речи о существовании области сноса. Если границы фациальных зон в общих чертах повторяют очертания района отсутствия отложений и по мере приб-

лижения к нему наблюдается отчетливая смена одних типов отложений другими, например увеличивается грубозернистость отложений, то можно предполагать существование области сноса.

При приближении к области сноса иногда наблюдается закономерная смена морских фаций лагунными, а затем континентальными. Но это не является общим правилом и довольно часто к областям сноса непосредственно примыкают прибрежно-морские образования. Пространственная смена генетических типов отложений лишь свидетельствует о приближении к области сноса. На это также указывает и уменьшение мощностей отложений соответствующего возраста. Вблизи области сноса характерно выклинивание некоторых стратиграфических горизонтов, увеличение следов перемыва и размыва внутри осадочных толщ.

Строение и состав областей сноса реконструируются на основании анализа минерального состава грубообломочных и песчано-алевритовых пород, органических остатков и минеральных включений, находящихся в осадочных образованиях, материал которых принесен из области сноса.

В процессе палеогеографических исследований не только определяется местоположение областей сноса, но и реконструируется древний рельеф. Принято различать два типа древнего рельефа: погребенный и реконструированный. Погребенный рельеф — это рельеф, захороненный под более молодыми отложениями и сохранившийся до наших дней и поэтому доступный для наблюдений. Реконструированный рельеф — это рельеф, уничтоженный к настоящему времени, но его особенности могут быть выяснены и обоснованы с использованием ряда методических приемов.

Надежное свидетельство погребенного рельефа — притыкание слоев относительно молодого возраста к поверхностям более древних. О нетектонической природе контакта свидетельствуют следы выветривания в кровле более древних пород, наличие в перекрывающих отложениях обломков пород из подстилающего комплекса и отсутствие следов перемещения вдоль контакта. Показателем погребенного рельефа является первичный наклон слоев, возникший при накоплении осадочного материала на неровной поверхности. Довольно часто распространена так называемая облекающая поверхность, которая напоминает косую слоистость, но отличается от нее отсутствием слойков, наклоненных в разные стороны.

Погребенный рельеф изучается методом реперных поверхностей, когда по набору точек наблюдения определенной поверхности составляется карта горизонталей, напоминающая гипсометрическую. За реперную поверхность берут кровлю определенного стратиграфического горизонта, принимаемую за нулевую поверхность. От нее вычисляется расстояние до восстанавливаемой поверхности, т. е. определяется мощность опорного горизонта.

Большую помощь при изучении погребенного рельефа оказывают геофизические методы. В этом случае погребенный рельеф представляется в виде изогипс, для этого строят карты изменения

мощностей между поверхностью рельефа и определенным маркирующим горизонтом.

При реконструкции древнего рельефа по его останцам важное значение имеет определение возраста рельефа. Он может быть установлен исходя из возраста коррелятных отложений, образованных в прилегающих впадинах, и по возрасту поверхностей выравнивания. Последние по способам образования подразделяются на аккумулятивные, денудационные и аккумулятивно-денудационные. В процессе палеогеоморфологического картирования не только устанавливается генезис поверхностей выравнивания, но и осуществляется их корреляция по абсолютным отметкам и определяется возраст исходя из возраста покровных и элювиальных отложений.

Реконструкция ландшафта гляциальных областей в основном осуществляется исходя из состава и распространенности транспортируемого древним ледником осадочного материала. Ледниковые отложения подразделяются на два основных типа: не переработанные водой — гляциальные или моренные образования — и флювиогляциальные отложения. Моренные осадки состоят из неотсортированных, неокатанных и неслоистых скоплений различного размера глыб и валунов, погруженных в песчано-глинистую массу. Литифицированные разности моренных осадков носят название тиллитов. Состав обломков разной размерности разнообразен. Их поверхность часто несет следы притертости и штриховки. Валуны и крупные гальки располагаются таким образом, что их длинная ось оказывается параллельной движению ледника.

Морены и тиллиты обладают специфическим набором текстур, которые отражают динамику ледника. Диагностическими признаками гляциальных областей могут служить морфология ледникового ложа (штриховка, шрамы, борозды, полировка, курчавые скалы), текстуры захвата, валунные мостовые, гляциопротрузии, гляциодислокации, определенная ориентировка обломков и чешуйчатое строение моренной толщи.

Флювиогляциальные образования характерны для зандровых равнин, располагавшихся у внешнего края ледников. Вблизи конечных морен зандровые равнины слагаются грубыми накоплениями — галечниками и гравием с валунами, которые при удалении от морен сменяются песками с линзами галечника и гравия. На значительном удалении от ледника располагаются равнины, сложенные однородным, но плохо отсортированным песчаным материалом с грубой косой слоистостью потокового (руслового) типа. Это связано с переносом осадков водой по системам непостоянных ветвящихся водотоков.

В зонах развития ледников распространены лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения. Наиболее характерными отложениями приледниковых озер являются ленточные глины, т. е. глины с тонкой горизонтальной слоистостью. Они образованы в результате сезонного поступления обломочного материала.

Ледник, спускающийся в морской бассейн, при оттаивании сгружает впаянный в лед разнообразный материал, давая начало

морским моренам (аквамореры) и айсберговым накоплениям, морским ледниковым отложениям и морским ленточным глинам. Все они распознаются по присутствию грубообломочных образований среди тонких морских толщ и наличию обломков с характерной ледниковой штриховкой.

В областях развития карбонатных пород нередко возникают разнообразные формы карстового ландшафта (карры, воронки, котловины, карстовые и карстово-эрозионные впадины, полья), которые реконструируются в процессе палеогеографического анализа. Закрытые карстовые формы устанавливаются геофизическими методами, в частности методами электроразведки и изучения магнитных аномалий. При этом определяется не только морфология, но и морфометрия карстового рельефа. В некоторых случаях небольшие карстовые формы (западины, воронки, карры) видны в стенках карьеров и обнажений, сложенных карбонатными породами. Углубления и эрозионные врезы располагаются на поверхности несогласий и перерывов и заполнены рыхлым глинистым материалом.

Отложения пустынь формируются в специфических условиях. Важнейшим геологическим агентом здесь является ветер. Мелкозернистый материал под действием ветра легко удаляется с поверхности и переносится на значительные расстояния. Например, пыль из современных пустынь Африки переносится сильными пассатными ветрами на расстояния около 3000 км.

По особенностям эоловых отложений удается выделять каменистые и песчаные пустыни. Отложения скалистых и каменистых пустынь представлены неокатанным грубообломочным материалом, не имеющим следов транспортировки, так как тонкозернистый материал удаляется при ветровой эрозии. На коренных породах наблюдается пустынный загар и присутствуют пустынные многогранники. Осадки насыщены обломками устойчивых пород. Характерны причудливые формы выветривания.

Отложения глинистых пустынь возникают в пониженных участках, где в период редких, но обильных атмосферных осадков возникают мелкие и быстро пересыхающие водоемы. Здесь образуются такыры, солончаки и соляные блюдца. Присутствуют параллельно-слоистые глинистые и алевритовые илы с прослоями гипсоносных илов и соляных корок. В осадках нередко встречаются рассеянные кристаллы соли.

Среди пустынных осадков в ископаемом состоянии нередко сохраняются отложения пустынных временных потоков (вадей). Они напоминают осадки, переносимые грязевыми потоками. Нередко между отложениями временных потоков присутствуют пласты эолового песка. Состав осадков разнообразный: от галечников с плохо окатанными обломками до переотложенных эоловых песков и глинисто-алевритовых осадков.

Осадки песчаных пустынь формируются под воздействием ветра, переносящего песчаные зерна из отложений различного генетического типа. Характерная особенность эоловых песков — на-

личие матовой поверхности и плотной упаковки зерен. Наиболее важным критерием отнесения отложений к эоловому типу являются седиментационные текстуры, по которым выделяются барханы и дюны. Эоловая косая слойчатость обладает меньшим постоянством углов падения, вызванным изменчивостью направления и силы ветров. Знаки волновой ряби в ископаемом состоянии сохраняются значительно реже. Они формируются на наветренных склонах дюн. Надо учитывать и то обстоятельство, что знаки ряби в большинстве случаев формируются под действием слабых ветров, которые обычно не совпадают с направлением преобладающего ветра.

Современные и древние пролювиальные отложения образуют характерные конусы выноса в местах выхода временных потоков из гор на равнину. Отложения конусов выноса обладают следующими особенностями: вследствие быстрого переноса сохраняется первоначальная форма обломков, сортировка по гранулометрическому составу весьма слабая, происходит смешивание всех фракций осадка — от очень тонких до весьма грубых, отсутствует сколько-нибудь выраженная слоистость, резко выражен полимиктовый состав осадков.

Осадки конусов выноса разнообразны. Это отложения собственно водных и грязекаменных потоков (селей) — массы неотсортированного песчано-глинистого материала с крупными обломками. Отложения конусов выноса в сторону предгорий и равнины постепенно сменяются толщами менее грубых осадков. Среди них большим развитием пользуются осадки водных потоков — покровные пески, алевриты и гравий, осадки заполнения русла временных потоков, прорезывающих ранее образованный конус выноса и инфильтрационные осадки.

Площадь распространения отложений предгорий обычно нешироka, но имеет большую протяженность, так как осадки протягиваются вдоль подножия горных цепей. Состав обломков пролювиальных отложений отражает состав разрушающихся возвышенностей и гор.

Среди континентальных отложений широко распространены аллювиальные образования. Реконструкции древней гидрографической сети тесно связаны с изучением палеорельефа, так как при проведении палеогеоморфологического анализа в процессе изучения как погребенного, так и реконструированного рельефа выделяются линейно вытянутые долинообразные понижения. В ископаемом состоянии хорошо сохраняются погребенные русла, нередко заполненные соответствующими русловыми фациями.

Речные отложения представлены разнообразными генетическими типами пород, которые последовательно замещают друг друга во времени и в пространстве. Выделяются группы отложений русловых, пойменных и старичных площадей. В составе руслового аллювия выделяются перлювий, осадки пристрежневой части, прирусловой отмели и осадки перекатов. Перлювий — это скопление терригенного, иногда крупной размерности материала у подмы-

ваемого берега. К ним относятся переотложенные продукты размыва ложа и бортов русла. Они наращиваются путем последовательного прислонения новых слоев, налегающих сбоку на наклонную поверхность растущей отмели по мере ее смещения в сторону вогнутого берега. В ископаемом состоянии к этому типу осадков относятся внутриформационные брекчии, состоящие из угловатых обломков тех же пород, что и содержащие их аллювиальные отложения.

Пристрежневые осадки — это грубозернистые, реже гравелистые пески с галькой и щебнем коренных пород берега реки. При удалении от стрежневой части они становятся все более тонкозернистыми.

Осадки прирусловой отмели характеризуются значительно большей мелкозернистостью и однородностью строения. Именно в этих осадках возникает косая слоистость, генетически связанная с различным проявлением «дюнной» формы волочения донных осадков. В верхней части прирусловой отмели, где глубины и скорости течения небольшие, а осадки мелкозернистые, возникает серповидная и клиновидная косая слоистость.

Осадки перекатов в зависимости от уровня реки и скорости течения бывают то грубозернистыми (галечники, валуны), то сходными с пристрежневыми или отложениями прирусловой отмели. Для осадков перекатов характерны знаки ряби и следы размыва. Перекаты могут превращаться в речные острова с наземной растительностью. В отложениях кос встречается растительный материал и раковины пресноводных моллюсков.

Наибольшей пестротой характеризуются осадки пойменной части. Они слагаются глинисто-алевритовым и алевритовым материалом. Слоистость тонкая и горизонтальная, но иногда встречается косая и волнистая. На поверхностях напластования имеются отпечатки растительных остатков, а в осадках захоронены кости наземных животных и раковины пресноводных моллюсков.

Наряду с тонким терригенным материалом в старичных отложениях присутствует и биогенный. Большим развитием пользуются глины, обогащенные углистым веществом и пластами торфа и бурого угля.

На характер озерных отложений большое воздействие оказывает климат, определяющий гидрохимический режим и состав органического мира, а также тектонический режим региона, от которого зависят форма, размер и глубина озер, характер берегов и водосборной площади, геологическое строение берегов и характер питания озер жидким и твердым стоком. Наиболее общей чертой озерных осадков является присутствие тонкой горизонтальной слоистости и значительного количества пресноводных моллюсков с тонкой раковиной. Многим озерным осадкам свойственны высокая степень насыщенности органическим материалом и наличие большого количества остатков растительности.

Озерные осадки парагенетически связаны с пойменными, дельтовыми, ледниковыми (флювиогляциальными) и реже пролюви-

альными фациями. Большую роль при диагностике озерных осадков играют метод построения рядов фаций, так как озерные образования через серию переходных отложений сменяются аллювиальными, лагунными и ингрессивными морскими фациями, и анализ органических остатков. Однако в ряде случаев отличить только по органическим остаткам озерные образования от пойменных затруднительно. Лишь площадное распределение пресноводной фауны позволяет определить, являлись ли организмы обитателями речных систем или развивались в озерных водоемах.

Озерные отложения диагностируются по особенностям распределения бора, лития, фтора, стронция, по обедненному составу изотопов углерода, обогащенности тяжелыми изотопами кислорода и сильной изменчивости отношения изотопов серы.

Болота различаются по ряду признаков: 1) геоморфологическому положению; 2) составу растительности; 3) степени обводненности и химическому составу вод. Отложения болот характеризуются преобладанием глинистого материала, резко обогащенного органическим веществом, обилием остатков растительности, присутствием пластов угля и горизонтальной слоистости. Ввиду того, что осадки болот образовались в восстановительных условиях, они обогащены каолинитом, сидеритом, пиритом и вивианитом. Нередко встречаются стяжения и даже прослои железистых соединений.

Обстановки, переходные от континентальных к морским. К таким обстановкам относятся дельты, лагуны и лиманы. Разнообразный комплекс фаций развит в дельтах и вызван сложным сочетанием речных и прибрежно-морских условий. Дельты являются одним из основных ландшафтов морского побережья и состоят из надводных и подводных участков. Осадки формируются в результате участия двух противоположных процессов: аккумуляции и денудации. В пределах дельтовой равнины, расположенной выше уровня моря, главную роль играют речные процессы. Здесь располагаются нижняя часть речной долины и надводная (субаэральная) дельта. Осадки представлены косослоистыми (русловые фации) и горизонтально-слоистыми песками, имеющими знаки ряби, и реже галечниками (осадки действующих рукавов) и более тонкозернистым, но плохо отсортированным материалом, который отлагался между рукавами во время паводков. В условиях влажного климата на водораздельных пространствах (между рукавами) развиваются болота с торфяниками, а в засушливом климате здесь располагаются соленые озера. В первом случае дельтовые осадки перемежаются с торфяниками или обогащенными органическим веществом алеврито-глинистыми слоями, а в засушливом климате среди тонкозернистых осадков нередко встречаются прослои гипса и галита.

Авандельта располагается ниже уровня моря у внешнего края субаэральной дельты. На формирование осадков большое влияние оказывают морские волны и приливы. В авандельте сгружается материал, не успевший отложиться в надводной части

дельты, и здесь накапливаются тонкозернистые алеврито-глинистые плохо отсортированные косослоистые отложения. Русловые фации занимают большие площади.

В пределах авандельты образуются бары и береговые косы, сложенные хорошо отсортированными песками и алевритами, иногда имеются большие скопления ракушняка с эвригалинными организмами. В сторону открытой части моря они сменяются более тонкозернистыми осадками, в которых преобладающую роль начинают играть илы с нормально-соленой фауной. Донный участок дельты (наклонная часть дельты и ее глубоководная часть) находится под водой, и формирование осадков происходит полностью в морских условиях. Тонкозернистые осадки (алевриты, глины, карбонатные илы) слагают косо- и горизонтально-слоистые толщи. Эти осадки более выдержаны по простиранию, чем в других частях дельты. Ввиду того что глубина наклонной части дельты составляет десятки метров, осадки здесь накапливаются в спокойных гидродинамических условиях. В ряде случаев в результате действия сильных донных течений, направленных вдоль континента, происходит частичный размыв осадков. В этой части дельты обитают эвригалинные морские организмы.

Глубоководная часть дельты располагается в районе, где вынос материала реками происходит периодически во время сильных наводнений. Наряду с типично морскими осадками с организмами, обитавшими в условиях нормальной солености, отлагаются продукты речного выноса, содержащие обломки древесины.

Осадки эстуариев близки к осадкам подводной части дельт. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности отложений лагун тесно связаны со своеобразием этих ландшафтных единиц, которые зависят от климата и степени изоляции от открытого моря. Наиболее важными особенностями лагун являются их мелководность и нарушенная соленость. Во влажном климате лагуны большей частью опреснены и довольно часто превращаются в приморские болота. Отличительная особенность осадков опресненных лагун от дельтовых — не только преобладание тонкой горизонтальной слоистости, но и пространственная разобщенность угленосных толщ от прибрежно-морских осадков.

В условиях жаркого аридного климата соленость в лагунах сильно повышается. Этому способствует и значительная изоляция от открытого моря. Органический мир в лагунах представлен немногочисленными сильно угнетенными формами. Наряду с тонким терригенным материалом осаждаются гипсы, ангидриты и соли. Осадки обладают тонкой горизонтальной слоистостью и только в редких случаях, когда сильное волнение и штормы взмучивают донные осадки, возникает волнистая или линзовидная слоистость. В некоторых бассейнах кроме биогенных (органогенно-карбонатных) и эвапоритовых осадков при определенных условиях накапливаются железистые и марганцевоносные осадки. Органогенные отложения состоят из остатков эвригалинных ор-

ганизмов (пелециподы, гастроподы и мшанок) и разнообразных водорослей, в том числе кремнистых и известьвыделяющих.

В застойных участках лагун развиваются восстановительные условия. Здесь образуются сапропелиты. Для лагун влажного тропического климата характерны мангровые болота, в пределах которых формируются торфяники.

Своеобразным строением отличаются осадки, слагающие подводные и надводные валы — бары и косы, отделяющие лагуны от открытого морского бассейна. Они представлены относительно более крупнозернистым и довольно плохо отсортированным материалом, обладающим массивной текстурой. Слоистость косая.

Палеоклиматические реконструкции. Реконструкция климатических условий геологического прошлого осуществляется на основе многочисленных геологических показателей. В их число входят литологические, геохимические, геоморфологические, палеонтологические (палеозоологические, палеоботанические и палинологические) данные. Главным критерием палеоклиматических исследований, способствующих объективным и близким к реальности реконструкциям, является максимальная комплексность, при которой литологические показатели согласовываются и корректируются с данными геохимии и палеонтологии.

Отдельные литологические разности осадочных образований сами по себе служат хорошими показателями климата. Соли, гипсы, ангидриты и седиментационные доломиты образовались в условиях аридного климата, а горючие сланцы и угли — в гумидном климате. Основные типы кор выветривания (латеритные, каолинитовые, каолинит-гидрослюдистые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые и др.) могут рассматриваться как звенья одного типоморфного ряда, производного от баланса тепла и влаги. Даже ассоциация глинистых минералов, а в ряде случаев и минеральный состав песчаных толщ, свидетельствует о климатических условиях. Определенную информацию о климатических условиях прошлого можно получить исходя из распространенности фосфоритов, железных руд осадочного происхождения, кремнистых и карбонатных пород.

Более обоснованно о климатических условиях прошлого можно судить исходя из ассоциаций горных пород, объединенных в литогенетические формации. Так, для тропической и субтропической зон с аридным климатом характерны карбонатная и гипсоносная красноцветная континентальная, эвапоритовая, карбонатно-сульфатная и экстракарбонатная формации. В умеренно теплой зоне аридного климата красноцветная континентальная формация теряет карбонатность и в ней увеличивается количество гипса. Бореальным аналогом карбонатных и гипсоносных красноцветов является формация карбонатных сероцветов.

Обилие влаги в гумидном климате способствует накоплению разных в фациальном отношении осадков. Широко распространена угленосная формация, а также разнообразные моно- и олигомиктовые терригенные формации (кварцевая, кварц-глауконито-

вая и др.). В зависимости от температурного режима в равномерно влажном климате формируются кремнистая, экстракарбонатная, карбонатно-глинистая формации и формация горючих сланцев и битуминозных глин. Для переменно-влажной области характерны слабокарбонатная и бескарбонатная красноцветная, пестроцветная глинистая, глинистая гипсоносная, а также ряд морских литогенетических формаций: глинисто-карбонатная, слабокарбонатная, экстракарбонатная, глинистая слабоугленосная, олигомиктовая и мономиктовая терригенная. В состав последних входят каолинитовые и монтмориллонитовые глины, кварцевые пески и множество аутигенных образований железа, кремнистых, известковых и фосфоритовых конкреций.

На органический мир морей и океанов и на обитателей суши большое влияние оказывают температурный режим и влажность. Исходя из состава органического мира на основе распространенности стенотермной фауны возможна качественная оценка древнего климата. Однако в процессе палеоклиматических исследований необходимо учитывать степень приспособляемости организмов к изменяющимся природным условиям. Палеоклиматические построения, основанные только на результатах палеозоологических, палеоботанических или палинологических исследований, могут привести к существенным искажениям, так как в ископаемое состояние часто попадают организмы из различных ландшафтных областей. Для того чтобы избежать ошибок при палеоклиматических исследованиях, необходимо оперировать не отдельно взятыми организмами, а их сообществами (фаунистические комплексы или растительные ассоциации), которые в целом довольно чутко реагируют на изменения внешней среды. Кроме того, для получения достоверных палеоклиматических выводов необходимо проводить группировку всех исследуемых организмов по ландшафтной принадлежности.

Современная фитогеография суши и зоогеография морей и океанов со всей очевидностью свидетельствуют о том, что каждому термическому поясу соответствуют определенные флористико-фаунистические зоны и области. Следовательно, палеобиогеографические исследования наряду с определением ареалов и этапности развития органического мира дают возможность восстановить и существовавшие климатические условия.

Большую роль при палеоклиматических реконструкциях играют палеотермометрические исследования. Выше мы уже отмечали принципы определения температур среды обитания морских беспозвоночных изотопным и магнезиальным методами. Температурные условия пресноводных бассейнов можно определить на основании применения стронциевого метода. Количественно соотношения кальция и стронция в арагонитовых раковинах современных и ископаемых двустворчатых моллюсков отражают температурные условия в бассейне их развития.

3.4. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

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

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

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

Границы формаций могут не совпадать с поверхностями несогласий и со стратоизохронными уровнями. Иногда формации недостаточно четко отделены друг от друга перерывами и в ряде случаев постепенно переходят друг в друга, что создает дополнительные трудности при их выделении.

Наиболее запутан и сложен принцип наименования формаций. Одни исследователи считают ведущим генетический признак и на основании этого дают наименования тем или иным формациям. Другие на первое место ставят преобладающий тип пород, а третьи — присутствие определенных типов полезных ископаемых. Наряду с этим существуют формации, название которых традиционно вошло в научную терминологию (аспидная, флишевая и молассовая).

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

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

Главными факторами, определяющими облик осадочных формаций, являются следующие: 1) характер тектонического режима в областях размыва и накопления; 2) климатические условия; 3) интенсивность вулканизма. От многократного сочетания перечисленных условий и быстрой изменчивости в пространстве и во времени создается чередование генетических типов пород, входящих в состав формаций. От этих же факторов зависит и общее распределение формаций на земной поверхности.

Классификация формаций проводится по основным геоструктурным элементам земной коры и по стадиям их развития в пределах каждого тектонического цикла. Кроме того, классификация формаций проводится по климатическому режиму, который имеет исключительное значение для континентального и мелководно-морского литогенеза. Вместе с тем необходимо отметить, что классификация формаций может производиться по тектоническим, по климатическим или только по ландшафтным признакам. Это делается довольно часто исходя из направленности и необходимости того или иного вида исследований.

Особое направление в изучении и классификации осадочных формаций составило направление, основанное на учете содержания в них промышленных концентраций определенных видов полезных ископаемых. На этом основании выделяются угленосные, соленосные, фосфоритоносные, бокситоносные, железорудные, латеритные, нефтеносные и целый ряд других формаций. Последовательность при изучении и выделении формаций следующая. Вначале в разрезе производится выделение толщ пород, отличающихся по литологическому составу, разделенных четко выраженными поверхностми напластования, границами перерывов или размывов (стратиграфический перерыв и несогласия). Затем проводится изучение группы пород (ассоциации), входящих в состав выделенного естественного комплекса, т. е. парагенетический анализ. Одновременно определяются и изучаются цикличность строения формации или иные текстурно-структурные признаки. Далее выясняются фациальная природа каждого входящего в состав формации типа пород и их сочетание в разрезе, т. е. осуществляется фациальный анализ. На этом основании определяется генетический тип отложений, устанавливается физико-географическая (ландшафтная) обстановка формирования формации. В заключительной фазе формационного анализа определяются климатический и тектонический режимы времени и места формирования формаций. Таким образом проводятся палеоклиматический и формационно-тектонический анализы.

Теоретическое значение изучения осадочных и осадочно-вулканогенных формаций состоит в возможности восстановления по ним древней тектонической, климатической и ландшафтной зо-

нальности. Практическое значение формационного анализа обусловливается приуроченностью к определенным формациям отдельных видов полезных ископаемых.

3.5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Конечным итогом палеогеографических исследований является составление карт. Они не только иллюстрируют результаты работ, но и помогают понять происхождение ландшафтно-климатических единиц и оценить перспективность территорий на тот или иной тип полезного ископаемого. Палеогеографические карты являются составной частью геолого-поисковых и геолого-оценочных работ и одновременно служат основным документом при обосновании прогноза и характеристики перспективности территорий.

В зависимости от степени обоснованности выделяются палеогеографические карты, схематические карты, схемы и эскизные зарисовки. На первых двух типах карт обязательно должен быть показан фактический материал, положенный в основу выделения тех или иных палеогеографических элементов. В зависимости от масштаба, охваченной территории и задач палеогеографические карты могут быть глобальными, обзорными, региональными и детальными.

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

Наряду с общими, собственно палеогеографическими или литолого-палеогеографическими картами существуют разнообразные специальные палеогеографические карты, связанные со специфическими задачами, которые они разрешают. К числу таких карт относятся палеогеологические, палеотектонические, ландшафтно-климатические, палеовулканические, палеогеоморфологические, палеобиогеографические, палеолимнологические. Имеется ряд вспомогательных карт, которые способствуют обоснованию и детализации палеогеографических карт. Таковы литолого-фациальные, карты распределения мощностей осадочных толщ, карты осадочных формаций.

Разновидностью литолого-палеогеографических карт являются карты физико-географических условий накопления полезных ископаемых. Ныне для различных территорий составлены подобные карты для нефтяных и газовых месторождений, месторождений горючих сланцев и каменного угля, солей и фосфоритов, бокситов, марганца, железных руд и других полезных ископаемых. Палеогеографические карты дополняются литолого-фациальными профилями, на которых можно проследить смену природных обстановок во времени и в пространстве.

Литолого-палеогеографические карты составляются в определенном порядке. Прежде всего в разрезах естественных обнажений и скважин устанавливают и выделяют на изучаемой площади стратиграфическую единицу, отвечающую выбранному интервалу времени или историко-геологическому этапу. Затем изучают и выделяют фации, т. е. осуществляют фациальный и палеоэкологический анализы, устанавливают геохимические условия среды обитания и осадконакопления. Первичным итогом таких работ является литолого-фациальная карта, на основе которой с учетом изучения вещественного состава осадков, их геохимических особенностей и детального палеоэкологического анализа восстанавливаются элементы палеогеографии. Затем проводится палеогеоморфологический анализ в целях определения рельефа земной поверхности, областей сноса и континентального осадконакопления.

Примером региональных палеогеографических карт является «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» (1968—1969). В этом атласе впервые дана полная серия карт в относительно крупном масштабе (1:7 500 000), на которых начиная с раннего протерозоя и по плейстоцен включительно показана физико-географическая обстановка, условия осадконакопления и существования различных организмов для территории Советского Союза.

Литолого-палеогеографические карты несут богатую информацию. Палеогеографические обстановки на картах изображены цветной гаммой. Водные бассейны с нормальной соленостью в зависимости от глубины показаны тонами синего цвета, лагуны и моря с повышенной соленостью — лиловыми, а пониженной солености — зелеными. Денудационные низменности закрашены желтыми, а более возвышенные элементы суши — розовыми и коричневыми цветами. Динамика физико-географических процессов отражена показом направлений сноса обломочного материала, направлений течений рек и т. д. Соответствующими знаками показан первичный состав осадков, присутствующие аутигенные минералы, угленосность, красноцветность, наличие органических остатков, а также крупные месторождения полезных ископаемых осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения. Тектоническая сторона на картах не акцентирована. Показаны только разломы, влияющие на процесс осадконакопления. Это связано с тем, что в атласе имеются специальные палеотектонические карты.

Принципы и методы, разработанные при составлении Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, с необходимыми коррективами могут быть широко использованы для составления литолого-палеогеографических карт различных масштабов и территорий. Необходимые коррективы вносятся в целях детализации отдельных ландшафтных элементов, для конкретизации условий образования осадков, условий обитания организмов, для показа особенностей рудного и аутигенного минералообразования, накопления и сохранения руд и т. д.

Одними из основных палеогеографических карт являются ландшафтно-климатические, которые одновременно отражают главнейшие элементы географической оболочки — ландшафт и климат. Подобные карты составляются на основании использования различных методов палеогеографии: фациального и формального анализов, анализа палеорельефа, палеоэкологических, палеонтологических, палинологических, геохимических, палеобиогеохимических и других методов исследования. Именно комплексное использование практически всех известных методов и методик палеогеографического анализа позволяет составить ландшафтно-климатические карты геологического прошлого.

Эти карты несут большую нагрузку. На них отображаются денудационные и аккумулятивные ландшафты, области развития определенных фаунистических комплексов и растительных ассоциаций. Климатическая нагрузка карт представлена климатическими областями и зонами (экваториальный, тропический, субтропический, умеренно теплый, умеренный и умеренно холодный пояса), количеством атмосферных осадков и характером их распределения (аридный, переменно-влажный и равномерно влажный типы климата).

В нашем учебнике характеристика каждого периода или эпохи фанерозоя сопровождается палеогеографическими схемами континентов, на которых кроме морских бассейнов показаны области континентального осадконакопления, подводного и наземного вулканизма, развития рифов и ледников. Кроме того, показаны границы древних климатических поясов и границы платформенных и геосинклинальных областей.

Основой для построения подобных карт послужили карты, представленные в Атласе литолого-палеогеографических карт мира (1984, 1989) масштаба 1:60 000 000. Ввиду того что помещенные в учебнике карты сильно схематизированы, мы рекомендуем для углубленного изучения истории развития Земли и отдельных континентов на протяжении позднего докембрия и фанерозоя пользоваться картами атласа.

С возрождением идей мобилизма и развитием палеомагнитных исследований стало возможным составление палеогеографических карт не на современной, не отвечающей былому расположению континентов и былым контурам океанов, а на основе, им соответствующей. Такие карты получили название палинспастических. Они составляются для эпох начиная со среднеюрской по данным картирования линейных магнитных аномалий в современных океанах, а для более ранних эпох — по данным положения континентальных блоков на основании изучения остаточной намагниченности горных пород соответствующего возраста. Поскольку достоверность последних определений понижается с увеличением возраста, снижается и достоверность подобных реконструкций. Палиспастические карты обычно достаточно схематичны и составляются в глобальном или региональном масштабе.

ЧАСТЬ II.

ДРЕВНЕЙШАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

ГЛАВА 4. ВОЗНИКНОВЕНИЕ ЗЕМЛИ И ДОАРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ

Земля является одной из 9 планет Солнечной системы, причем относительно небольшой. Для того чтобы представить себе эволюцию Земли как планеты, понять ее геологическую историю, необходимо рассмотреть ее место в Солнечной системе и обсудить существующие концепции формирования последней, которые содержат в себе, пожалуй, больше вопросов, чем исчерпывающих ответов, несмотря на все усилия, предпринятые в этом направлении большой группой исследователей различных специальностей.

4.1. ОБРАЗОВАНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

В настоящее время установлено, что Вселенная, в которой расположена наша Солнечная система, сформировалась между 10 и 18 млрд лет назад, т. е. Вселенная в два раза старше Солнечной системы. Причиной ее образования мог быть гигантский взрыв вещества, породивший облачные скопления водорода и гелия. В результате сжатия этих скоплений, вызвавшего разогрев внутренних зон «облаков» до температуры в миллионы градусов, образовались звезды. Слияние ядер водорода вызвало термоядерный процесс, инициировавший в свою очередь формирование гелия, углерода, кислорода и других элементов. Эволюция звезд на протяжении почти 18 млрд лет шла по пути распада и образования новых звезд. Однако рассуждения о возникновении последних пока не выходят за рамки гипотез. В этом ряду стоит и событие, случившееся 4,6 млрд лет назад, приведшее к образованию Солнечной системы в Галактике Млечного Пути — одной из множества галактик Вселенной, удаленных друг от друга на десятки миллиардов световых лет.

Солнечная система располагается примерно в 3/5 расстояния от центра Галактики Млечного Пути, скрытого от наблюдений скоплением межзвездной пыли. Именно поэтому мы видим край Галактики в виде полосы звезд, огромное количество которых впервые предположил Галилей еще в 1610 г.

Рождение Солнечной системы могло развиваться по следующему сценарию, наиболее проработанному в настоящее время. Он предполагает воздействие какой-то силы на протопланетное об-

лако межзвездного вещества с массой около 100 000 солнечных масс. Плотность газово-пылевой туманности составляла от 10 000 до 1 млн молекул на 1 $см^3$. Температура не превышала 20—100 К (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Иными словами, туманность была холодной. Полагают, что состав вещества, слагавшего облако, был очень близок к составу метеоритов — углистых хондритов (С1), но присутствие в метеоритах минералов с разной температурой плавления говорит о том, что вещество облака имело, по-видимому, сложную историю. Во время взрыва сверхновой звезды под действием ударной волны межзвездное вещество начало сжиматься. Либо в этом межзвездном веществе уже существовали различные химические элементы и их изотопы, образовавшиеся при формировании звезд задолго до взрыва, либо в самой взорвавшейся звезде за счет ядерных реакций происходил синтез всех известных химических элементов. В результате воздействия ударной волны протопланетное вещество стало сжиматься, уплощаться и превратилось в линзовидный диск, в центре которого образовалась новая звезда.

Вследствие сжатия температура стала быстро увеличиваться, достигнув за несколько миллионов лет 10—15 млн градусов. При замедлении скорости вращения линза превратилась в тонкий диск, он и далее уплощался, частицы вещества сближались и слипались, образуя планетезимали — зародыши планет, а центральная звезда превратилась в Солнце, в котором шли термоядерные реакции. Это событие произошло около 4,6 млрд лет назад, хотя возможный интервал составляет от 4 до 6 млрд лет. Этот возраст ныне подтвержден определением возраста зерен цирконов в метеоритах.

Таким образом, изложенный выше сценарий допускает возникновение планет из межзвездной пыли, находившейся в гигантских кольцах, окружавших Солнце. Так как кольца взаимно притягивались друг к другу, то планетезимали объединялись в сгустки, которые в конце концов испытали слипание, превратившись в планеты. Подобный процесс формирования Солнечной системы поддерживается большинством астрономов и астрофизиков, несмотря на отдельные расхождения в трактовке тех или иных событий.

Солнце представляет собой обычную звезду, которая содержит 99,8% общей массы Солнечной системы, диаметром около 40 астр. ед. Неудивительно, что 0,2% ее массы, представленной планетами, испытывает притяжение Солнцем. Имея внутри температуру порядка 10 млн градусов, а на поверхности около +5600 °С, Солнце создает возможность существования жизни на Земле, и для нас оно, конечно, является исключительной звездой. Термоядерного горючего—водорода у Солнца хватит еще на 5 млрд лет. Солнце начнет в будущем сжиматься, особенно его внутреннее гелиевое ядро, тогда как внешние слои станут расширяться, и оно превратится сначала в «красного гиганта», а затем — в «белого карлика», пройдя обычный путь эволюции звезд.

4.2. ОБРАЗОВАНИЕ ПЛАНЕТ, КОНДЕНСАЦИЯ И АККУМУЛЯЦИЯ МЕЖЗВЕЗДНОГО ВЕЩЕСТВА

Как сказано выше, конденсация межзвездной пыли привела к формированию гигантских колец вокруг Солнца, из которых и возникли планеты. Мы можем лишь строить догадки о том времени, когда, вскоре после своего рождения, Солнце было особенно активным и его масса очень быстро уменьшалась за счет разноса вещества солнечным ветром. Эта аномальная активность, по данным астрофизиков, длилась всего около 1 млн лет. Быстрый вынос летучих элементов из внутренних частей Солнечной системы был следствием мощных вспышек на Солнце и солнечного ветра. Несмотря на этот процесс, в околосолнечных сферах осталось достаточное количество летучих, позволившее сформироваться Земле. Естественно, что планеты, находившиеся вблизи Солнца, ныне относимые к земной группе, т. е. Меркурий, Венера, Земля и Марс, сформировались в более горячих условиях, нежели внешние планеты.

Существует довольно много моделей, рассматривающих превращение колец диска из межзвездного вещества в планеты. Однако все их разнообразие может быть сведено к двум основным моделям. По одной из них, кольца, окружающие Солнце, распадаются на крупные части, которые, сжимаясь, превращаются в планеты. Согласно другой модели, в кольцах межзвездной пыли происходит слипание, «склеивание» частиц, образующих подобие снежного кома — прообраза будущих планет, которые впоследствии сжимаются. Под действием центробежной силы легкие частицы с внешней стороны диска уносятся в пространство, тогда в плоскости колец диска частицы также будут перемещаться наружу, а самые внутренние части колец, притягиваясь к Солнцу, падают на него, после чего диск приобретает массу, близкую к массе реальных планет.

Таким образом, различие двух моделей состоит в том, что в одной из них огромные шары протопланет коллапсируют до размеров современных планет, а в другой — слипание планетезималей приводит к формированию таких же по массе планет. В последнее время наметилась тенденция объединения этих моделей в одну, способную удовлетворительно объяснить особенности планет внутренней и внешней групп. Для первой группы планет предпочтительнее выглядит модель слипания планетезималей, тогда как образование внешних планет-гигантов лучше объясняется протопланетной моделью. Различие в составе внешних планет, которые состоят преимущественно из водорода, кислорода, углерода и в меньшей степени из силикатов, тогда как во внутренних планетах последние преобладают, хорошо согласуется с их большей удаленностью от Солнца, очень низкой температурой и меньшей силой притяжения. Именно вследствие низкой температуры происходит конденсация в виде твердого вещества метана, аммиака и воды. Так как льды из этих веществ обладают меньшей плот-

ностью, чем силикаты, внешние планеты характеризуются малой плотностью и огромными размерами.

По мнению некоторых исследователей, начиная с В. С. Сафронова (1969), процесс превращения диска межзвездной пыли в сгустки планет произошел очень быстро и занял около 100 млн лет. Поскольку объектом изучения для нас является Земля, то нам далеко не безразлично, каким путем и в какой интервал времени произошло ее разделение на оболочки-геосферы.

В настоящее время существуют две основные теории, которые все больше сближаются, дополняя друг друга. *Модель гомогенной аккреции* предполагает, что из межзвездного, хорошо перемешанного вещества образовались первично гомогенные планеты Солнечной системы и лишь впоследствии, эволюционируя, они приобрели структуру, состоящую из ряда оболочек, которые мы и наблюдаем, например, на Земле (ядро, мантия, кора). Однако этой моделью не так просто объяснить наличие метеоритов разного состава — каменных, железных и железокаменных. Весьма проблематичной с точки зрения первоначально гомогенной Земли остается формирование ее геосфер в процессе дифференциации, когда изначально холодная Земля начала разогреваться, в результате чего выделилось железное ядро и силикатная мантия. Определенные ограничения на эту концепцию накладывает слишком маленький промежуток времени между образованием Солнечной системы (4,6—4,7 млрд лет), возрастом наиболее древних лунных пород (4,5—4,6 млрд лет), а также метеоритов и древнейших гранитоидов на Земле (около 4 млрд лет), что практически не оставляет времени для дифференциации.

Модель гетерогенной аккреции, впервые предложенная в 1967 г. Э. В. Соботовичем, А. П. Виноградовым, а также А. Рингвудом из Австралии и К. Турекяном и С. Кларком из США, объясняет указанные выше трудности, и суть ее заключается в том, что геосферы Земли формировались одновременно с ее образованием и аккреция планетезималей проходила вместе с конденсацией газово-пылевой туманности, сопровождавшейся понижением температуры. В результате процесса фракционирования наиболее высокотемпературная фаза, состоящая из железных планетезималей, практически не содержащих радиоактивных элементов, образовала ядро Земли. И только после того, как железные планетезимали почти исчерпались, начали слипаться планетезимали типа каменных метеоритов, состоящих из различных алюмосиликатов. Чем больше внешние оболочки Земли «нарастали» на внутренних сферах, тем больше в них содержалось радиоактивных элементов, так же как и у Луны.

Одновременно с образованием оболочек Земли происходила их дифференциация, имевшая экзотермический характер, а так как мантия, по мере ее нарастания, служила все более эффективным теплоизолирующим экраном, то вследствие перегрева внешнее ядро приобрело пластичное состояние. По мнению Э. В. Соботовича (1979), расплавление внешней оболочки ядра началось еще

тогда, когда планетезимали соударялись с орбитальной скоростью, достаточной для плавления их приповерхностного слоя. Иными словами, причиной плавления была кинетическая энергия сталкивающихся и слипающихся железных планетезималей. По-видимому, и после образования ядра процесс дифференциации продолжался, вызывая перераспределение металлической и алюмосиликатной фаз, в результате которого и сформировалась расслоенная структура Земли. Важно подчеркнуть, что, согласно изложенным выше моделям аккреции, время образования ядра не должно превышать первые сотни миллионов лет.

В этот же временной интервал сформировались протомантия и протокора. Возникшая на основе последней земная кора является уже продуктом достаточно длительной дифференциации первичных верхов мантии и коры, которые, будучи наиболее обогащенными радиоактивными элементами, могли подвергаться процессам многократного переплавления и метаморфизма. Важную роль в разогреве коры играла метеоритная бомбардировка Земли, особенно сильная в период 4,3—3,8 млрд лет назад, но с кульминацией около 4,0 млрд лет, которая и способствовала ее усиленной дегазации.

С Землей неразрывно связан ее спутник — Луна, происхождение которой объясняется несколькими гипотезами, но важно помнить, что Луна сформировалась не позднее 4,2 млрд лет назад, что состав ее пород очень похож на состав земной мантии и что у Луны нет магнитного поля и железного ядра. Существующие гипотезы предполагают: 1) образование Луны из того же газово-пылевого облака одновременно с Землей; 2) отрыв Луны от Земли на ранней стадии формирования последней; 3) захват Луны как постороннего тела Землей; 4) скользящий удар о Землю космического тела размером с половину Земли и выброс вещества мантии Земли в околоземное пространство с последующим формированием Луны из этого вещества. Последняя гипотеза пользуется сейчас большой популярностью.

Таким образом, Земля как планета сформировалась около 4,6 млрд лет назад. С момента начала сжатия облака межзвездного вещества газово-пылевой туманности под воздействием вспышки сверхновой звезды прошло около 0,5 млрд лет, а может быть, и меньше. За этот временной интервал сформировались основные земные протосферы и началась та часть истории Земли, длительностью 0,5—0,6 млрд лет, которая скрыта от исследователей, так как возраст древнейших пород не превышает 4,0 млрд лет.

4.3. ДОАРХЕЙСКИЙ (ГАДЕЙСКИЙ) ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Что происходило с нашей планетой и особенно с ее верхней оболочкой в течение первого полумиллиарда лет с начала ее формирования и до появления тех пород, абсолютный возраст которых ближе к рубежу 4,0 млрд лет (уже есть цифры в 3,96 млрд

лет)? К сожалению, об этом этапе у нас почти нет каких-либо фактических данных и все построения базируются лишь на общих соображениях и на сравнительном анализе с другими планетами и особенно с Луной, где сохранились следы примерно этого же или несколько более позднего временного интервала.

Наиболее правдоподобная на сегодняшний день картина самого начального, после рождения, периода жизни Земли может быть представлена следующим образом. На поверхности Земли формировалась кора из «насыпного» материала, типа лунного реголита, который будучи достаточно мощным (до десятков метров), служил хорошим тепловым экраном, что способствовало разогреванию протокоры за счет распада радиоактивных элементов. В это же время земная поверхность подвергалась непрерывной бомбардировке планетезималями разного размера, в том числе и очень большими, после удара которых кора мгновенно нагревалась и могли появляться настоящие магматические расплавы. Особенно интенсивная бомбардировка имела место около 4,0 млрд лет назад. В это время пейзаж поверхности Земли мог напоминать современный пейзаж Луны. В ударных кратерах возникали лавовые озера, но скорее всего они быстро застывали, так как не было глубинных магматических очагов, которые бы их подпитывали.

Тепловой режим Земли на ранних стадиях ее формирования также можно лишь предполагать, как и ее тектоническую активность. Несомненно, что помимо метеоритной бомбардировки поверхности важную роль в термическом разогреве первично холодной Земли играл процесс гравитационной дифференциации земного вещества, который должен был привести к его расслоению с образованием тяжелого ядра и более легкой силикатной коры. Повышение температуры обеспечивалось распадом радиоактивных элементов и очень сильным приливным взаимодействием в системе Земля—Луна.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что в период метеоритной бомбардировки в верхней оболочке Земли могли возникать обширные участки плавления. Мы не знаем, какие при этом возникали породы, но скорее всего они отвечали базальтам в широком смысле этого слова. Не исключено, что в основании подобных огромных лавовых покровов могли образовываться анортозиты, как это мы наблюдаем на Луне.

Базальты, андезитобазальты, анортозиты, вероятно, слагали первичную земную кору. Эта кора, возможно, имела, как считает А. А. Маракушев (1992), состав эвкритов — пироксен-плагиоклазовых метеоритов, но она не сохранилась. По крайней мере поиски реликтов этой протокоры до настоящего времени не увенчались успехом. Недаром В. Е. Хаин назвал эту кору призрачной — фантомной.

Дискуссионным является вопрос о присутствии и составе атмосферы и гидросферы Земли в период становления протокоры. Сравнение Земли с Луной на ранней стадии предполагает отсут-

ствие атмосферы. Но есть и другая версия, которая предусматривает высокие температуру и давление на поверхности Земли и атмосферу, похожую на венерианскую, состоящую в основном из углекислого газа и отличающуюся большой плотностью.

Во время начальных стадий образования Земли все химические элементы, которые впоследствии вошли в состав гидросферы и атмосферы, находились в твердом веществе первичной Земли в связанном состоянии. Только начавшееся плавление верхней оболочки и появление базальтовых магм привело к образованию водяных паров и газов, выделявшихся из мантии при вулканических процессах.

Протоатмосфера, формировавшаяся за счет дегазации мантии, состояла из H_2O, CO_2, CH_4, CO, H_2S, SO_2, HCl, HBr, HF, Ar, H и целого ряда других газов и соединений, частично растворившихся в воде протоокеанских бассейнов, с которой еще тонкая атмосфера должна была находиться в равновесии. Все это предопределило одну из важнейших особенностей нашей планеты, а именно существование гидросферы и атмосферы с самых ранних стадий ее развития, хотя воды и было еще мало и состав ее несколько отличался от современного — воды были хлоридными и бессульфатными. А. П. Виноградов (1962) отмечал, что с самого рождения вóды океанов уже были солеными и дегазация мантии ответственна за содержание анионов в морской воде, в то время как катионы поставлялись за счет разрушения, эрозии горных пород.

По мнению О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова (1989, 1991, 1993), в ранний период, вследствие близкого расположения Луны к Земле, из-за огромных приливов на последней происходили непрерывные и очень сильные землетрясения, которые оказывали разрушительное воздействие на любой расчлененный рельеф, нивелируя его.

Таким образом, более 0,5 млрд лет ранней истории Земли может быть восстановлено только на основании косвенных данных и умозрительных предположений. Безусловно, все наши соображения на этот счет могут быть изменены, если мы получим какие-либо новые данные. Далека от ясности проблема степени влияния метеоритной бомбардировки Земли, результаты которой до конца еще не оценены, и гипотетичны представления о первичной коре, атмосфере и гидросфере.

ГЛАВА 5. АРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ

5.1. ОБЩЕЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ

Американский геолог Дж. Дэна в 1872 г. наиболее древние метаморфические образования назвал *архейскими* (греч. «археос» — древний). Вслед за ним В. Эммонс в 1888 г. выделил верхнюю часть древнейших толщ под названием *протерозой* (греч. «про-

терос» — первичный, «зоэ» — жизнь). В том же году Международный геологический конгресс узаконил такое разделение докембрийских отложений на архейские и протерозойские. В 1889 г. Ч. Уолкоттом в верхней части протерозоя был выделен альгонк. Следует отметить, что в это время для фанерозойских отложений уже была разработана шкала, очень близкая к современной. В 1894 г. Э. Реневье опубликовал эту шкалу в так называемом хронографе.

Необходимо помнить, что докембрий охватывает 3,5 млрд лет истории Земли, если не считать «догеологическую» стадию ее развития от момента образования планеты 4,6 млрд лет назад до 4,0 млрд лет, о которой практически ничего не известно. Сложность расчленения докембрия заключается в том, что в этот огромный промежуток времени не существовало таких групп организмов, которые испытывали бы быстрое развитие, что является непременным условием зональной стратиграфической шкалы — основы расчленения отложений фанерозоя.

Поэтому для расчленения докембрия, как показал М. А. Семихатов, используются три различных подхода: 1) структурно-вещественный, использовавшийся в основном на ранних стадиях изучения докембрийских отложений; 2) хронометрический, основанный, по существу, на примате времени как такового; 3) хроностратиграфический, наиболее обычный и традиционный для расчленения фанерозойских отложений, когда выделяются стратотипы, учитывающие особенности напластования, последовательность, соотношения слоев и анализ органических остатков. Последние, как известно, в докембрии распространены слабо, а главное, они не подвержены быстрой изменчивости.

Исходя из сказанного, наиболее перспективным методом расчленения докембрийских отложений, по мнению М. А. Семихатова, является историко-геологический с обязательным использованием изотопной геохронологии, значение которой особенно возрастает в архее. Данные радиометрического возраста помогают не только установить пределы границ того или иного подразделения, но и проследить их на площади. Необходимо подчеркнуть, что при использовании структурно-вещественного подхода к расчленению докембрия мы сталкиваемся с введением в шкалу явно диахронных подразделений, а не изохронных, что, конечно, предпочтительней.

В настоящее время известны, по существу, две шкалы расчленения докембрийских отложений, используемых в практической работе. С одной стороны, это стратиграфическая шкала докембрия Северной Евразии, принятая на совещании по общим вопросам расчленения докембрия в Уфе в 1990 г., с другой — шкала докембрийского времени, одобренная Международной стратиграфической комиссией и Международным союзом геологических наук и предложенная Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия в 1988 г. Сравнительный анализ этих шкал показывает, что в Международной шкале архейский эон не преду-

сматривает подчиненных подразделений, а протерозойский эон разделяется на три эры. В нашей шкале архейская акротема разделена на две эонотемы, а протерозойская акротема на две эонотемы, нижняя из которых подразделяется, в свою очередь, на две эратемы. В 1991 г. Международная подкомиссия по стратиграфии докембрия рекомендовала разделить архей на 4 эры: эо-, палео-, мезо- и неоархей с рубежами 3,6; 3,2 и 2,8 млрд лет. Обе шкалы показаны в табл. 5.1.

Описывая события 7/8 истории Земли, следует помнить о некоторой условности и спорности расчленения докембрийских образований.

Учитывая все сказанное выше, а также важнейшие события, происходящие в докембрийское время, мы рассматриваем архей, разделяя его на три подразделения: ранний (4,0—3,5 млрд лет), средний (3,5—3,0) и поздний (3,0—2,5 млрд лет). В протерозойской акротеме предпочтительнее выделение трех эонотем: нижней, средней и верхней, причем нижний рубеж последней 1,0 млрд лет, а средней — 1,9—2,0 млрд лет.

5.2. РАННИЙ АРХЕЙ (4,0—3,5 млрд лет)

Раннеархейский этап развития Земли охватывает промежуток времени от 4,0 до 3,5 млрд лет, т. е. порядка 500 млн лет, что вполне сравнимо со всем фанерозойским эоном. Следует еще раз подчеркнуть, что верхний и особенно нижний пределы этого интервала являются не очень четкими, что связано с трудностями определения абсолютного возраста пород.

Выделение древнейшего этапа в истории Земли, следы которого уже запечатлены в горных породах, связано с проблемой комплекса, относящегося к так называемым «серым гнейсам», впервые установленным на Канадском щите Северо-Американской платформы около 25 лет назад, хотя термин «серые гнейсы» уже давно употреблялся в Швеции. Породы этого комплекса представлены различными гнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава с включениями метавулканитов, метаосадочных пород, амфиболитов, иногда железистых кварцитов, а также кристаллическими сланцами. Тоналиты и трондьемиты — это средние по составу интрузивные породы из ряда гранодиорита — диорита. Их эффузивными аналогами являются анезиты и дациты, поэтому нередко считается, что породы комплекса «серых гнейсов» в целом близки андезитодацитовому или даже дацитовому составам. В «серый гнейсах» отмечается преобладание Na над K, относительно высокое содержание: Ni, V и Cr, низкое — U, Th, Rb, Ti и очень низкое соотношение изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,699—0,701. Таким образом, понятие «серые гнейсы» является сборным; к ним относятся древнейшие из известных на Земле породы, до метаморфических преобразований представленные эффузивными, интрузивными и гораздо реже осадочными породами. Следовательно, «серые гнейсы» — это полигенетический комплекс. Напомним, что

Таблица 5.1

Международная шкала*

Эон	Эра	Период
основание кембрия		
Протерозой	неопротерозой	—650 —850
	1000	
	мезопротерозой	—1200 —1400
	1600	
	палеопротерозой	—1800 —2050 —2300
	2500	
Архей	Верхний	
	3000	
	средний	
	3500	
	нижний	
	4000	

Шкала Северной Евразии

Акротема	Эонотема		Эратема	Система
основаиие кембрия				
Протерозой	верхний	рифей	венд	верхний нижний
			650±20	
			верхний (каратавий)	
			1000±50	
			средний (юрматинний)	
			1350±50	
			ннжний (бурзяний)	
		—1650±50		
	нижний (карелий)		верхний карелий	
			1900±50	
— 2500±50 —			нижний карелий	
Архей	Верхний			
	—3150±50			
	Нижний			

* Расчленение архея отличается. В Международной шкале архей не расчленен.

возраст комплексов «серых гнейсов» превышает 3,3—3,5 млрд лет, но и эти цифры нередко являются омоложенными. Поэтому под комплексом «серых гнейсов» часто понимают наиболее древние породы, известные в пределах щитов платформ.

Распространение комплексов «серых гнейсов» в различных регионах Мира

Наиболее древние породы на земном шаре теперь известны практически на всех крупных платформах как северного, так и южного рядов (рис. 5.1). Чтобы попытаться реконструировать обстановки времени формирования этих древнейших пород, необходимо рассмотреть строение и структуру наиболее представительных районов распространения «серых гнейсов».

Комплекс «серых гнейсов» платформ северного ряда

Древнейшие породы в пределах платформ северного ряда развиты на Северо-Американской, Восточно-Европейской, Сибирской и Китайско-Корейской платформах, где они обнажаются в пределах щитов — выступов фундамента этих платформ.

На *Северо-Американской платформе* наиболее древние датированные породы обнажаются на Канадском щите в районе оз. Верхнего, на п-ове Лабрадор, юго-западе Гренландии и в провинции Слейв на западе щита. В первом из них, где архейские образования занимают самую большую площадь, в долине р. Миннесота, известны породы с возрастом 3,5—3,7 млрд лет по данным Rb—Sr и U—Pb методов. Они представлены гнейсами тоналитового состава с отдельными блоками и включениями гранулитов — пород высокой степени метаморфизма.

В субпровинции Унгава, на побережье Гудзонова залива, и в некоторых других местах провинции оз. Верхнего развиты поля гранулитов, возраст которых превышает 3 млрд лет, однако их истинный возраст может быть древнее, так как они подстилают более молодые зеленокаменные пояса. Так что эти гранулиты могут быть одновозрастны с комплексом тоналитовых гнейсов, сформировавшихся в основном по изверженным породам.

В другой части Канадского щита, на п-ове Лабрадор, в области развития более молодых раннепротерозойских пород, располагается полоса ортогнейсов (гнейсов, сформировавшихся по интрузивным породам) провинции Нейн. Эти кварц-полевошпатовые тоналитовые «серые гнейсы» с включениями основных эффузивов и осадочных пород местами прорываются дайками основных пород, превращенных в амфиболиты. Абсолютный возраст гнейсов Rb—Sr методом оценивается в 3,6 млрд лет.

Третий район развития древнейших пород комплекса «серых гнейсов» — это юго-западная Гренландия, где общая площадь выходов архейских толщ превышает 120 000 км^2, однако еще бóльшая их часть перекрыта ледником. В этом районе развит

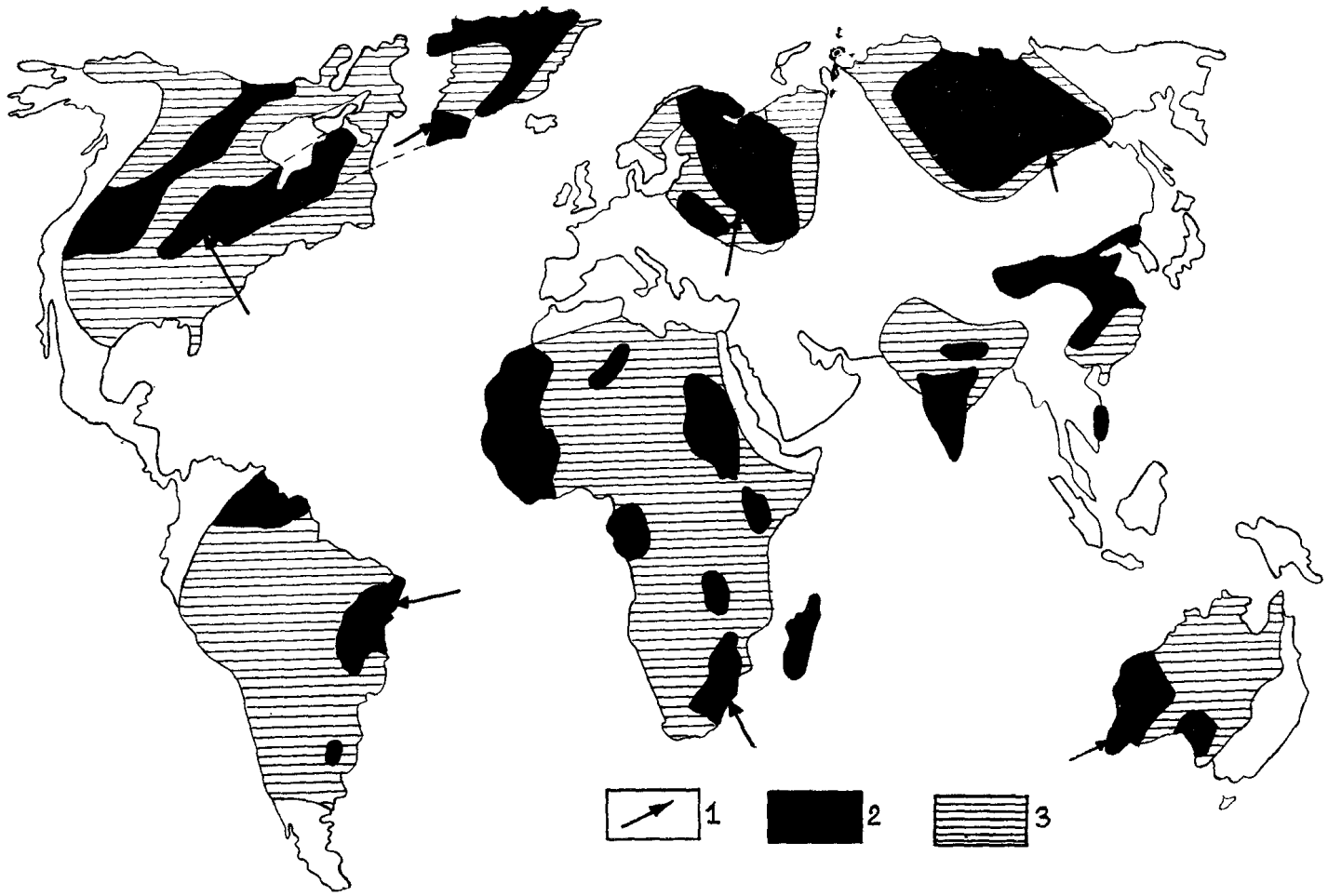


Рис. 5.1. Архейские протоплатформы и раннепротерозойские подвижные пояса в составе фундамента древних платформ (по В. Е. Хаину):

1 — стрелки показывают местонахождение «серых гнейсов» — древнейшей континентальной коры; *2* — архейские протоплатформы; *3* — раннепротерозойские подвижные пояса

знаменитый комплекс Исуа, в состав которого входят: амфиболиты, образовавшиеся за счет основных вулканитов; метариолиты; метаосадочные породы: железистые кварциты; конгломераты, в гальках которых присутствуют кварциты; дуниты. Комплекс Исуа залегает по периферии гнейсового купола Амитсок, состоящего из кварц-полевошпатовых тоналитовых разностей гнейсов, обладающих полосчатой или очковой текстурой. Радиометрический возраст гнейсов Амитсок и комплекса пород Исуа, определенный Pb—Pb, U—Pb и Sm—Nd методами, составляет 3,7—3,8 млрд лет, т. е. это одни из древнейших пород на земном шаре. И гнейсы Амитсок, и породы Исуа прорываются дайками метабазитов Амералик. В этом же районе развит более молодой комплекс гнейсов Нук, R—Sr изохронный возраст которых равен ~3,0 млрд лет, т. е. они значительно моложе комплексов Амитсок и Исуа, а также толща Малене, состоящая из амфиболитов и кварцевых парагнейсов, вмещающих пластовые интрузии анортозитов.

Все описанные выше породы очень сильно дислоцированы и образуют тектонические покровы, причем один эпизод формирования покровов предшествовал образованию гнейсов Нук, а второй — произошел позднее. Метаморфизм всех упомянутых образований имел место в интервале 3,0—2,85 млрд лет и не превышал амфиболитовой фации. Только местами процессы происходили в условиях более высоких ступеней метаморфизма — гранулитовой фации.

Таким образом, в Гренландии развит один из древнейших комплексов земной коры — раннеархейский, часть которого безусловно относится к «серым гнейсам», а другая — скорее характерна для зеленокаменных поясов (Исуа, Малене), о которых речь пойдет ниже. Однако контакты между этими образованиями в основном тектонические и очень трудно понять их истинные возрастные соотношения.

Сравнительно недавно на западе Канадского щита, в провинции Слейв, был обнаружен еще один район развития древнейших пород. Это гнейсы Акаста с возрастом 3,96 млрд лет — древнейшим из достоверно установленных на Земле.

На Восточно-Европейской платформе комплекс «серых гнейсов» обнажен в пределах Балтийского и Украинского щитов. В первом из них фрагменты этого комплекса достоверно установлены в Карелии и предположительно на Кольском полуострове, на его северо-восточном побережье и в центральной части. Древнейший субстрат всех более молодых отложений слагается ортометаморфическими плагиогнейсами, амфиболитами, метавулканитами, как правило, андезитового состава. Эти образования прорываются различными гранитоидами — диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами, тоналитами, — в которых присутствуют ксенолиты более древних гнейсов. Все эти гранитоиды характеризуются цифрами абсолютного возраста 3,2—3,1 млрд лет.

В центре Кольского полуострова, в Кейвской зоне, обнажается плагиогранитогнейсовый фундамент, отвечающий по своим харак-

теристикам комплексу «серых гнейсов». В Карелии и восточной Финляндии комплекс основания сохранился лишь в отдельных местах, так как в позднем архее он был интенсивно гранитизирован, и представлен амфиболитовыми, пироксеновыми, биотит-плагиоклазовыми гнейсами, тоналитами и гранулитовыми породами, которые обладают ярко выраженной натровой специализацией и характеризуют изверженные породы среднего состава, близкие в целом к андезитам. Возраст «серых гнейсов» U—Pb изохронным методом определен в Мурманском блоке в 3,13 млрд лет, Sm—Nd методом — в 3,2 млрд лет, но в Карелии уже есть определения U—Pb методом в 3,3 млрд лет.

На Украинском щите древнейшие породы обнажаются в трех субмеридиональных блоках: Среднеприднепровском, Орехово-Павлоградском и Подольском. Наиболее представительны из них породы, слагающие аульский комплекс в Среднеприднепровском блоке, который подстилает более молодые зеленокаменные образования конкско-верховцевской серии. Аульский комплекс представлен биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, а также роговообманковыми сланцами и амфиболитами. Радиометрический возраст комплекса оценивается в 3,7±0,1 млрд лет. В других блоках также развиты гнейсовые и гранитогнейсовые комплексы, кристаллические сланцы, амфиболиты и гранулиты, возраст которых явно превышает 3,0 млрд лет.

Таким образом, на Украинском щите, как и на Балтийском, древнейшие натровые серогнейсовые комплексы являются фундаментом для более молодых архейских, типично зеленокаменных серий пород, в которые они местами включены только фрагментами. Все породы этого комплекса основания подверглись неоднократной гранитизации, метаморфизму и очень сильным деформациям. Несомненно, что «серые гнейсы» присутствуют и в пределах фундамента Русской плиты, где они перекрыты чехлом фанерозойских отложений, но обнаружение их — дело будущих исследований, хотя попытки их выделения по данным бурения уже предприняты.

На *Сибирской платформе* серогнейсовые комплексы были обнаружены 10—12 лет назад. По данным В. И. Кицула и его коллег, они слагаются биотитовыми гнейсами, гранитогнейсами, плагиогнейсами, а также эндербит-чарнокитовой формацией, т. е. преимущественно гиперстеновыми гранитами, обнажающимися в центральной части Алданского щита и подстилающими более молодую архейскую иенгрскую серию. Радиометрический возраст «серых гнейсов», определенный Pb—Pb методом, составляет около 3,4—3,5 млрд лет. Породы, представленные различными гнейсами, которые можно отнести к древнейшему основанию, в последнее время предполагаются на Анабарском массиве Сибирской платформы, а также в пределах ее обрамления: на Енисейском кряже и Омолонском массиве (3,4—3,5 млрд лет). Практически везде комплекс «серых гнейсов» образует куполовидные структуры, обрамляемые более молодыми зеленокаменными поясами.

В пределах *Китайско-Корейской платформы* известны «серые гнейсы» с возрастом 2,9 и 3,3 млрд лет, которые входят в состав периферических участков архейских гранитогнейсовых куполов. Определения радиометрического возраста включений в «серых гнейсах» по цирконам U—Pb методом дали цифры в 3,67—3,65 млрд лет. Следует отметить, что кроме гнейсов, амфиболитов и метавулканитов в состав древнейшего комплекса входят железистые кварциты и мраморы.

Комплекс «серых гнейсов» платформ южного ряда

На платформах южного ряда — Южно-Американской, Африканской, Индостанской, Австралийской и Антарктической — древнейшие образования типа комплекса «серых гнейсов» распространены во многих местах щитов этих платформ.

На *Южно-Американской платформе* подобные породы известны в пределах Гвианского и Бразильского щитов. В первом из них комплекс Иматака в бассейне р. Ориноко сложен орто- и парагнейсами, гранулитами, а материнскими породами части из них служили изверженные породы среднего состава, близкие диоритам и андезитам с возрастом более 3,4 млрд лет, но претерпевшие повторное метаморфическое омоложение в позднем архее — раннем протерозое.

На Бразильском щите в ряде мест развиты кварц-полевошпатовые и биотитовые ортогнейсы, гранитогнейсы, чарнокиты (гиперстеновые граниты), а также первично осадочные породы, превращенные в парагнейсы, кварциты и железистые кварциты — джеспилиты. Радиометрические датировки этих образований, подстилающих более молодые зеленокаменные толщи, колеблются от 3,5—3,4 до 3,2—3,1 млрд лет.

Африканская платформа характеризуется серогнейсовыми комплексами, распространенными на юге — в Свазиленде, Зимбабве и на о. Мадагаскар. Везде они представлены гранитогнейсами, плагиогнейсами, кварц-полевошпатовыми и биотитовыми гнейсами, имеющими в целом тоналит-трондьемитовый состав и радиометрический возраст от 3,6 до 3,1 млрд лет. Во многих местах наблюдается налегание древнейших зеленокаменных образований на эти гнейсы, образующие комплекс их основания.

Наиболее древние гнейсовые комплексы *Индостанской платформы* с радиометрическим возрастом 3,4—3,3 млрд лет образуют обширные выходы на юге Индостанского полуострова. По составу они отвечают тоналитам, но иногда в них присутствуют и метаосадочные породы, а также метабазиты и амфиболиты, коматииты и другие представители зеленокаменных толщ, однако истинные соотношения между ними не очень ясны. Положение тоналитового комплекса «серых гнейсов» на Индостанской платформе такое же, как и на других: они слагают фундамент всех более молодых пород.

На *Австралийской платформе,* в ее западной части, располагаются два крупных блока фундамента платформы — Пилбара и Йилгарн, — где в составе крупных метаморфических куполов выступают биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, гранодиориты, тоналиты и другие породы, т. е. типичные представители комплекса «серых гнейсов», с возрастом 3,5—3,3 млрд лет. Гнейсовые купола окаймляются зеленокаменными толщами, слагая их основание.

И наконец, в пределах *Антарктической платформы* геологами России в районах Земли Эндерби и гор Принца Чарльза были выделены два комплекса пород, состоящих из различных гнейсов, гранитогнейсов, чарнокитов, эндербитов (натриевых чарнокитов), образующих структуры типичных гнейсовых куполов — с пологим залеганием пород на сводах и сложной складчатостью по краям куполов. Радиометрический возраст пород колеблется от 3,9 до 3,2 млрд лет, а меньшие цифры, по-видимому, отвечают этапам наложенного метаморфизма.

Условия формирования древнейших комплексов пород — «серых гнейсов»

Несмотря на то что под термином «серые гнейсы» понимается комплекс достаточно разнообразных генетически и по возрасту пород, их общий облик вполне определенный. В подавляющем большинстве случаев это плагиогнейсы тоналитового, трондьемитового и гранодиоритового состава с возрастом 4,0—3,4 млрд лет. По химическому составу они отвечают андезит-дацит-риолитовой известково-щелочной серии пород. В основном «серые гнейсы» являются исходно-магматическими и по петрохимическим и геохимическим особенностям отличаются от таких же по составу пород, образовавшихся в более поздние геологические эпохи. Существуют разногласия по поводу типа и состава первичных пород, из которых сформировались «серые гнейсы». Наиболее распространенная точка зрения заключается в признании вулканической природы «серых гнейсов» за счет плавления базальтов и коматиитов, с участием вулканогенно-осадочных и осадочных пород, а также интрузивных тел. Бимодальность вулканических серий подчеркивается присутствием амфиболитов, образовавшихся по базитовым вулканитам.

Во многих местах наблюдается сложная тектоническая структура «серых гнейсов» с образованием тектонических покровов и гранитогнейсовых куполов. Все исходные породы комплекса «серых гнейсов» подверглись интенсивным процессам метаморфизма и гранитизации.

Таким образом, особенности пород комплекса «серых гнейсов», несмотря на их сходство, свидетельствуют о том, что уже в раннем архее условия формирования исходных пород были разнообразны.

«Серые гнейсы» почти везде подстилают породы зеленокаменных архейских поясов. Но вместе с тем есть и включения их

фрагментов в гнейсы, например в комплексе Исуа в Гренландии. Очевидно, здесь мы имеем дело с более древними зеленокаменными породами. Где они были распространены и какие структуры слагали, можно лишь предполагать. Весьма вероятно, что существовала еще более древняя базитовая кора, чем «серогнейсовая», сходная с современной океанской, и не исключено, что в ее образовании важную роль играла метеоритная бомбардировка, когда в ударных кратерах формировались базальтовые лавовые покровы. Переплавление этой коры и могло создать «серые гнейсы».

Как бы то ни было, в конце раннего архея (3,5 млрд лет назад) уже была создана земная кора сиалического, т. е. континентального, типа, а слагающие ее известково-щелочные серии вулканитов среднего состава и такие же интрузивы образовались из магмы, выплавленной под этой корой, т. е. в верхах мантии. Была ли эта сиалическая кора сплошной или слагала ограниченные участки на земной поверхности, остается пока неясным. Важно подчеркнуть, что в этой коре уже имела место дифференциация как по вертикали, так и по латерали.

Существовали ли в раннем архее атмосфера и гидросфера? На этот вопрос следует ответить положительно. Ряд исследователей полагают, что и та и другая формировались одновременно с заключительной стадией аккреции планеты за счет интенсивной, почти катастрофической или взрывной дегазации ее недр. При этом первичной земной корой было утеряно большинство летучих соединений. Первичная атмосфера могла напоминать современную венерианскую, может быть и марсианскую, и состояла в основном из CO_2 с некоторым количеством N и H_2O. Возможны примеси NH_3, CH_4, H_2S. Температура была намного выше современной, но неясно, достигала ли она точки кипения воды. Другая группа ученых считает, что атмосфера и гидросфера формировались постепенно, за счет такой же постепенной дегазации Земли. Наличие гидросферы подтверждается водным происхождением кварцитов в древнейшем комплексе Исуа в Гренландии.

Следовательно, конец раннеархейского времени, т. е. около 3,5 млрд лет назад, ознаменовался формированием океанской и континентальной коры, мантии, ядра, гидросферы и атмосферы, делающих ее сходной с современным обликом Земли, для образования которого потребовался всего 1 млрд лет с момента рождения планеты. Необходимо подчеркнуть, что органическая жизнь к этому времени уже существовала, как это доказывают ее следы в комплексе Исуа.

5.3. СРЕДНИЙ И ПОЗДНИЙ АРХЕЙ (3,5—2,5 млрд лет)

На всех щитах древних платформ и в пределах фундамента плит, перекрытых чехлом рифейских и фанерозойских отложений, наиболее примечательной чертой геологического строения является наличие трех основных типов комплексов пород, формирующих более или менее линейные зоны, обычно именуемые поясами. К

1-му типу относятся *зеленокаменные пояса* — мощные толщи закономерно изменяющихся пород от ультраосновных и основных вулканитов через последовательно дифференцированные (от базальтов через андезиты к дацитам и риолитам), реже биметальные вулканиты, вулканогенно-осадочные образования к гранитным телам. Подобное строение зеленокаменных поясов в вертикальном разрезе типично для многих районов их развития на древних платформах.

2-й тип представлен орто- и парагнейсами, «пропитанными» гранитными массивами и превращенными в поля *гранитогнейсов*, т. е. гнейсов, по составу отвечающих гранитам и обладающих гнейсовидной текстурой.

3-й тип образован *гранулитовыми* (гранулито-гнейсовыми) *поясами*. Под гранулитами понимаются метаморфические породы, сформировавшиеся в условиях средних давлений и высоких температур (+750...+1000 °С) и содержащие кварц, полевой шпат и гранат. Наряду с областями развития «серых гнейсов» раннего архея, три перечисленных выше типа архейских образований слагают преобладающую часть щитов древних платформ. Именно эти толщи пород перекрывают тот фундамент, который был образован комплексами «серых гнейсов», являющихся протоконтинентальной корой, скорее всего неравномерной мощности, вплоть до ее полного выклинивания в некоторых местах. Наиболее интересным представителем из перечисленных выше трех типов является 1-й тип — зеленокаменные пояса, которые отличаются как наибольшим разнообразием, так и повсеместным распространением. Зеленокаменные пояса достигают длины 1000 км при ширине до 200 км.

Впервые понятие «зеленокаменный пояс» оформилось после работ канадского геолога Дж. Уилсона, появившихся в 1949 г. Говоря о поясах этого типа, следует отметить, что речь идет о докембрийских образованиях, хотя сам термин «зеленокаменные породы», т. е. породы, претерпевшие хлоритизацию, эпидотизацию и т. д., употребляется и для фанерозойских толщ. Ввиду широкого распространения подобных образований на всех платформах будут рассмотрены лишь наиболее представительные из них.

Одним из тектонотипов таких поясов считается зеленокаменный *пояс Барбертон* (рис. 5.2), расположенный на юге Африки на территории Трансваальского (Каапвальского) щита в Свазиленде. Общая мощность образований в поясе достигает 15—20 км. Они подразделяются на 3 надгруппы: *Онфервахт, Фиг-Три* и *Мооди*с (рис. 5.3). В первой из них, наиболее мощной (до 10—15 км) и древней, выделяется несколько свит, объединяемых в группы, в нижней из которых преобладают метаперидотиты и метабазальты. В самой верхней свите — Комати — преобладают высокомагнезиальные основные и ультраосновные вулканиты, получившие название «коматиитов» с характерной скелетной структурой — «спинифекс». Эти примитивные эффузивы, с реликтами подушечной отдельности, могли возникнуть только в мантии, где температура достигала +1800 °С. В связи с тем что кора была тонкая,

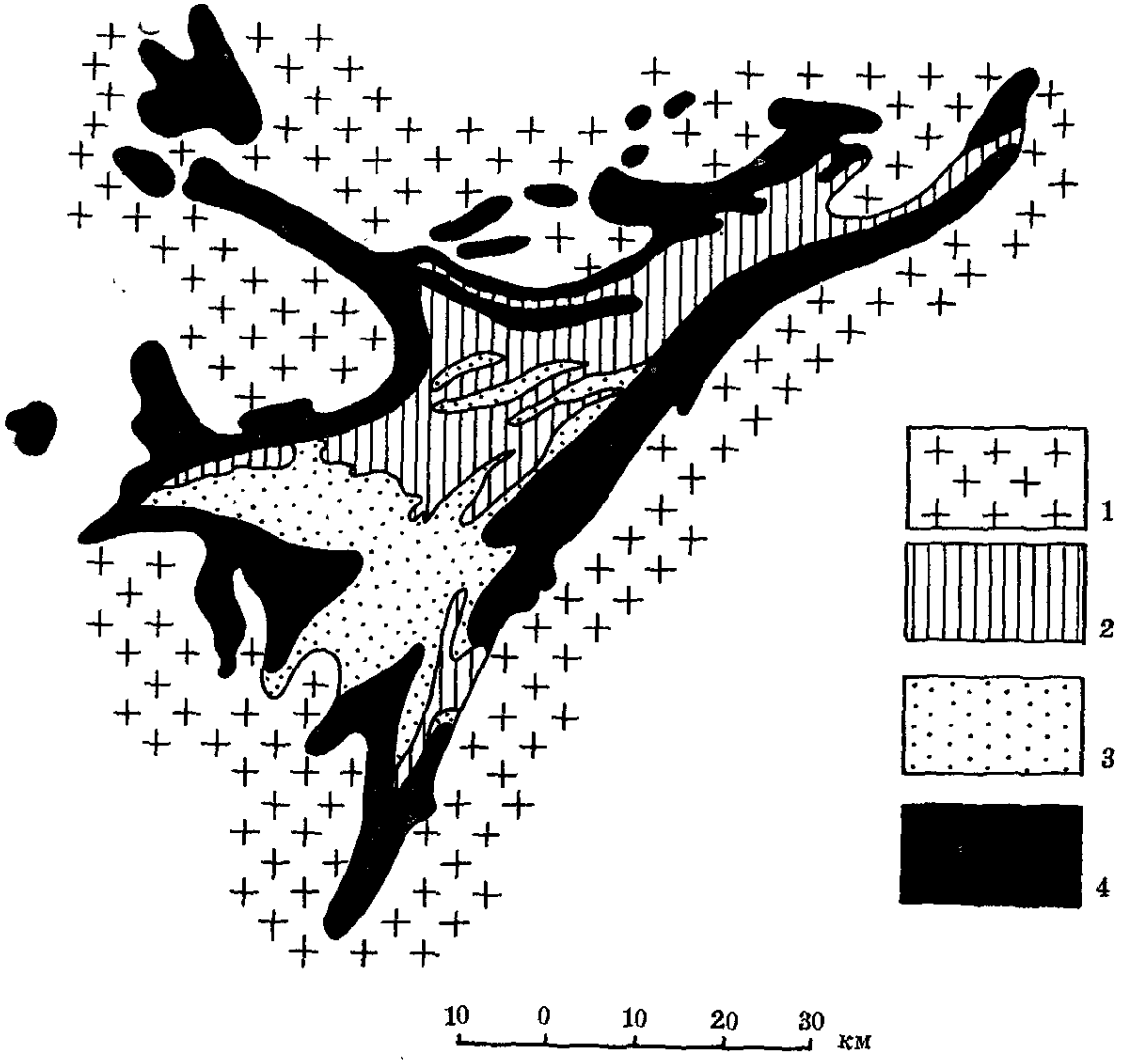


Рис. 5.2. Зеленокаменный архейский пояс Барбертон (по К. Конди)
1 — интрузивные граниты; *2* — осадочные подразделения групп Моодис и Фиг-Три группа Онфервахт; *3* — основные и кислые породы; *4* — ультраосновные породы

ультраосновная магма быстро поступала на поверхность. В свите Комати присутствуют также пирокластические и кремнистые породы. Мощность нижней группы около 8 км.

Выше залегает толща уже более дифференцированных вулканических пород, от базальтов до риолитов и кремнистых толщ, причем подобная цикличность повторяется несколько раз. Мощность этой группы также около 8 км. Во всех образованиях надгруппы Онфервахт наблюдаются дайки и силлы преимущественно ультраосновных пород, хотя есть и более кислые разновидности.

Описанная выше толща пород согласно перекрывается образованиями надгруппы Фиг-Три, состоящей из относительно слабо метаморфизованных осадочных отложений — сланцев, граувакк, кремнистых пород, вулканических туфов, железистых кварцитов, обладающих ритмичной слоистостью и фациальной изменчивостью. Мощность надгруппы Фиг-Три достигает 2 км, а на ней с несогласием, подчеркнутым горизонтом базальных конгломератов, залегают так же осадочные образования группы Моодис мощ-

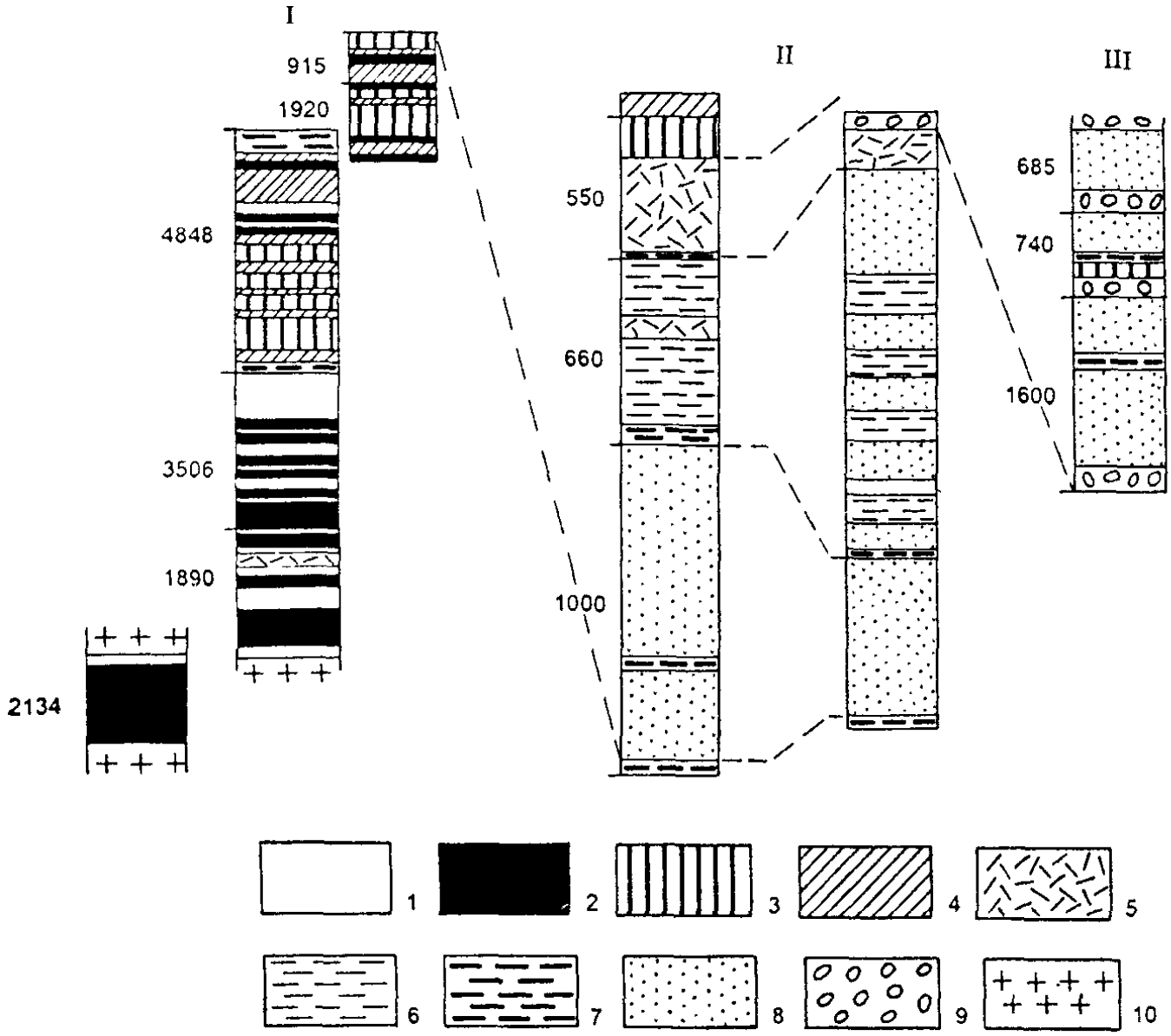


Рис. 5.3. Стратиграфические колонки горных пород зелеиокаменного пояса Барбертон на юге Африки в Свазиленде (по К. Конди, с упрощением):
1 — пропуски в разрезе; *2* — ультраосновные лавы (коматииты); *3* — основные толеитовые лавы; *4* — кислые лавы и туфы; *5* — кислые туфы; *6* — глинистые сланцы; *7* — кремнистые породы; *8* — песчаники; *9* — конгломераты; *10* — интрузивные тоналитовые гнейсы. *I* — группа Онфервахт, *II* — группа Фиг-Три, III — группа Моодис. Цифры — значения мощности, м

ностью около 3,5 км. Ритмично построенная толща состоит из песчаников, кварцитов, глинистых сланцев и джеспилитов.

Отложения всех трех групп, по-видимому, сильно дислоцированы, с образованием надвигов и покровов, формирующих чешуйчатую структуру, в которой возможно сдваивание или страивание разреза (рис. 5.4). Поэтому приведенные выше оценки мощности отдельных подразделений, вероятно, завышены.

В пределах Барбертонского зеленокаменного пояса широко развиты прорывающие его тоналитовые граниты нескольких генераций, как бы обрамляющие пояс и датируемые цифрами 3,1—3,0 млрд лет. А радиометрический возраст образований трех надгрупп характеризуется цифрами от 3,5 млрд лет (вулканиты нижней части разреза надгруппы Онфервахт) до 3,3 млрд лет (в верхней части надгруппы).

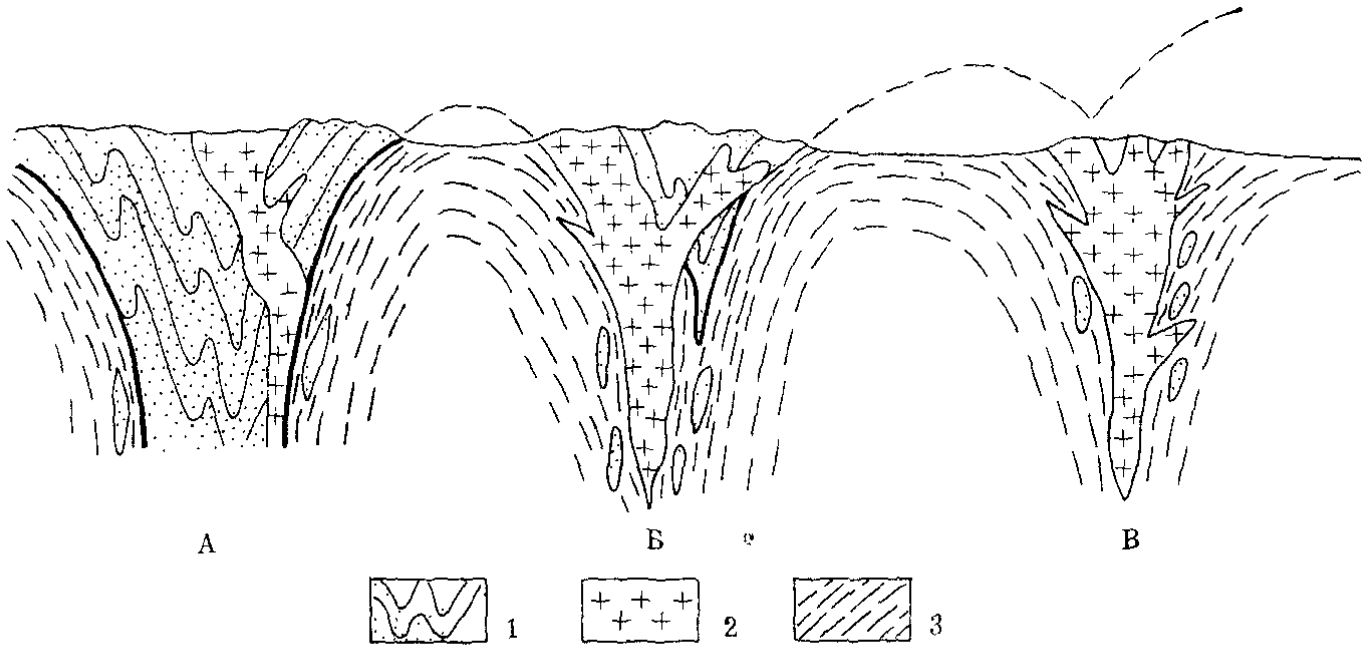


Рис. 5.4. *Схематический разрез, показывающий структуру архейских диапировых гранитных куполов и посттектонических гранитов (по К. Конди):*
1 — зеленокаменные образования; 2 — посттектонические граниты, интрудирующие синклинали; 3 — гранитные купола; А — приповерхностный срез; Б — промежуточный срез; В — глубокий срез

На Африканской платформе зеленокаменные пояса широко распространены и в пределах щита Зимбабве, где известны три генерации поясов с возрастом от 3,5 до 2,7 млрд лет, формирование которых, как и в Барбертонском поясе, закончилось массовым внедрением тоналитовых массивов. Характерная особенность этих поясов — присутствие бимодальных серий вулканических пород, т. е. наличие коматиитов, базальтов, дацитов и риолитов.

Зеленокаменные пояса известны и в Центральной Африке, а также в пределах Леоно-Либерийского и Регибатского массивов Западной Африки. Везде они обладают сходным строением, прорваны гранитами и метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Метаморфизм, как правило, более молодой.

На Австралийской платформе ярким примером зеленокаменных поясов являются пояса блоков Пилбара и Йилгарн.

Расположенный на юго-западе блок Йилгарн площадью более 650 тыс. км^2 обрамляется более молодыми протерозойскими образованиями и характеризуется классическим набором пород для поясов подобного типа. В основании разреза залегают разнообразные вулканиты — коматииты, базальты и такого же состава пластовые расслоенные интрузивы; кислые вулканиты, пачки метаосадочных пород — конгломератов, граувакк, аргиллитов, железистых кварцитов. Очень характерны бимодальные серии вулканических пород. Верхи разреза сложены конгломератами, грубыми песчаниками, толщами основных и кислых вулканитов известково-щелочного типа. Мощность образований зеленокаменного пояса достигает почти 20 км, и в них местами наблюдается цикличность с повторением разреза от базальтов-коматиитов до осадочных пород. Определения радиометрического возраста пород

дают цифры от 3,3 до 2,9—2,8 млрд лет. Более молодой гранитоидный магматизм оценивается в 2,8—2,5 млрд лет, и цифрой 2,4 млрд лет отмечен поздний метаморфизм. Самый молодой интрузивный магматизм датируется 2,2—2,1 млрд лет.

Примерно такая же последовательность устанавливается и в блоке Пилбара, где зеленокаменные пояса древнее и где установлено не менее 5 рубежей деформаций — от 3,4 млрд лет для низов разреза до 3,0—2,9 млрд лет, характеризующих главный этап гранитного магматизма.

Зеленокаменные пояса и гранит-зеленокаменные области распространены также на Индостанской и Антарктической платформах. Они обладают сходным строением, сложной структурой, поздним гранитоидным магматизмом и метаморфизмом. Обращают на себя внимание гранитные и гранитогнейсовые поля, разделяющие зеленокаменные пояса и сложенные различными гнейсами, мигматитами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, гранитоидами разных типов. Совместно они образуют, как и на других платформах, *гранит-зеленокаменные области.*

На платформах северного, лавразийского, ряда архейские зеленокаменные пояса широко развиты в пределах Канадского щита Северо-Американской платформы, на Балтийском и Украинском щитах Восточно-Европейской, Алданском щите — Сибирской, а также на Китайско-Корейской платформе.

Весьма представительна гранит-зеленокаменная область Канадского щита в районе оз. Верхнего (провинция Сьюпириор), где в близширотном направлении простирается ряд зеленокаменных поясов, длиной более 1000 км при ширине до 200 км, разделенных поясами, сложенными гнейсами, образовавшимися по осадочным породам, и гранитами. Наиболее известный и крупный зеленокаменный пояс Абитиби сложен однородными базальтами и коматиитами, сменяющимися затем последовательно-дифференцированными базальт-андезит-риолитовыми сериями известково-щелочного типа. В самых верхах толщи присутствуют обломочные породы и щелочные лавы (надгруппа Тимискамин). Rb—Sr методом вулканиты датируются в 2,7 млрд лет, а метаморфизм и внедрение гранитов — в 2,6 млрд лет, т. е. формирование пояса было относительно кратковременным. Гранитоиды, внедрявшиеся одновременно с деформациями пород пояса, образуют купола диапирового типа.

В другой провинции — Слейв, в районе Б. Невольничьего озера, находятся несколько зеленокаменных поясов, образования которых выделяются в надгруппу Йеллоунайф, общий объем которых составляет 40%, а 60% приходится на гранитогнейсы, разделяющие пояса. Только 18—20% пород в поясах сложены примитивными коматиитами и толеитовыми базальтами, а весь остальной разрез представлен граувакковыми песчаниками и аргиллитами, что отличает эти пояса от многих описанных выше. Мощность отложений колеблется от 0,5 до 12 км. Вулканиты смяты в относительно пологие складки, а осадочные породы — в сложные изо-

клинальные. Между зеленокаменными поясами располагаются пара- и ортогнейсы, гранитогнейсы, граниты.

Широким развитием зеленокаменные пояса пользуются на Восточно-Европейской платформе, в пределах Балтийского и Украинского щитов, Воронежского массива и под фанерозойским чехлом Русской плиты.

На Балтийском щите наиболее представительные зеленокаменные пояса и гранитогнейсовые поля архейского возраста находятся в Карелии, между Ладожским, Онежским озерами и Белым морем. Отсюда они прослеживаются на территории Финляндии. Развиты они и на Кольском полуострове, между Мурманским и Центральнокольским массивами гнейсов.

В Карелии известно несколько зеленокаменных поясов ССЗ—ЮЮВ простирания, между которыми развиты гранитогнейсы и местами сильно переработанные «серые гнейсы» — комплекс основания. Разрезы поясов характеризуются коматиитами, метабазальтами, чередующимися с метариолитами и метадацитами, т. е. это типично бимодальные серии вулканитов. Коматиитов сравнительно немного. В верхних частях разрезов преобладают метапесчаники с горизонтами конгломератов, кремнистые породы, графитистые сланцы, мраморизованные доломиты и железистые кварциты, с которыми связан ряд железорудных месторождений (Костомукша). Местами самые верхи разреза слагаются подушечными толеитовыми базальтами. Все эти толщи выделяются под названием *лопия,* мощность которого до 3—5 км. Они сильно дислоцированы и подверглись метаморфизму амфиболитовой фации. Лопийские образования прорваны различными интрузивами, преимущественно гранитоидами с возрастом 2,7 млрд лет, а сами толщи гранит-зеленокаменных поясов имеют возраст 2,7—2,9 млрд лет, хотя радиометрические датировки некоторых пород гранитогнейсовых полей достигают 2,92 млрд лет.

В пределах Украинского щита архейские образования гранит-зеленокаменного типа (конкско-верховцевская серия) развиты в восточной его части, в Среднеприднепровском блоке, где аульский «серогнейсовый» комплекс слагает их основание (рис. 5.5). В низах разреза поясов залегают коматииты, толеитовые базальты, метаандезиты, метадациты, сменяющиеся вверх по разрезу метапесчаниками, метааргиллитами с прослоями кислых лав и туфов. Общая мощность серии достигает 7 км, а ее возраст оценивается (в низах) в 3,2 млрд лет.

Конкско-верховцевская серия, напоминающая лопийские образования Балтийского щита, прорывается тоналитами и гранодиоритами с цифрами абсолютного возраста по U—Pb методу в 3,0—2,9 млрд лет. Вместе с породами «серых гнейсов» гранитоиды образуют куполовидные мигматит-гранитные структуры.

В ряде других мест Украинского щита развиты узкие зоны с толщами пород, напоминающих конкско-верховцевскую серию, и такие же образования (михайловская серия) известны на Воронежском массиве. Они представлены метабазитами — толеитовы-

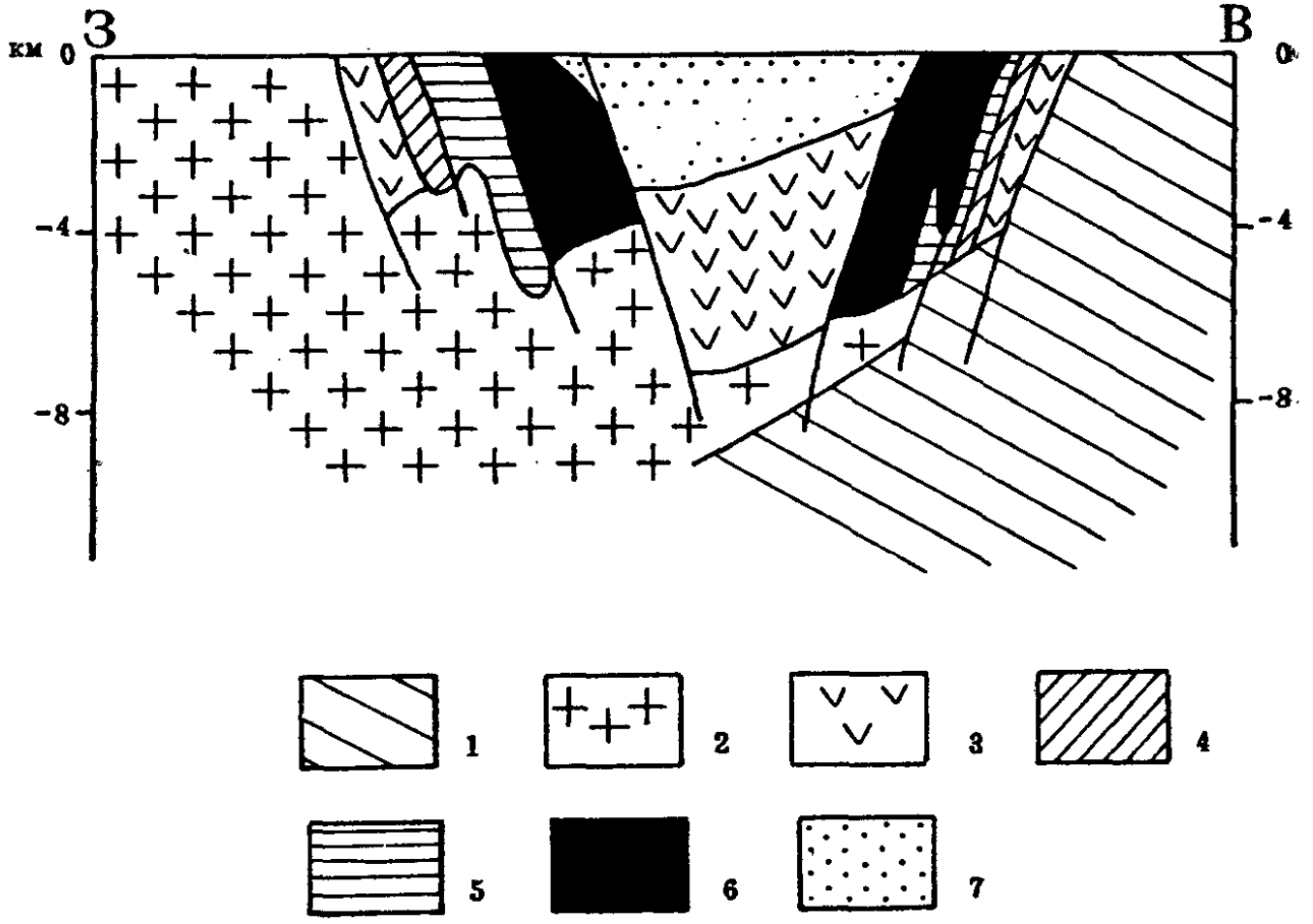


Рис. 5.5. Разрез Верховцевского архейского зеленокаменного пояса, Украинский щит (по А. Н. Сиворонову):
1 — гранитогнейсы (аульский комплекс); *2* — тоналиты; конкско-верховцевская серия; *3* — коматииты и толеитовые базальты; *4* — джеспилиты; *5* — андезитодациты; *6* — коматииты; *7* — осадочная толща

ми базальтами, коматиитами, а в верхах — метаандезитами и метадацитами, мощностью от 2 до 10 км. Метавулканиты прорваны гранитами с возрастом 3,0—2,9 млрд лет и метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Все толщи сильно дислоцированы в узкие сжатые синклинорные зоны, между которыми развиты гранитогнейсовые купола комплекса основания.

Интерпретация геофизических и буровых данных по фундаменту Русской плиты, перекрытому фанерозойским чехлом, показывает, что зеленокаменные пояса архейского возраста, разделенные изометричными полями гранитогнейсов, составляют основу всего структурного рисунка востока плиты.

На Сибирской платформе в западной и восточной частях Алданского щита к типу зеленокаменных поясов относятся узкие меридиональные структуры в Олёкминском и Батомгском блоках. Субганский комплекс залегает на «серых гнейсах» чарской серии и представлен в нижней части разреза коматиитами и базальтами, в средней — терригенными породами с линзами мраморизованных доломитов, в верхней — железистыми кварцитами, аргиллитами, песчаниками, средними и кислыми вулканитами, конгломератами. Мощность субганского комплекса превышает 7 км, а возраст его

по U—Pb методу составляет 3,0 млрд лет. Весь комплекс интрудирован разнообразными по составу телами от ультраосновных в низах до гранитов в верхах (2,6 млрд лет). Зеленокаменные пояса, так же как и в других местах, разделены полями гранитогнейсов и гранитов и совместно с ними образуют гранит-зеленокаменные области.

5.4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В АРХЕЕ

Рассмотренные выше примеры зеленокаменных поясов и гранитогнейсовых областей показывают, что на всех платформах они обладают чертами сходства, хотя есть и некоторые различия. В низах разреза залегают базит-ультрабазитовые высокомагнезиальные недифференцированные вулканиты, выше сменяющиеся последовательно дифференцированными базальт-андезит-риолитовыми вулканитами в сочетании с турбидитовыми толщами, а затем молассовыми конгломератами, песчаниками с горизонтами кислых, реже щелочных вулканитов. Для нижних частей разрезов (особенно древних поясов) очень характерны контрастные, бимодальные (базит-риолитовые) серии вулканических пород, причем из кислых вулканитов преобладают пирокластолиты. Наряду с бимодальным распределением вулканитов типична и гомодромная последовательность от основных к кислым породам. Характерна многоактность магматических процессов, как вулканических, так и интрузивных. Геохимические особенности пород и распределение редкоземельных элементов указывают на последовательное уменьшение глубины магмообразования. Зеленокаменные прогибы сосуществуют в архейское время с участками коры сиалического типа. Гранитогнейсовые или гранулит-гнейсовые области несколько отличаются от зеленокаменных разнообразием магматических процессов и последовательностью вулканитов, что свидетельствует о разноглубинных магматических очагах, функционирующих одновременно.

Обращает на себя внимание сильная деформированность всех типов пород, так же как и присутствие полифазных концентрически-кольцевых куполов, усложнение разрезов за счет чешуйчатых надвигов, что приводит к сдваиванию разрезов. Современные ограничения зеленокаменных поясов не являются первичными, так как значительная часть их уничтожена при формировании межпоясовых гранитогнейсовых куполов и овалов. Архейские зеленокаменные пояса образуют три разновозрастные генерации: одну средне- и две позднеархейские, а время их формирования колеблется от десятков до сотен миллионов лет.

Высокая литологическая информативность пород зеленокаменных комплексов позволяет устанавливать мелководные и глубоководные обстановки; выявлять условия континентального склона и его подножия (флиш, турбидитные потоки). Важной составной частью разрезов являются железистые кварциты — джеспилиты,

которые в ряде мест образуют крупные железорудные месторождения.

Коснемся возможной интерпретации тектонических обстановок в средне-позднеархейское время. К моменту заложения зеленокаменных поясов кора сиалического типа уже существовала, о чем свидетельствует древнейший комплекс «серых гнейсов». Очевидно, что кора была тонкой, несплошной или разной мощности, а тепловой поток был выше современного, и в мантии существовали активные конвективные течения. В таких условиях, скорее всего в среднем архее, тонкая земная кора либо подвергалась рифтингу с формированием бимодальных серий вулканических пород, столь характерных для структур подобного типа, либо раздвигалась настолько, что формировались впадины с корой океанского типа. Если развитие шло по второму пути, более вероятному в позднем архее, то становится понятным появление в конце развития зеленокаменных поясов последовательно дифференцированных серий известково-щелочных вулканитов, которые могли быть связаны с процессами субдукции, а в обстановке тангенциального сжатия формировались сложные складчато-надвиговые структуры зеленокаменных поясов. Наличие в низах разрезов поясов ультраосновных и основных эффузивов, даек и силлов, а также кремнистых пород придает им сходство с фанерозойскими офиолитовыми комплексами, однако существующие отличия позволяют, по мнению В. Е. Хаина, называть их только протоофиолитами. Поздние фазы развития зеленокаменных поясов сосуществовали с широко проявленным гранитообразованием, вплоть до появления в конце архея настоящих калиевых гранитов и даже щелочных пород. Эти процессы вовлекали в переработку более древнюю «серогнейсовую» кору и вместе с ней формировали гранитогнейсовые купола, овоиды и т. д.

Таким образом, к концу архея можно предполагать существование уже довольно мощной (до 30—40 км) и зрелой континентальной коры. Была ли она сосредоточена в одном месте, образуя гигантский материк, Пангею, которой противостоял не менее гигантский океан — Панталасса, или блоки сиалической коры были распределены по поверхности земного шара так, что между ними оставались пространства с корой океанского типа, остается не совсем ясным. Возможны разные варианты, но существование в архее, может быть даже в раннем архее, блоков земной коры сиалического (континентального) и океанского типов вполне вероятно.

Все же представления о возникновении первого в истории Земли суперматерика в конце позднего архея наиболее вероятны. Об этом свидетельствует широкое распространение архейских пород, слагающих фундамент молодых протерозойских складчатых поясов и систем.

Но если был суперматерик, в который «стянулись» все участки земной коры континентального строения, то что было на другой половине Земли, при условии, что ее радиус не изменялся? Там

могло существовать только пространство с океанской корой, покрытое водной массой, близкой по объему к современной, возможно меньшей. Таким образом, уже на такой ранней стадии развития Земли возникла ее диссимметрия.

5.5. ЗАРОЖДЕНИЕ ЖИЗНИ

Проблема зарождения жизни на Земле обсуждается уже много десятилетий, но все объяснения носят характер лишь более или менее правдоподобных предположений.

В архейских образованиях известны следы примитивной органической жизни. Даже в древнейшем комплексе Исуа в Гренландии присутствует графит, в котором содержание изотопов $^{13}C/^{12}C$ почти такое же, как и в современных органических остатках.

Следы органической жизни известны в древних породах блока Пилбара (3,4—3,5 млрд лет) в Западной Австралии, где обнаружены следы жизнедеятельности синезеленых водорослей — строматолиты.

Синезеленые водоросли — цианофиты — наиболее древние представители органической жизни. Микроскопические нитеподобные образования оболочки одноклеточных цианофитов (акритархи), стяжения из карбонатов (катаграфии), продукты жизнедеятельности синезеленых водорослей (строматолиты и онколиты) — эти примитивные представители органической жизни известны в отложениях с возрастом 3,5—3,0 млрд лет.

Уже в раннем архее в мелких ваннах, сильно прогретых солнцем, в условиях другой, нежели современная, атмосферы, лишенной озонового слоя, в своеобразном абиогенном «бульоне», в окружении фумарол и вулканов, могли возникнуть высокополимерные нуклеиновые кислоты, вернее их спиральные нити, обладавшие способностью синтезировать себе подобные. Иными словами, они могли передавать «код» для синтеза белков. Так могли образоваться первичные микроорганизмы, которые воспроизводили себе подобных и эволюционировали, производя органические молекулы из неорганических. Для того чтобы производить одинаковые белки, совершенно необходимы нуклеиновые кислоты (ДНК, РНК). Именно в то время, когда появилась возможность копирования уже существовавших белков, т. е. когда возникли первые примитивные клетки, очевидно, и была преодолена грань между «неживым» и «живым». Первыми живыми организмами были бактерии, превращавшие неорганические соединения в органические, используя солнечный свет. Бактерии разлагали сероводород, выделяя при этом серу. И только синезеленые водоросли «научились» разлагать воду, выделяя кислород, а возникший в верхних слоях атмосферы озоновый слой предохранял от смертельного ультрафиолетового излучения организмы, которые могли существовать уже на суше, а не прятаться в толще воды.

Залежи полезных ископаемых в архейских породах относительно невелики. С одной стороны, это связано с небольшим развитием этих пород, а с другой — с низкой скоростью выноса рудных элементов из мантии в земную кору. Наиболее важными месторождениями полезных ископаемых архейского возраста являются месторождения Fe, Mn, Au, а также Cr—Ni—Ti, Co, Cu и графита. По условиям залегания они делятся на месторождения вулканических комплексов зеленокаменных поясов и месторождения пегматитов. Среди последних известны месторождения только Li, Be. В зеленокаменных поясах известны железные руды, золото-кварцевые и золото-теллуридные месторождения гидротермального происхождения и сульфидные руды Cu, Pb—Zn—Sb, а также хромиты и Ni—Co в ультраосновных и основных интрузиях.

ГЛАВА 6. РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

6.1. ГЛОБАЛЬНАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Конец архея — начало протерозоя на уровне 2,6—2,5 млрд лет является хорошо выраженным рубежом в пределах всех континентов, к которому приурочены процессы гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма. Только в раннем протерозое во всем объеме начинают проявляться новые структурные элементы — протоплатформы и настоящие подвижные пояса, хотя их прообразы существовали, по-видимому, и в позднем архее. В течение 1 млрд лет, вплоть до начала позднего протерозоя (позднего рифея), развитие основных структурных элементов земной коры шло довольно медленно и скорости осадконакопления были невелики.

Нижнепротерозойские образования известны не только на всех платформах, в пределах щитов и в фундаменте плит, но и во многих складчатых поясах, например Урало-Охотском, разделяющем Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы, в Средиземноморском поясе и ряде других. Не имея возможности рассмотреть все образования нижнего протерозоя, остановимся на нескольких наиболее представительных примерах, являющихся тектонотипами для этого временно́го интервала. Главная особенность начала раннего протерозоя — это расчленение или деструкция многих позднеархейских стабильных областей, хотя часть из них сохранила монолитность, превратившись в древнейшие платформы. Они обладали уже фундаментом и чехлом, но последний еще отличался от типичного фанерозойского платформенного чехла.

На Африканском континенте крупнейших протоплатформ было две — Калахари и Конго. В первой из них в пределах Трансваальского пологого прогиба, напоминающего синеклизу, развит очень мощный, непрерывный и прекрасно изученный комплекс отложений (рис. 6.1). Фундамент этой протоплатформы образован «се-

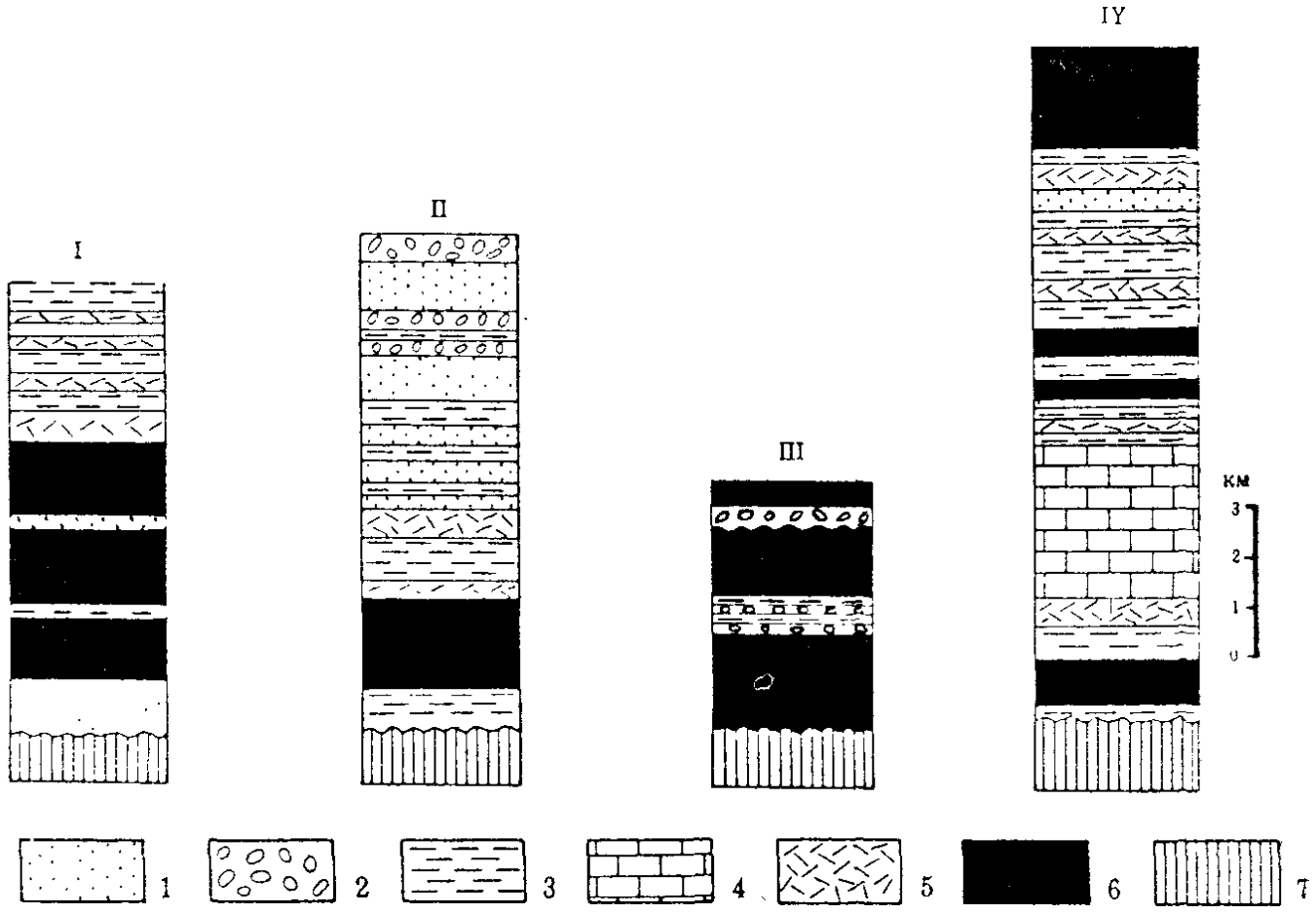


Рис. 6.1. Стратиграфические разрезы протоплатформы Калахари, Трансваальская синеклиза (по А. Танкарду и др.).
Комплексы отложений: I — Понгола, II — Витватерсранд; III — Вентерсдорп; IV — Трансвааль. *1* — песчаники; *2* — конгломераты; *3* — аргиллиты; *4* — карбонаты; эффузивы: *5* — кислые, *6* — основные; *7* — архейский фундамент

рыми гнейсами» и гранит-зеленокаменными толщами архея. Залегающие несогласно на этом фундаменте нижнепротерозойские образования подразделяются на три группы общей мощностью до 35 км. Нижняя из них *Витватерсранд,* в свою очередь, состоит из трех весьма мощных серий (надгрупп, по местной терминологии): *Доминион-Риф,* собственно *Витватерсранд* и *Вентерсдорп.* Первая из них сложена в низах разреза кислыми вулканитами, реже более основными, подстилаемыми кварцитами и глинистыми сланцами, с прослоями знаменитых золотоносных конгломератов. Возраст вулканических пород Доминион-Рифа дает цифры 2,8—2,7 млрд лет. Вулканиты в целом составляют не более 10%, а 90% принадлежит обломочным породам.

Вторая серия слагается многократно чередующимися пачками глинистых сланцев и кварцитов, окрашенных в разные цвета (зеленоватые, серые, желтые, бурые и т. д.), причем кварциты слагают верхи разреза. Встречаются также маломощные прослои доломитов и известняков, базальтов, золото- и урраноносных конгломератов. Одному из нижних горизонтов конгломератов приписывается ледниковое происхождение.

Перед отложением третьей серии произошел перерыв в осадконакоплении. Серия слагается в нижней части толеитовыми ба-

зальтами, их туфами; в средней — валунными конгломератами, кварцитами, сменяющимися дацитами, риолитами, туфами, пеплами, а выше толщей туфов среднего состава и андезитовыми лавами. Общая мощность Витватерсрандской надгруппы составляет 18 км.

В настоящее время, по уточненным данным, определено, что «Витватерсрандская триада» образовалась в интервале 3060—2700 млн лет. Это означает, что она относится не к нижнему протерозою, а к верхнему архею и что платформенный режим на крайнем юге Африки установился уже в начале позднего архея.

После формирования вентерсдорпской серии тектонические движения лишь незначительно деформировали эти древнейшие протоплатформенные отложения, в которых образовались сбросы, флексуры и очень пологие складки. На размытой поверхности этих толщ в эпиконтинентальном морском бассейне начали формироваться отложения, выделяемые в *надгруппу Трансвааль*, общей мощностью до 12 км. Временной интервал образования этих протоплатформенных отложений по радиометрическим данным оценивается в 2,35—2,05 млрд лет. В нижней части разреза надгруппы Трансвааль залегают глинистые сланцы, кварциты, базальтовые и риолитовые лавы и туфы, сменяющиеся тонкими кластическими морскими толщами, переходящими вверх по разрезу в мощную (до 2 км) толщу доломитовых известняков с прослоями и линзами кремней и в верхах пачкой джеспилитов, с которыми связаны железорудные месторождения.

На рубеже около 2 млрд лет назад в Трансваальском протоплатформенном прогибе произошло формирование гигантского расслоенного лополита — Бушвельдского интрузивного массива площадью около 70 тыс. км^2, детально изучаемого уже более 70 лет. Интрузив обладает воронковидной формой и сложным внутренним строением, характеризующимся наличием ряда зон и закаленной внешней оторочки, сложенной мелкозернистыми норитами мощностью до 150 м. Нижняя часть интрузива сложена габбро-норитами, габбро и лейкогаббро с прослоями анортозитов и хромититов, а верхняя — габбро, оливиновыми диоритами и титаномагнетитовыми слоями. Интрузив обладает ритмичной слоистостью. Выше располагаются так называемые «красные граниты» мощностью 3,5 км и с возрастом 1,9 млрд лет, сформировавшиеся за счет плавления гранитно-метаморфической коры, тогда как основные породы воронкообразного лополита — результат плавления верхней мантии. Радиометрический возраст нижней части интрузива по Rb—Sr методу составляет 2,09, а верхней — 1,92 млрд лет.

Последовавший за становлением интрузива длительный перерыв, подъем территории и денудация, которая вывела интрузивные породы на поверхность, сменились накоплением в континентальных условиях мощных толщ красноцветных песчаников и кварцитов группы *Ватерберг* мощностью до 5 км, с прослоями гравелитов, конгломератов и глинистых сланцев. В других районах

синеклизы Трансвааль обстановки были иными и континентальные красноцветы замещались базальтовыми вулканитами или морскими терригенными породами с прослоями карбонатов.

Таким образом, мощнейшие формации протоплатформы Калахари формировались в течение почти 1 млрд лет на земной коре сиалического типа.

На протоплатформе Конго в раннем протерозое формировались красноцветные обломочные отложения с доломитами и кислыми туфами, характеризующиеся урано- и марганценосностью. Эта *франсвильская* группа отложений практически не метаморфизована и несогласно перекрывает позднеархейские толщи с радиометрическим возрастом 2,70 млрд лет.

Вторым главным структурным элементом Африканского континента, наряду с протоплатформами, были подвижные пояса. Тектонотипом таких структур является Бирримский (Эбюрнейский) пояс, расположенный на побережье Гвинейского залива в пределах Ганы и Буркина-Фасо. Подвижный пояс сложен чередующимися толщами граувакового флиша, песчаников, туфогенных осадков, кремнистых марганценосных прослоев и линз конгломератов. Вторая часть разреза состоит из толеитовых базальтов и последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии известково-щелочного типа. Общая мощность отложений превышает 7 км. В целом последовательность бирримских образований напоминает таковую зеленокаменных поясов архея, и все эти толщи смяты в сложные сжатые и изоклинальные складки с надвигами и даже шарьяжами. Вместе с бирримскими образованиями смяты в складки и несогласно залегающие на них золотоносные молассовые отложения Тарква, состоящие из конгломератов, гравелитов, песчаников, кварцитов, аргиллитов, прорванных дайками и силлами основных пород и развитых на юге Ганы. Золотоносность этого района и дала ему название «Золотой Берег» в XIX в. Раздробление архейского сиалического фундамента и отсутствие офиолитов свидетельствуют в пользу рифтового происхождения Бирримского подвижного пояса, имеющего северное и южное продолжение и характеризующегося радиометрическим возрастом диастрофизма от 2,13 до 2,04 млрд лет.

Канадский щит Северо-Американской платформы является регионом распространения классических разрезов раннепротерозойских подвижных зон, таких, как Уопмей, Трансгудзонская, Пенокийская, Лабрадорская, окружающих крупные стабильные протоплатформы — Сьюпириор, Слейв и др. Рассмотрим наиболее представительные из подвижных поясов.

Пенокийский пояс простирается в широтном направлении, обрамляя с юга архейскую гранит-зеленокаменную область Сьюпириор. Стратотипом нижнепротерозойских образований является разрез северного побережья оз. Гурон, где в 1888 г. протерозой и был впервые выделен В. Эммонсом.

Гуронские образования с несогласием залегают здесь на архейских толщах, отделяясь от них горизонтом выветрелых пород,

сформировавшихся в предпротерозойский континентальный перерыв. Гуронские отложения, выделяемые в надгруппу, подразделяются на 4 группы общей мощностью более 10 км, обладающие цикличностью, повторяющейся в каждой из групп. Наиболее характерная особенность всего разреза — терригенный состав отложений континентального и мелководно-морского генезиса с присутствием мощных (до 1000—1500 м) толщ кварцитов. Каждая группа начинается с конгломератов, нередко ураноносных, сменяющихся выше по разрезу алевролитами, карбонатными породами со строматолитами и венчающими разрез кварцитами. В основании нижней группы — *Эллиот-Лейк* — развиты базальты и риолиты. Средние группы — *Хаук-Лейк* и *Куэрк-Лейк* — начинаются с базальных конгломератов и заканчиваются толщами кварцитов и алевролитов. В нижней части верхней группы *Кобальт* залегают валунные конгломераты Гоуганда, которые рассматриваются как тиллиты — древние морены. Отличие трех нижних и верхней групп дает основание для выделения нижнего и верхнего гурона, тем более, что отложения группы Кобальт трансгрессивно перекрывают нижележащие толщи.

Гуронские отложения в южном направлении претерпевают значительные фациальные и структурные изменения, так как за крупным разломом Меррей, с амплитудой более 10 км, появляются более глубоководные флишевые отложения, увеличивается их мощность, относительно пологая складчатость сменяется очень напряженной, складки осложняются взбросами, надвигами, а метаморфизм усиливается до амфиболитовой стадии.

Гуронские образования прорываются гранитами, дайками и силлами диабазов с возрастом от 2,3 до 2,1 млрд лет. Складчатость устанавливается в интервале 1,9—1,8 млрд лет. Несколько позже в гуронские образования внедрился никеленосный лополит Сёдбери мощностью 3 км и размером 65×25 км, сложенный авгит-гиперстеновыми амфиболсодержащими норитами и микропегматитами с радиометрическим возрастом 1,7 млрд лет.

Раннепротерозойские образования, очень похожие на гуронские, распространены в районе оз. Верхнего, где они выделяются в *надгруппу Анимики*. Так же, как и надгруппа Гурон, Анимики состоят из четырех групп, разрезы которых обладают повторяющейся цикличностью. Наиболее характерной чертой разреза Анимики является присутствие толщ железистых кварцитов — джеспилитов, имевших в прошлом большое экономическое значение. Кроме того, присутствуют базальтовые пиллоу-лавы и риолиты, а также толща доломитов в верхней части разреза первой группы. Породы остальной части разреза представлены аргиллитами, кварцитами, алевролитами, граувакками, глинистыми сланцами и горизонтами базальных конгломератов. Так же, как и в гуронских отложениях, в Анимики известны горизонты тиллитов, приуроченные к нижней группе.

В прослоях кремней формации Ганфлинт обнаружены продукты жизнедеятельности синезеленых водорослей. Радиометрический

возраст надгруппы Анимики определяется в интервале 2,0—1,9 млрд лет, что несколько моложе надгруппы Гурон (2,3—2,1 млрд лет).

На юго-западном продолжении полосы развития надгруппы Анимики, в южном обрамлении архейского блока Вайоминг, несогласно на нем залегает мощная (более 13 км) *надгруппа Сноуи-Пасс,* сложенная слабометаморфизованными, в основном континентальными гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сменяющимися после некоторого перерыва толщей мелководных доломитов, известняков и аргиллитов. Радиометрический возраст даек и силлов базальтов, прорывающих нижнюю часть разреза, определен в 2 млрд лет. Эти терригенные отложения к югу замещаются вулканогенной толщей базальтоидов, дацитов и риолитов, метаморфизованных вплоть до амфиболитовой фации и обладающих возрастом около 1,7 млрд лет.

Рассматривая другие районы распространения нижнепротерозойских образований в пределах Канадского щита, на востоке — районы Лабрадора, Кейп-Смит; на западе — районы Белчер, Волластон—Гурвин, Ла-Ронж, на северо-западе — Уопмей и другие, можно видеть, что общей закономерностью строения подвижных поясов является их четко выраженный зональный характер. Выделяются внешние зоны, образованные континентальными, прибрежно-морскими, шельфовыми, карбонатно-терригенными отложениями, сменяющимися по направлению к внутренним зонам флишевыми, т. е. более глубоководными, образованиями и зонами развития вулканогенных бимодальных серий пород, т. е. вулканитов основного и кислого состава, без промежуточных пород андезитового ряда. В направлении от внешних зон к внутренним нарастает степень деформированности и метаморфизма пород. В районе Кейп-Смит очень примечательно присутствие офиолитов.

Так же, как и на Канадском щите, на Балтийском широко развиты нижнепротерозойские образования, слагающие различные структурные элементы — протоплатформы, подвижные пояса и рифты (авлакогены).

В Карельском мегаблоке нижнепротерозойские образования подразделяются на четыре комплекса: *сумий, сариолий, ятулий* и *суйсарий.* Первый из них сейчас относится к позднему архею и перекрывает лопий с корой выветривания в основании разреза и сложен вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными сравнительно слабо, редко выше зеленосланцевой фации. Сумий начинается с базальных конгломератов и кварцитов, сменяющихся кислыми вулканитами и их туфами, хотя существуют горизонты и более основных вулканитов. В сариолии, при сохранении общего фона терригенных пород, вулканизм становится более дифференцированным, появляются базальты, андезитобазальты, а в ятулии широко развиты толеитовые базальты, пронизанные силлами и дайками ультрабазитов, местами встречаются коматиитовые лавы. Мощность вулканогенных образований превышает несколько километров.

В залегающем выше суйсарском комплексе развиты мощные базальтовые толщи, пронизанные силлами и дайками таких же по составу и более основных пород. Сосуществование грубообломочных отложений и платобазальтов свидетельствует о наличии расчлененного рельефа. В различных местах Балтийского щита, в Карелии и восточной Финляндии, известны расслоенные ультрабазитовые интрузивы с возрастом 2,4 млрд лет и более молодые мигматиты и граниты — 2,2—2,0 млрд лет.

Сумийский и сариолийский комплексы довольно слабо деформированы, а ятулий залегает на них с несогласием. Помимо вулканогенных и обломочных пород кварцевого состава в ятулии присутствуют доломиты с хорошо сохранившимися строматолитами. Характерны также шунгиты — высокоуглеродистые сланцы. Суйсарский комплекс распространен спорадически и представлен базальтами, пикритами, основными туфами и туфобрекчиями, реже кремнистыми породами и шунгитовыми сланцами, прорванными дайками и силлами ультрабазитов и габброидов.

На ятулийских и суйсарских образованиях с несогласием залегает толща *вепсия* мощностью до 1 км, выполняющая очень пологую изометричную впадину к юго-западу от Онежского озера. Вепсий — это кварциты и кварцитовидные песчаники малинового, красного, оранжевого и желтого цветов, с прослоями конгломератов, покровами базальтов, дайками и силлами диабазов и габбродиабазов с возрастом 1,9—1,7 млрд лет.

На рубеже 1,7—1,65 млрд лет произошло внедрение больших плутонов гранитов рапакиви.

Рассмотренные образования нижнего протерозоя, залегающие на древнем архейском консолидированном фундаменте, накапливались в грабенообразных впадинах рифтогенного типа, возможно связанных со сдвиговыми перемещениями (сдвиго-раздвиговые впадины). Верхние части разреза нижнего протерозоя, суйсарий и особенно вепсий характеризуются уже вполне платформенным обликом, отсутствием метаморфизма и деформированности.

На Кольском полуострове образования нижнего протерозоя выполняют узкие (до 40 км) и протяженные (до 700 км) Имандра-Варзугский и продолжающий его на запад Печенгский прогибы — протоавлакогены, сложенные мощной (до 20 км) осадочно-вулканогенной толщей, состоящей из нескольких крупных циклов. Последние начинаются осадочными и вулканогенно-осадочными породами — аркозовыми и граувакковыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, кремнистыми горизонтами, туфами, реже доломитами с хорошо сохранившимися строматолитами. Верхние части ритмов представлены вулканитами, но в целом вторая, более молодая половина разреза циклов образована последовательно дифференцированной толщей базальт-андезит-дацитов и риолитов, сменяющихся субщелочными базальт-андезитами, с подчиненными горизонтами пикритов, коматиитов и, редко, риолитов. Самые верхи разреза сложены туфами и лавами базальтов, а до их формирования произошло внедрение базит-ультрабазитовых

интрузивов, с которыми связано медно-никелевое оруденение в районе Печенги. Радиометрический возраст этих рифтогенных образований оценивается в интервале 2,3—1,9 млрд лет.

В западной части Балтийского щита нижнепротерозойские толщи образуют Свекофеннскую подвижную систему, сложенную, с одной стороны, терригенными породами — граувакками, глинистыми сланцами, песчаниками, а с другой — вулканитами от базальтов до риолитов. Метаморфизованные кислые туфы и игнимбриты, широко развитые в разрезе, называются лептитами, и эта формация очень характерна для свекофеннид. Кроме того, в восточной части Финляндии установлены офиолиты. Все образования сильно дислоцированы, осложнены надвигами и прорваны гранитами с возрастом 1,8—1,7 млрд лет. Рубеж в 1,7—1,6 млрд лет ознаменовался внедрением гранитных плутонов типа рапакиви.

В пределах Балтийского щита выделяются также зоны тектонотермальной раннепротерозойской переработки, в которых архейские метаморфические толщи подверглись повторному, ретроградному метаморфизму, внедрению даек основного состава и главным образом различных гранитоидов — от среднекислых до настоящих калиевых гранитов. Тектоническая переработка выражалась в образовании надвиговых зон, существенно осложнивших общую структуру.

Таким образом, в раннепротерозойское время на территории нынешнего Балтийского щита формирование вулканогенных и осадочных образований происходило в различных тектонических обстановках: протоплатформенных, рифтогенных, подвижных зон, тектонотермальной переработки. Земная кора к этому времени на востоке была уже вполне зрелой и обладала мощностью порядка 40—45 км.

На Украинском щите в раннепротерозойское время происходило тектонотермальное преобразование древних гранитогнейсовых блоков коры с многократным внедрением разнообразных гранитоидов и метаморфическими процессами. Метаморфизм по отношению к архейским породам был ретроградным, приводил к понижению ступени метаморфических изменений. Формировались поля мигматитов в сводах архейских куполов. В интервале 1,75—1,65 млрд лет произошло, так же как и на Балтийском щите, внедрение гранитов рапакиви (Корсунь-Новомиргородский массив) и подчиненных им щелочных сиенитов, лабрадоритов и габбро.

В сравнительно узкой меридиональной полосе на Украинском щите и Воронежском массиве известны мощные нижнепротерозойские отложения Курско-Криворожской подвижной системы, образующие асимметричный синклинорный прогиб. Сложен он двумя сериями пород: криворожской и ингулецкой. Первая с угловым несогласием и корой выветривания в основании налегает на архейские метабазиты и представлена терригенными породами — конгломератами, песчаниками, филлитами, а вверху — толщей железистых кварцитов — джеспилитов, образующей крупный железорудный бассейн, прослеженный по магнитным аномалиям да-

леко на север и отчасти на юг. Мощность серии около 2,5 км. Перекрывающая ее ингулецкая серия (3 км) залегает с перерывом на криворожской и образована терригенно-карбонатными и терригенными породами с прослоями джеспилитов, которые в целом образуют ритмичную толщу. Очень тонкие прослойки магнетита и гематита чередуются с такими же по мощности прослойками кварцевого состава.

В свите присутствуют отдельные прослои железистых кварцитов. Радиометрический возраст криворожской серии от 2,6 до 2,3 млрд лет, а граниты, прорывающие ее, имеют возраст 2,0—1,8 млрд лет.

В пределах Воронежского массива криворожской серии соответствует такая же по составу курская серия, перекрываемая толщей кислых и основных вулканитов, и комплекс гранитов с возрастом около 2 млрд лет. К западу и востоку от Криворожской зоны на Украинском щите известны останцы таких же раннепротерозойских толщ, однако железистых кварцитов в них меньше, но также есть граниты, датируемые 2,2—2,0 млрд лет. Образования криворожской серии и ее аналогов сильно дислоцированы в узкие, сжатые складки, осложненные надвигами.

Судя по данным бурения и геофизических исследований, нижнепротерозойские образования характерны для западной части фундамента Восточно-Европейской платформы, тогда как восточная часть в раннепротерозойское время была стабильной областью.

Рассмотрим еще один район развития нижнепротерозойских образований в пределах Северной Евразии — Сибирскую платформу. В ее структуре, так же как и ее юго-восточном обрамлении, известны различные типы толщ этого возраста. Так, на западе Алданского щита располагается обширная и пологая впадина, сложенная протоплатформенными, слабодислоцированными континентальными и прибрежно-морскими, в основном терригенными отложениями — песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями карбонатных пород — мощностью до 10—12 км, метаморфизованными в пределах амфиболитовой фации и выделяемыми в *удоканскую серию.* Она знаменита толщей медистых песчаников (до 300 м), располагающейся в средней части этой серии, прерываемой крупным Кодаро-Кеменским гранитным лополитом с возрастом 2,0—1,8 млрд лет. Пестроцветные отложения удоканской серии несогласно перекрываются красноцветными песчаниками и алевролитами с риолитами.

Аналоги протоплатформенных нижнепротерозойских образований типа удоканской серии известны и в других местах Алданского щита, а также в фундаменте Среднесибирской плиты, где они наложены на древнейшие комплексы «серых гнейсов» и гранит-зеленокаменные комплексы архея.

Вдоль северного побережья Байкала простирается мощный вулканогенный Акитканский пояс, прорванный комплексом ирельских гранитов с возрастом 1,7 млрд лет. Для пояса характерны

известково-щелочные и субщелочные дифференцированные, почти неметаморфизованные вулканиты.

Не имея возможности останавливаться более подробно на строении нижнепротерозойских образований других платформ — Южно-Американской, Индостанской, Китайско-Корейской, Австралийской, Антарктической и целого ряда складчатых областей, отметим, что в раннем протерозое в условиях созданной к концу позднего архея континентальной коры развивались различные типы структур, представленные с разной полнотой на всех платформах. С одной стороны, это были крупные стабильные блоки архейской коры, перекрытые слабодислоцированным чехлом, — протоплатформы. В одних местах чехол слагал подобие будущих синеклиз — пологие, изометричные впадины типа Удоканской, Трансваальской; в других — грабенообразные линейные прогибы типа Печенгско-Варзугского на Кольском полуострове — прообразы будущих авлакогенов. Наиболее характерным членом разреза протоплатформенных чехлов были пестроцветные, континентальные и прибрежно-морские, мелководные толщи терригенных осадков, реже доломитов, углеродистых сланцев (шунгитов в Карелии), отличающихся золотоносностью, меденосностью и ураноносностью. В карбонатных отложениях много разнообразных строматолитов. Широко распространенные красноцветные терригенные отложения свидетельствуют о наличии в атмосфере свободного кислорода, но достигало ли его содержание современного уровня, остается неясным.

Характерным членом разреза чехла протоплатформ являются мощные толщи континентальных толеитовых базальтов, реже дацитов и риолитов. Типичны также крупные расслоенные интрузивные массивы типа лополитов, такие, как Сёдбери, Кодаро-Кеменский, Бушвельдский и другие, а также плутоны гранитов типа рапакиви.

Метаморфизм протоплатформенного чехла неравномерный — от почти неизмененных пород до амфиболитовой фации.

Грабенообразные прогибы — протоавлакогены — развиты не очень широко и выполнены осадочно-вулканогенными толщами, реже чисто осадочными, а вулканиты представлены базальтоидами, нередко субщелочными (Печенгско-Варзугский).

Практически на всех платформах имеются раннепротерозойские складчатые системы, возникшие на месте подвижных поясов, заложившихся в результате деструкции позднеархейской Пангеи — гигантского материка. Прослеживаясь на многие сотни и тысячи километров, эти пояса образованы в низах толщами основных вулканитов либо бимодальными (базальты — риолиты) сериями пород, сменяющимися выше кварцитами и песчаниками аркозового состава, т. е. образованными за счет размыва гранитно-метаморфических архейских образований. Во многих поясах развиты флишеподобные толщи, сформировавшиеся из турбидных потоков в относительно глубоководных условиях континентального склона и его подножия. Толщи известняков, а чаще доломитов со строма-

толитами, так же как и джеспилиты — железистые кварциты, типичны для раннепротерозойских подвижных зон, особенно их окраин. Верхние части разрезов нередко слагаются грубообломочными толщами с кислыми вулканитами, напоминающими типичную орогенную молассу. Комплексы, сравнимые с настоящими офиолитовыми, выявлены в ряде подвижных систем, например в Свекофеннской на Балтийском щите, Трансгудзонской (Кейп-Смит) на Канадском щите. Присутствие офиолитов свидетельствует о полном разрыве континентальной коры, однако масштабы этого раздвига неизвестны; палеомагнитные данные (Канадский щит) свидетельствуют, что они могли быть значительными.

Среди подвижных поясов, особенно на Канадском щите, известны такие, как Пенокийский или Уопмей, в которых отчетливо выражена зональность строения — от краевых шельфовых зон, заложенных на древних стабильных блоках, до осевых, с океанскими толеитовыми базальтами. Впоследствии такие подвижные пояса подвергались интенсивному сжатию, складчатости и часто гранитизации.

В раннепротерозойское время продолжали формироваться области и зоны тектонотермальной переработки, в которых архейские образования подвергались ретроградному метаморфизму, т. е. метаморфизму более низких ступеней, и гранитизации, происходившим в условиях тектонического сжатия и увеличения теплового потока, о чем свидетельствует развитие надвигов во многих районах подобной переработки.

Наибольшей степени тектонотермальная переработка достигала в гранулит-гнейсовых поясах. Такие пояса возникали в зонах столкновения, коллизии древних континентальных блоков. Мощность коры в них могла достигать 60 км и более, и ее низы испытывали метаморфизм гранулитовой ступени. Структура отличается исключительной сложностью. Наиболее древним из подобных поясов является пояс Лимпопо в Южной Африке, разделяющий Каапваальский блок и блок Зимбабве; он имеет возраст конца архея — начала протерозоя. В конце раннего протерозоя закончилось формирование Лапландско-Беломорского пояса в северо-восточной части Балтийского щита. Этот пояс возник при столкновении архейских Кольского и Карельского блоков. Гранулит-гнейсовые пояса пронизаны разнообразными интрузиями, от ультраосновных — основных, включая габбро-анортозиты, до кислых — различных гранитоидов.

Подводя итоги рассмотрению раннего протерозоя, можно констатировать, что кора к началу протерозоя, т. е. к рубежу 2,5 млрд лет, по своим параметрам была уже близка к современной, т. е. была достаточно прочной, несмотря на более высокий, чем сейчас, тепловой поток. Сформировавшийся гигантский единый материк Пангея 0 в начале раннего протерозоя подвергся раздроблению, в результате которого обособились изометричные, относительно стабильные блоки земной коры — протоплатформы, а между ними — подвижные пояса длиной во многие сотни, даже тысячи, и шириной

в первые сотни километров. Учитывая описанный выше характер разрезов наиболее древних подвижных поясов, следует предположить, что бóльшая их часть первоначально возникла на континентальной коре. Иными словами, начало раздробления Пангеи 0 ознаменовалось, по-видимому, заложением рифтогенных структур, которые в дальнейшем, эволюционируя, превращались в более широкие, зонально построенные подвижные пояса. Свидетельством раздробления архейской коры являются широко распространенные рои даек основного состава.

«Работал» ли в это время механизм тектоники литосферных плит, столь характерный для позднего докембрия и фанерозоя? Присутствие местами офиолитов и наличие протяженных вулканоплутонических поясов, типа Акитканского в Сибири, Трансскандинавского в Европе, на северо-западе Канадского щита и в других местах, может свидетельствовать в пользу проявления спрединга и существования палеозон Беньофа и процесса субдукции. Сильная деформированность нижнепротерозойских образований подвижных поясов с формированием надвигов и указывает на энергичное тангенциальное сжатие со стороны протоплатформенных блоков. К сожалению, палеомагнитные данные для раннего протерозоя пока скудны и еще не дают достоверной картины перемещения блоков (плит) земной коры.

Во второй половине раннего протерозоя, примерно с рубежа в 2,0—1,9 млрд лет, подвижные пояса заканчивают свое развитие, раздавливаясь между сходящимися протоплатформами, и коллизионные процессы приводят к образованию гранулит-гнейсовых поясов сильной тектонотермальной переработки, включающей метаморфизм, гранитизацию и интенсивные деформации.

В конце раннего протерозоя возникла Пангея I — новый гигантский материк, практически полностью вышедший из-под уровня моря. Образование материка предполагает, что на другой половине Земли сосредоточилась водная масса, вытесненная из подвижных поясов. Таким образом, именно с этого времени мы можем говорить не только о Пангее, но и о Панталассе — гигантском океане как антиподе не менее гигантского материка.

Вопрос о составе раннепротерозойской атмосферы все еще остается дискуссионным. По одним данным, уже на рубеже архея и протерозоя количество кислорода в атмосфере приблизилось к современному, по другим — это произошло лишь к середине раннего протерозоя к рубежу в 2,0 млрд лет. Увеличению содержания свободного кислорода должна была способствовать деятельность фотосинтезирующих бактерий и синезеленых водорослей, следы жизнедеятельности которых — разнообразные строматолиты — широко распространены в нижнепротерозойских отложениях. Не исключено, что выделяющийся кислород, реагируя с растворенным в воде железом, способствовал осаждению окислов железа, в результате чего сформировались толщи полосчатых железистых кварцитов — джеспилитов. Этот процесс мог замедлить поступление кислорода в атмосферу. Прокариотные организмы — бак-

терии — эволюционировали очень медленно. Существовали ли в раннем протерозое эукариотические организмы, т. е. организмы, клетки которых содержат ядро и обладают хромосомами и сложной внутренней структурой, остается пока неясным. На эволюцию состава морской воды в раннепротерозойское время указывает появление растворенных в ней карбонатов.

6.2. СРЕДА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Интенсивный рост оксидно-железного ядра Земли, превышение уровня вод океана гребней срединно-океанских хребтов и быстрый рост фотосинтезирующих водорослей привели в раннем протерозое к радикальным геохимическим изменениям. Наиболее существенными были три процесса. 1. Обогащение мантии кремнеземом, а следовательно, обогащение кремнеземом и литофильными элементами, выплавляющимися из мантии плутонических и вулканических пород. 2. Выделение в океан при гидратации океанской коры кремнезема и карбонатов и в связи с этим широкое распространение осадочных кварцитов и карбонатов. 3. Появление в результате фотосинтезирующей деятельности водорослей свободного кислорода в океане и атмосфере. Последнее обусловило переход от восстановительных условий к окислительным. Это, в частности, прервало формирование золото-урано-пиритовых конгломератов и способствовало осаждению джеспилитов и образованию красноцветов.

В связи с существенным изменением обстановки осадконакопления кварциты встречаются практически во всех осадочных толщах нижнего протерозоя. Особенно много железистых кварцитов — джеспилитов, выпадавших из водной взвеси вследствие резкого понижения подвижности железа из-за окисления его и перехода из двухвалентной формы в трехвалентную. Джеспилиты распространены на Бразильском щите, на Африканской и Австралийской платформах, Канадском, Балтийском, Украинском, Алданском щитах, на Таримской и Китайско-Корейской платформах. В этих же регионах большим распространением стали пользоваться и карбонатные породы. Многие из них содержат остатки водорослей и катаграфий.

Для раннего протерозоя характерно наличие не только разнообразных морских осадков, но и следов их усыхания. Свидетельством засушливости и высокого уровня солености служит появление эвапоритов. Это включения каменной соли и гипса в породах надсерии Гурон, гипсов в мраморах надсерии Грейт-Слейв на Канадском щите и метаэвапоритов в алевролитах лагунной бутунской свиты удоканской серии Алданского щита.

Пользующиеся значительным распространением тиллиты и тиллоиды — конгломераты ледниково-морского происхождения — свидетельствуют о появлении покровных ледников. Их очень много на юге Африки, в Индостане, Австралии, на Канадском щите. На Балтийском щите они встречаются в двух горизонтах: в низах

сариолийской серии и в низах ладожской серии. Имеются свидетельства о присутствии тиллоидов на п-ове Таймыр, на оз. Байкал и в Юго-Восточной Азии.

Процессы тектонического сжатия, вулканизма и плутонизма в раннем протерозое привели к консолидации ряда щитов. Окончательно объединились Гвианский и Западно-Бразильский щиты. Между ними и Восточно-Бразильским щитом существовал довольно широкий прогиб. Соединились Регибатский и Эбюрнейский щиты в Западной Африке, тогда как Хоггар еще не сконсолидировался. Щиты Центральноафриканский, Танганьикский и Бангвеулу образовали единую платформу, которая по складчатому поясу Ирумид начала соединяться с щитами Каапваальским и Зимбабве и по поясу Убанги—Бурунди — с щитом Касаи. Начали консолидироваться блоки севера Австралии, большей части Канадского щита, а также Восточно-Европейской платформы. Закончилась консолидация фундамента Сибирской и Китайско-Корейской платформы.

Преимущественно в наземной обстановке на сблизившихся континентах, образовавших Пангею I, сформировались осадочные отложения. Они состояли из терригенных грубообломочных неотсортированных пород — конгломератов, гравелитов, аркозов и песчаников, иногда с примесью пирокластического материала. Как кислые вулканиты, так и континентальные осадочные образования окрашены в красные цвета, свидетельствующие о присутствии трехвалентного железа, а значит о наличии в атмосфере свободного кислорода.

Среди осадочных пород морского генезиса распространены различные прибрежно-морские, шельфовые, а также относительно глубоководные отложения.

6.3. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ранний протерозой был выдающейся эпохой железорудного накопления. Важное промышленное значение имеют осадочные железные руды. Это джеспилитовые полосчатые руды относительно глубоководного происхождения, железосланцевые и железокарбонатные руды и оолитовые прибрежно-морские железные руды. Такого типа железные руды распространены в Кривом Роге и КМА, в бассейне р. Амазонки (кряж Каражос), в Западной Австралии, в системе Трансвааль на юге Африки, в сериях Минас и Итаколуми в Бразилии, на Канадском щите.

Встречаются руды металлов группы железа — марганца в Бразилии и Африке, кобальта, сульфидов меди и никеля — в Канаде, медноколчеданных руд — в Финляндии, титана и хрома в Южной Африке, ванадия — в Намибии и штате Минас-Жерайс в Бразилии.

Обильное раннепротерозойское золото находится в золото-урано-пиритовых конгломератах юга Африки и в кварцевых жилах также в Африке. Подобные конгломераты являются главными протерозойскими урановыми рудами.

Основными раннепротерозойскими медными рудами являются медистые песчаники, распространенные в Восточной Сибири. Промышленное значение имеют медноколчеданные руды в Финляндии.

Нижнепротерозойскими являются россыпи с алмазами и золотом в Гайане и Гане.

ГЛАВА 7. ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

7.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

Интервал геологического времени продолжительностью около 1 млрд лет, начавшийся с карельской тектономагматической эпохи (ТМЭ) (1650±50 млн лет назад) и продолжавшийся до байкальской ТМЭ (650±20 млн лет назад), носит название *рифея*. Рубежами готской ТМЭ (1350±20 млн лет назад) и гренвильской ТМЭ (1000±50 млн лет назад) рифей делится на три части — ранний, средний и верхний.

Название «рифей» происходит от древнего наименования Урала (Ripheus) и впервые было предложено Н. С. Шатским для мощного комплекса позднедокембрийских отложений, развитых на Урале.

Подразделения верхнепротерозойской эонотемы, принятые в России, представлены в табл. 7.1.

За рубежом нижний и средний рифей принято рассматривать совместно в качестве среднего протерозоя, а под верхним проте-

Таблица 7.1

Общее стратиграфическое подразделение верхнего протерозоя

Эонотема		Эратема	Система	Региональные подразделения	
				Урал	юго-восточная Сибирь
		венд	верхний		юдомий
			—620±15—		
			нижний		
		—650±20—			
Верхний протерозой	рифей	верхний (каратавий)		каратауская серия	уйская, лахандинская,
		—1000±50—			
		средний (юрматиний)		юрматинская серия	карпыльская, анмчанская серии
		—1350±20—			
		нижний (бурзяний)		бурзянская серия	учурская серия
—1650±50—					

розоем понимают верхний рифей и венд. Венд в нашей стране официально включается в состав верхнего протерозоя и им заканчивают докембрийский отрезок истории. Однако по содержащимся в нем органическим остаткам, вполне отвечающим понятию фанерозоя как времени существования «явной» жизни, так и в тектоническом отношении венд все-таки больше тяготеет к фанерозою и поэтому будет рассмотрен нами в составе последнего.

Стратотипы. Стратотипом рифея является разрез Башкирского антиклинория Южного Урала, а гипостратотипом — разрез Учуро-Майского региона Сибири. Три серии стратотипа рифея, отражающие последовательные стадии развития доуралид, разделяются геологическими событиями того или иного масштаба и охарактеризованы специфичными комплексами микрофоссилий, строматолитов и микрофитолитов. Эти три серии, традиционно служившие моделью для разработки схем общего расчленения рифея, являются типами подчиненных рифею хроностратиграфических единиц — нижнего рифея (бурзяния), среднего рифея (юрматиния) и верхнего рифея (каратавия).

Бурзянская серия залегает несогласно на архейских гнейсах и делится на три свиты: айскую, саткинскую и бакальскую. Нижняя, айская, свита обладает сложным строением и слагается полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, частично туфогенными, кварцитопесчаниками, конгломератами с галькой гранитов, джеспилитов, основных и кислых вулканитов, щелочными базальтоидами. В верхней части располагаются кварц-слюдистые и филлитовые сланцы и доломиты (1700—2000 м). Саткинская свита слагается доломитами, отчасти известняками с прослоями сланцев (до 2400 м), а бакальская свита — филлитовидными сланцами с прослоями доломитов и известняков (1300 м).

Среди микрофоссилий доминируют обладающие широким вертикальным распространением наиболее просто устроенные мелкие сфероморфиты, колониальные коккоидные и нитчатые остатки водорослей. Наряду с ними появляются неизвестные в более древних отложениях органостенные сфероморфиты — Satka favosa Jank, S. undosa Jank, Eomerginata atriata Jank, Germinosphaera tadasii A. Weiss. Среди бурзянских строматолитов, кроме эндемичных таксонов и некоторых транзитных групп, в саткинской свите присутствуют разнообразные постройки и известные далеко за пределами Урала Kussiella kussiensis Kryl., Conophyton garganicus Kor., Gongylina differenciata Kom., Stratifera omachtella Semikh. В бакальской свите известны Gaya irkutskanica Kryl. и поднимающиеся в средний рифей Conophyton cylindricus Masl., Con. lituns Masl. Микрофитолиты представлены Osagia pulla Z. Zhur., Vesicularites rotundus Z. Zhur., Glebosites magnus Nar., Nelcunella (Stellaria).

Нижняя граница среднего рифея в уральском стратотипе проводится по основанию машакской свиты юрматинской серии, которая несогласно залегает на бурзянской. Изотопный возраст

границы определяется в 1350±20 млн лет. В стратотипическом разрезе машакская свита слагается преимущественно субаэральными основными и кислыми вулканитами и их туфами, затем кварцитопесчаниками (иногда красноцветными), конгломератами и филлитами. Общая ее мощность достигает 2300 м. Залегающая выше зигальгинская свита (200—1100 м) представлена серыми кварцитопесчаниками и кварцитами с прослоями филлитизированных алевролитов. В зигазино-комаровской свите (800—1600 м) преобладают различные филлитовидные сланцы. Наряду с ними присутствуют алевролиты, доломиты и известняки. В верхней части располагаются пластовые сидериты. Авзянская свита (1100—1650 м) сложена доломитами, известняками и в меньшей мере песчано-глинистыми породами.

Микрофоссилии среднего рифея известны из зигазино-комаровской и авзянской свит. Они обладают почти полной преемственностью состава от бурзянских. Исключения составляют встреченные в нижней части авзянской свиты окремненные стебельковые цианобактерии Polybessurus и появляющиеся в кровле свиты относительно крупные сфероморфные Leiosphaeridia jacutica (Tim.), эллипсоидальные Eosynechococcus tiulmesis Jank. et Kozl., близкие к формам Valeria и довольно разнообразные нитчатые микроостатки Calyptothrix. Строматолиты юрматинской серии известны в авзянской свите. Они представлены в нижней части Baicalia aborigena Shap., Svetliella avzianica Kom., а в верхней — рядом эндемичных форм Baicalia nova Kryl., Thesaurus macrotomus Vlas. и формами широкого распространения Conophyton metula Kir., C. cylindricus Masl., Jacutophyton sp., Stratifera flexurata Kom. Среди микрофитолитов здесь обычны Osagia tenuilamellata Reitl., Vesicularites flexuosus Reitl., V. marginulatus Z. Zhur.

Нижняя граница верхнего рифея проводится по основанию зильмердакской свиты каратавской серии, отделенной крупным несогласием от юрматинской. Предкаратавский рубеж характеризуется широким развитием кор химического выветривания. Условно изотопный возраст границы принят в 1000±50 млн лет.

В составе каратавской серии выделяется шесть свит: 1) зильмердакская (1000—3000 м) — аркозовые и кварцевые песчаники, часто красноцветные с линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов, а также с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов; 2) катавская свита (250—600 м) — пестроцветные известняки и мергели; 3) инзерская (150—800 м) — алевролиты, сланцы, песчаники с глауконитом; 4) миньярская (400—800 м) — доломиты, реже известняки, в верхней части прослои и линзы кремней; 5) укская (400—600 м) — известняки онколитовые, пелитоморфные и обломочные, кварцевые песчаники и алевролиты; 6) криволукская свита (250—400 м) — алевролиты и глинистые сланцы с горизонтом кварцитопесчаников.

Микробиота типовых разрезов верхнего рифея помимо транзитных таксонов заключает во всех группах своеобразные формы, среди которых акритархи, крупные сфероморфиты и микрофито-

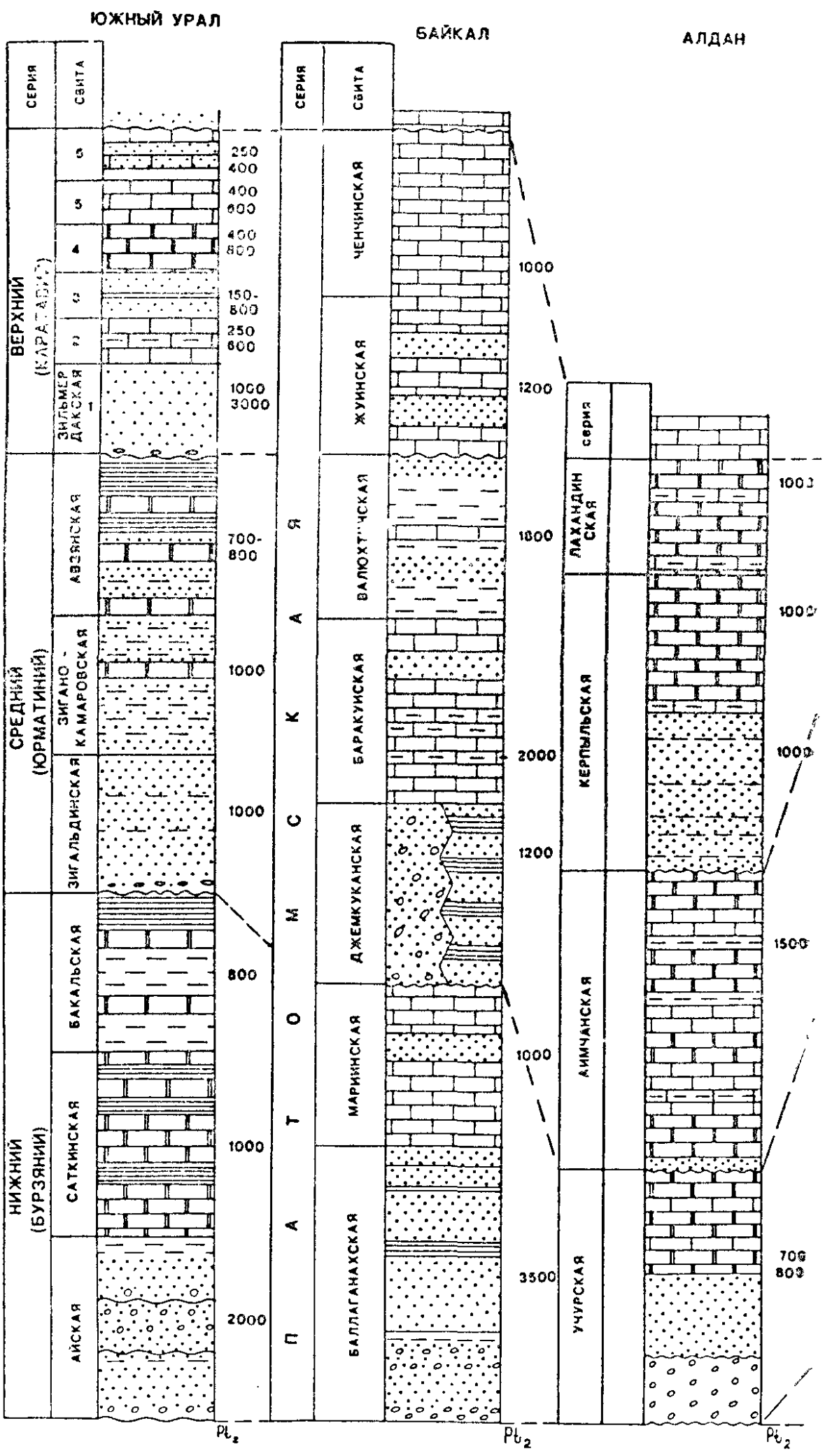
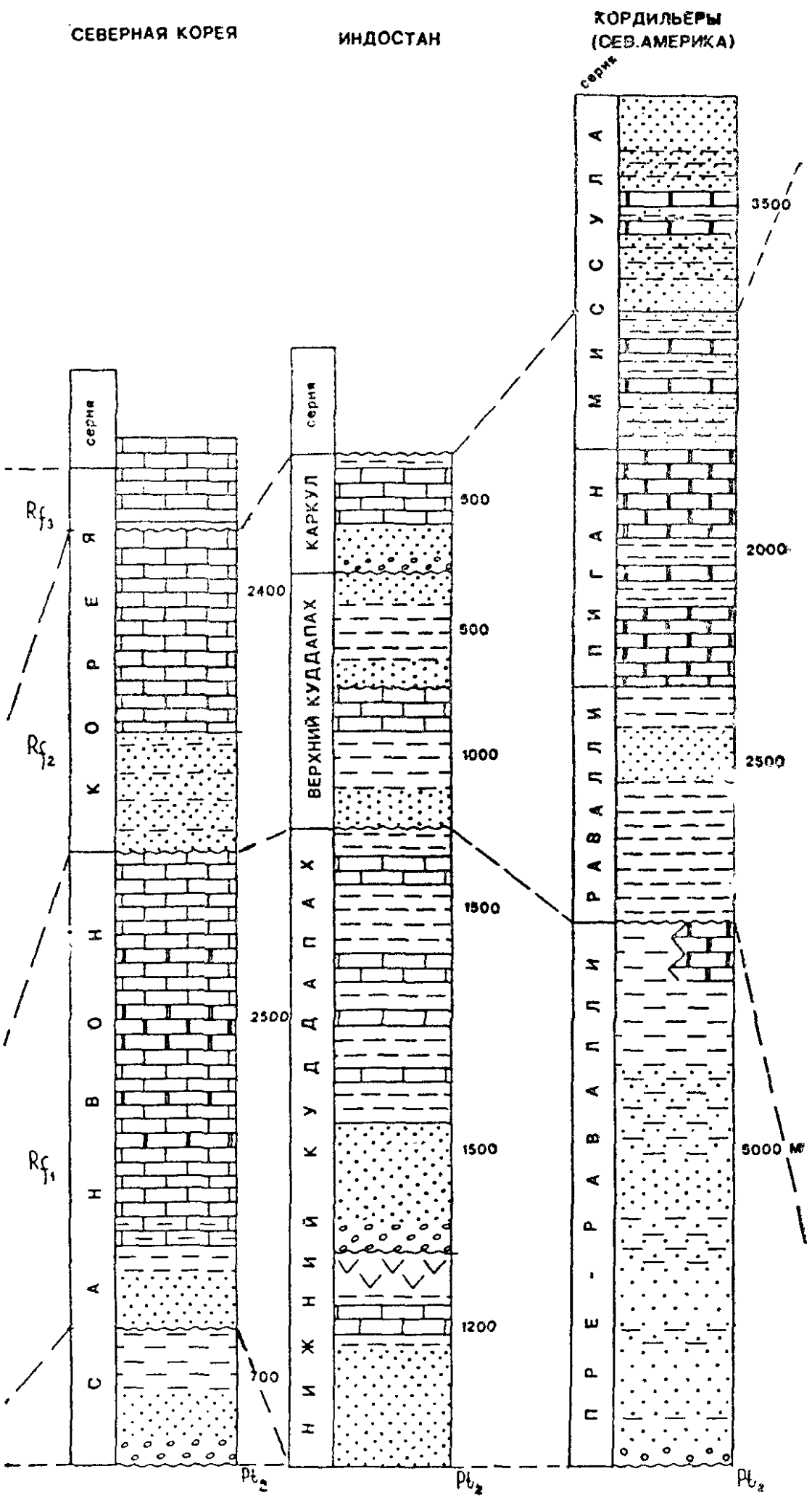


Рис. 7.1. Сопоставление разрезов
Свиты (Южный Урал): *1* — зильмердакская,
миньярская, *5* — укская,



рифейской группы.
2 — катавская, *3* — инзерская, *4* —
6 — криволукская

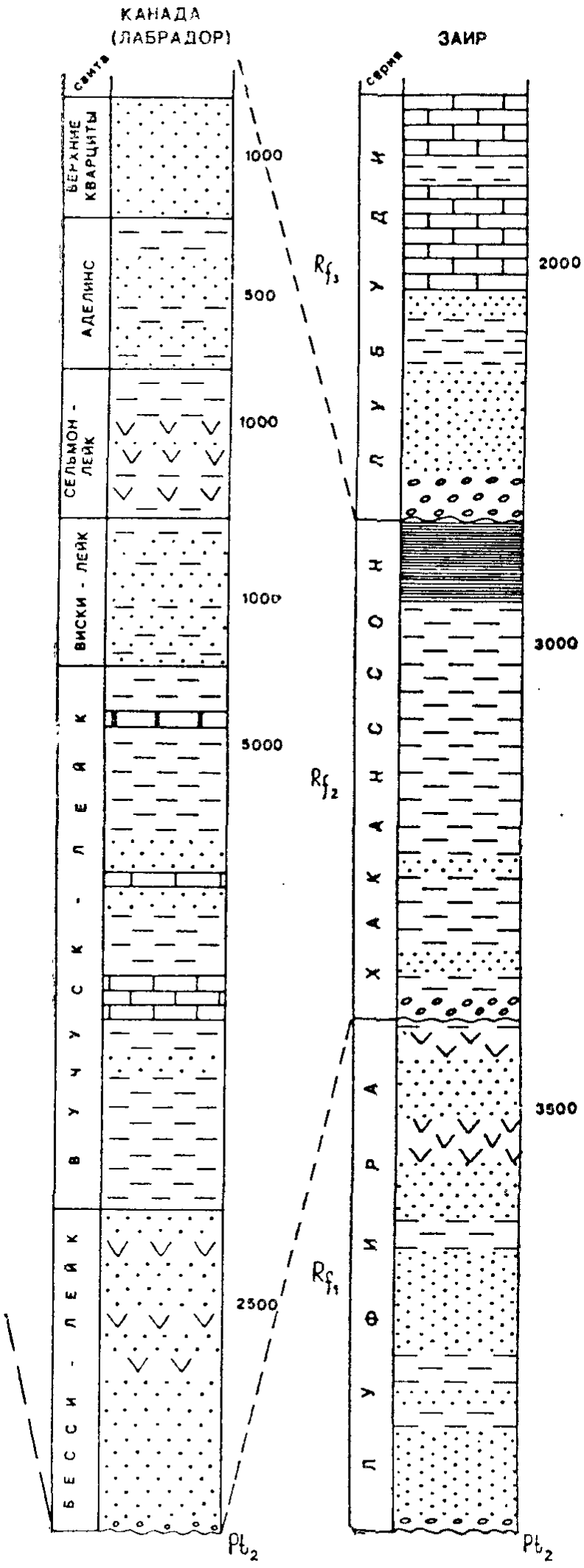


Рис. 7.1. Составление разрезов рифейской группы.
Свиты (Южный Урал): *1* — зильмердакская, *2* — катавская, *3* — инзерская, *4* — миньярская, *5* — укская, *6* — криволукская

литы. Строматолиты каратавской серии отличаются от юрматинских резким обновлением систематического состава и образуют шесть последовательных ассоциаций: 1) Inzeria tjomusi Kryl., Jurasania cylindrica Kryl. (нижнекатавские отложения); 2) Malginella zipondica Kom., M. sp. (среднекатавские отложения); 3) Conophyton garganicus var. ikeni Raab. et Kom., Gon. reticulatus Kom., Colonnella ulakia Kom. (верхнекатавские отложения); 4) Gymnosolen ramsayi Steinm., Katavia karatavica Kryl., Inzeria djejimi Raab., Parmitas meridionalis Raab. (миньярские отложения), 5) Conophyton miloradovici var. krylovi Raab., Minjaria uralica Kryl., Tungussia perforata Raab. et Kom., Sacculia turukhanica Kam.; 6) Linella ukka Kryl., L. simica Kryl., Tungussia bassa Kryl. (укские отложения).

Общая мощность рифейских отложений в стратотипической местности составляет 14—15 км. Отложения смяты в складки, слабо метаморфизованы. На рифее с размывом и несогласием залегает толща полимиктовых песчаников, конгломератов и алевролитов, относимая к ашинской серии вендского возраста.

Некоторые разрезы рифея показаны на рис. 7.1.

7.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Важнейший этап в развитии органического мира докембрия совпадает с началом позднего протерозоя, когда широкое распространение получили эукариоты — организмы, клетки которых имели обособленные ядра. Эукариоты стали частично переходить к кислородному дыханию или могли чередовать кислородное дыхание с брожением. Это зависело от частоты и продолжительности смены условий среды обитания. В позднем протерозое появились первые планктонные организмы.

Второй важнейший рубеж развития органического мира совпадает с началом среднего рифея. В это время появились и расселились примитивные многоклеточные организмы среди растений и животных. В составе последних уже были не только бентоносные формы, прикрепленные к дну, но и подвижные илоеды. Предполагают, что следами жизнедеятельности илоедов являются катаграфии, впервые встречающиеся в отложениях, имеющих возраст 1200 млн лет. В среднем рифее появляются акритархи. Эти образования по внешнему виду напоминали споры растений, но в действительности представляли остатки фито- и зоопланктона. В среднем рифее особенно пышное развитие получили синезеленые водоросли, остатки жизнедеятельности которых — строматолиты — имеют важное значение для стратиграфии (рис. 7.2). По остаткам этих водорослевых построек производится расчленение рифея и сопоставление выделенных горизонтов.

Вероятно, этап развития органического мира, начавшийся в среднем рифее, связан с достижением точки Пастера, когда содержание кислорода в атмосфере достигло величины 0,1% от современного. Это обеспечивало защиту организмов от ультрафиолетового излучения и благодаря этому животные, перейдя к кислородному дыханию, смогли подниматься к самой поверхности воды и заселять обширные мелководья.

7.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Ранний и средний рифей. В цикле раннедокембрийского развития к началу позднего протерозоя было сформировано, по разным оценкам, от половины до трех четвертей современного объема континентальной коры (рис. 7.3). Существуют серьезные основания думать, что в результате отмирания и замыкания раннепротерозойских глубоководных бассейнов эта кора в раннем рифее была стянута в единый суперконтинент, получивший название Пангея I, или Мегагея, в отличие от позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи II, впервые выделенной А. Вегенером. На единство этого суперконтинента указывают прежде всего палеомагнитные данные — сходство кривых кажущейся миграции магнитных полюсов, определенных для позднего докембрия разных континентов.

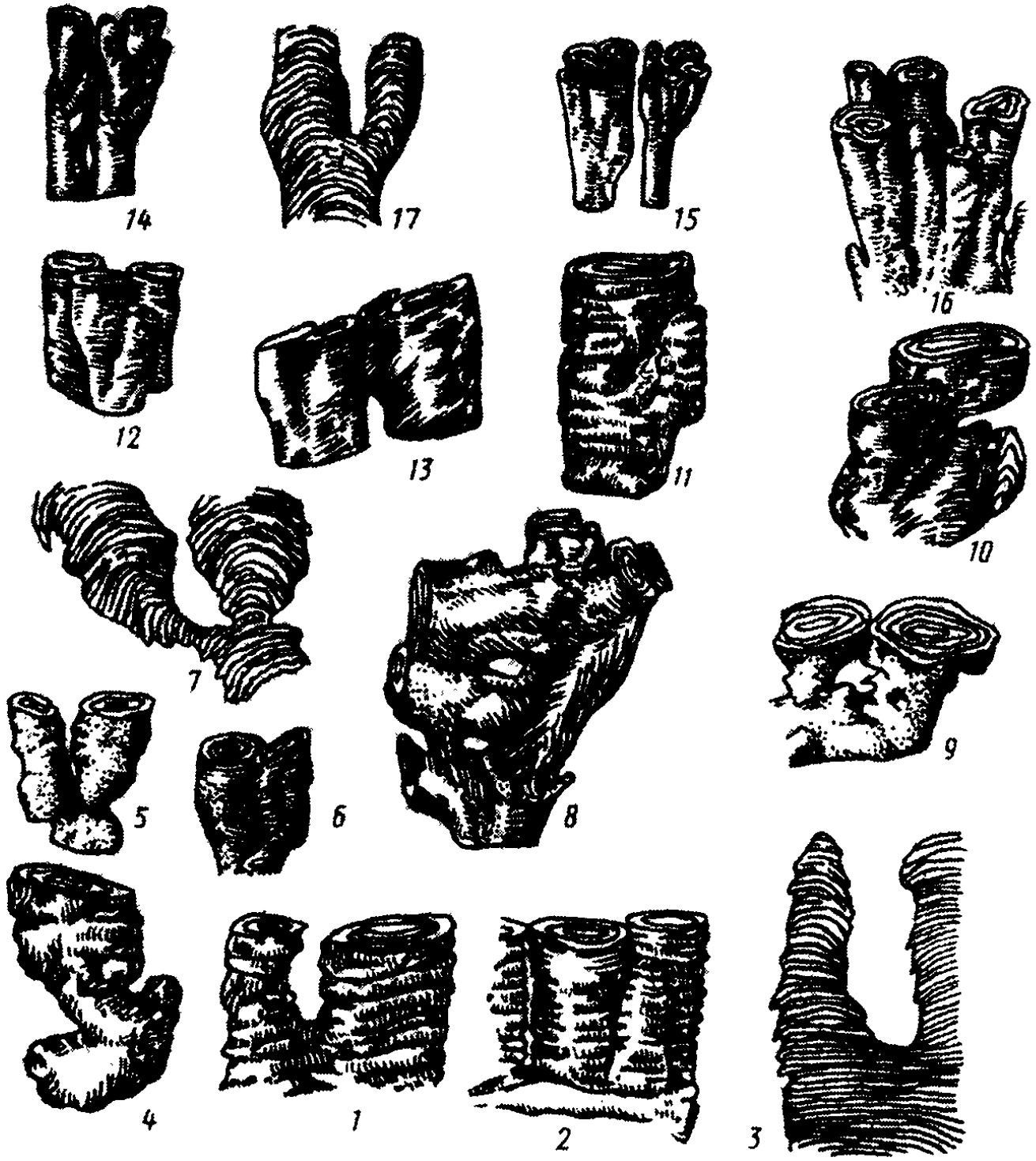


Рис. 7.2. Строматолиты рифея Урала и некоторых районов России (по Б. М. Келлеру):
1, 2, 4—6, 8—16 — общий вид построек; *3, 7, 17* — продольное сечение столбиков; *1—3* — Kussiella; *4—7* — Baicalia; *8—10* — Tungussia; *11—13* — Minjaria; *14—17* — Gymnosolen

---

Рис. 7.3. Палеогеографические элементы раннего и среднего рифея на современной географической основе:
1 — суша платформенная и орогенная, низкая и возвышенная; *2* — области континентального осадконакопления, *3* — эпиконтинентальные моря; *4* — островная суша; *5* — моря шельфовые и континентального склона; *6* — древние глубоководные области или районы, не охарактеризованные фактическим материалом; *7* — эвапориты; *8* — турбидиты; *9* — островодужные вулканиты преимущественно известково-щелочного состава; *10* — окраинно-континентальные вулканические пояса

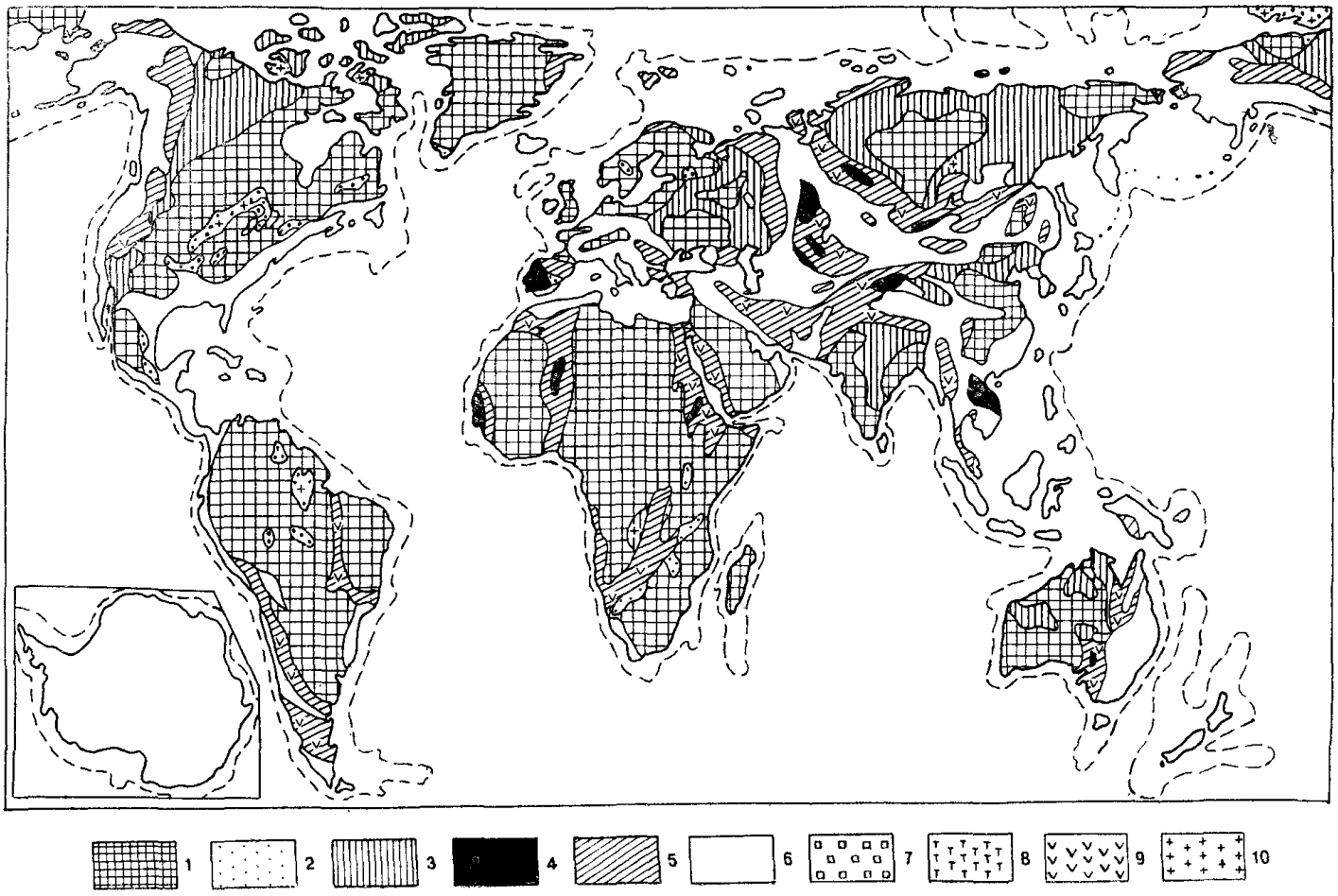


Рис. 7.3

Лишь немногие подвижные зоны геосинклинального типа были унаследованы раннерифейской структурой коры от раннего протерозоя. Это Муйская зона на юге Сибири, в Прибайкалье, зона Майомбе в Экваториальной Африке и Маунт-Айза в Австралии. И только одна из этих зон — Маунт-Айза — закончила свое развитие в конце раннего рифея складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией. Другой тип раннерифейских структур, унаследованных от раннего протерозоя или возникших в раннем же рифее, — гранулито-гнейсовые пояса — Восточно-Гатский в Индии, Олбэни-Фрейзер-Масгрейв в Австралии. Эти структуры на данном этапе развивались в обстановке интенсивного сжатия, сопровождаемого метаморфизмом до гранулитовой ступени включительно, образованием гранитных плутонов и полей пегматитов. Можно предполагать, что они представляют как бы рубцы на месте столкнувшихся в конце раннего протерозоя протоконтинентов.

Некоторая часть раннерифейских подвижных зон геосинклинального типа была новообразованной, несогласно наложенной на сложившуюся к началу раннего рифея структуру. К ним относятся Делийская система в Индостане, Кибарская в Экваториальной Африке и Центральнобразильская в Южной Америке. Образование всех трех систем, несомненно, происходило в условиях растяжения, но только в Делийской и, возможно, в Центральнобразильской оно могло привести к полному разрыву континентальной коры и ее замещению корой океанского типа. Делийская система с некоторым смещением частично наследует Аравалийскую систему раннего протерозоя.

Остальная значительно бо́льшая площадь континентальной коры развивалась в условиях преобладания умеренных поднятий. На этом фоне в ряде регионов — в Северной Америке в широкой полосе от Техаса до Лабрадора, в основном к югу от Канадского щита, в Южной Америке на западных склонах Гвианского и Центральнобразильского щитов, тогда составлявших единый Амазонский кратон, в северо-западной Африке, в Европе на западе Балтийского щита, в Скандинавии, в Азии, Центральном Казахстане — мощно проявлялся кислый, с щелочным уклоном наземный вулканизм и формировались крупные плутоны гранитов рапакиви, нередко с габбро-анортозитами в нижней части плутонов. Этот магматизм наследует аналогичный магматизм конца раннего протерозоя и является свидетельством еще достаточно высокого теплового потока, так как в нем кроме мантийных дериватов участвуют и продукты плавления сиалической коры. Знаменательно также, что области его проявления тяготеют к периферии щитов древних платформ.

Некоторые участки стабильных областей континентов были заняты плоскими впадинами типа синеклиз, заполнявшимися обломочными или карбонатными (строматолитовые биостромы) осадками озерно-аллювиального или мелководно-морского происхождения значительной (до 5—6 км) мощности. Наиболее крупными из них были Атабаска в Северной Америке, Виндийская и Куд-

дапахская в Индии (они, вероятно, составляли единый бассейн), Мак-Артур в северной Австралии. Кроме того, особенно в конце раннего рифея на ряде платформ возникла сеть рифтов — будущих авлакогенов. Это относится к Восточно-Европейской, Сибирской, Китайско-Корейской (Яншаньский авлакоген), Австралийской (авлакоген Баттен в пределах синеклизы Мак-Артур), отчасти Северо-Американской платформам. Максимальная мощность осадков в них вдвое превышает соответствующее значение для синеклиз. Как в синеклизах, так и особенно в авлакогенах наблюдаются проявления траппового, местами бимодального магматизма.

Примечательно, что и в Северной Америке (Белт-Перселл в Скалистых горах), и в Восточной Европе (в частности, на западном склоне Урала), и в Сибири (Юдомо-Майский авлакоген на юго-востоке) наиболее глубокие и широкие авлакогены приурочены к периферии современных древних платформ — кратонов, намечая собой их будущие ограничения. Что же касается суперконтинента (Пангеи I) в целом, то существование его окраины вырисовывается лишь в Юго-Восточной Азии (Южный Китай, Вьетнам), где даже имеются указания на присутствие офиолитов раннерифейского возраста, впрочем нуждающиеся в подтверждении.

Таким образом, Пангея I уже в раннем рифее отнюдь не была монолитным суперконтинентом. В ней существовали довольно многочисленные зоны растяжения, очевидно утонения и даже переработки слагавшей ее сиалической коры, однако, за редким исключением (в Индостане и Центральной Бразилии, например), дело еще не доходило до полного разрыва этой коры и до новообразования коры океанского типа. Последняя могла быть развита, как отмечалось выше, лишь на периферии суперконтинента.

Конец раннего рифея местами отмечен складчатыми деформациями, обычно слабыми, повторным метаморфизмом, внедрением гранитных плутонов. Эти события известны в Северной Америке под названием эльсонского (Лабрадор) или мазатцальского (Аризона), в южной части Скандинавии готского диастрофизма; на западном склоне Урала им отвечает несогласное залегание среднерифейской юрматинской серии на нижнерифейской бурзянской. Однако, за исключением складчатой системы Маунт-Айза в Австралии, нигде в это время не происходило ничего подобного заключительному, орогенному, этапу развития «нормальных» геосинклинальных систем. Можно говорить лишь о некоторой тектономагматической активизации.

С наступлением среднего рифея процессы деструкции суперконтинента Пангея I заметно усилились. Выразилось это в появлении многочисленных новых авлакогенов в Северной Америке, Восточной Европе, Сибири, наряду с активизацией развития раннерифейских структур этого типа. Особенно впечатляет авлакоген Мидконтинента (т. е. середины континента) в Северной Америке — 2500 км в длину, 100—200 км в ширину и 15 км глубиной, причем половина этой мощности сложена базальтами. Активизируется и развитие внутрикратонных подвижных систем геосинкли-

нального типа, например Кибарид в Экваториальной Африке, причем в некоторых из них — на Урале, Таймыре, в Енисейском кряже, Прибайкалье, в хребте Циньлин в Китае, в системе Наталь в Южной Африке, возможно в Центральной Бразилии, — появляются офиолиты, свидетельствующие о смене рифтогенеза спредингом, хотя, вероятно, и ограниченного масштаба. При этом, если в раннем рифее рифтогенез проявлялся в наибольшей мере по периферии будущих древних платформ, то теперь он затрагивает и их внутренние области, что особенно заметно на примере Восточно-Европейского кратона. Но периферические рифты-авлакогены все же испытывали более интенсивное растяжение и погружение. На Урале, Таймыре, Енисейском кряже, в Прибайкалье раздвиг мог перейти в спрединг, который продолжался и в первой половине позднего рифея или даже ограничивался этим временем.

В среднем рифее продолжали развиваться заложенные ранее гранулито-гнейсовые коллизионные пояса — Восточно-Гатский в Индии, Олбэни-Фрейзер в Австралии и некоторые другие. Теперь к ним добавился крупнейший Гренвильский пояс Северной Америки, пересекающий этот континент от Техаса или даже от Южной Мексики до Лабрадора. Условия заложения этого пояса остаются неясными; несомненно, они связаны с растяжением, но его масштаб и характер точно не известны. Восточное продолжение пояса обнаруживается на крайнем юге Гренландии, севере Британских островов, юго-западе Скандинавии и западе Шпицбергена.

Развитие Гренвильского пояса закончилось двумя импульсами интенсивного сжатия, высокоградиентного метаморфизма, внедрения плутонов гранитоидов и анортозитов на рубежах 1100 и 950 млн лет. Эта эпоха тектогенеза (на уровне около 1,0 млрд лет) получила название гренвильской, и это название широко применяется на всех континентах наряду с местными названиями. Появление последних связано с тем, что деформации, магматизм, метаморфизм, тектонотермальная переработка более древних комплексов в данную эпоху широко проявлены практически повсеместно. Гренвильским тектогенезом закончилось развитие Кибарской системы в Экваториальной Африке с ее ответвлениями (кибарский орогенез), Делийской системы в Индостане. Эта эпоха имела большое значение в эволюции Центральнобразильской системы («уруасанский орогенез»). Заметную роль гренвильский тектогенез сыграл и в Урало-Охотском поясе, в частности в Енисейском кряже, Центральном Казахстане («исседонский орогенез»), Прибайкалье, Монголии, а также на Таймыре. Он завершил становление фундамента Северо-Американской, Австралийской, Индостанской и Восточно-Европейской древних платформ.

В авлакогенах среднему рифею отвечает самостоятельный осадочный цикл, а границе среднего и позднего рифея — проявление интрузивного магматизма, основного в Восточной Европе, щелочно-основного в Средней Сибири. Авлакогены Северного Китая испытали в конце среднего — начале позднего рифея складчатость.

В среднем рифее продолжалось развитие некоторых платформенных впадин — синеклиз, в основном в Индостане и Австралии, где размеры их, однако, уменьшаются.

Заметно сокращается и распространение кислых вулканоплутонических ассоциаций; они известны в тех же районах, что и в раннем рифее — на западе Амазонского кратона, в южной части Скандинавии, в Центральном Казахстане, в Антарктиде, причем в их составе возрастает относительное значение интрузий и убывает роль вулканитов.

Активная окраина Пангеи I, как и в раннем рифее, намечается только на юго-востоке Азиатского континента (Южный Китай, Вьетнам).

В общем средний рифей характеризуется, с одной стороны, усилением деструктивных процессов, а с другой стороны, его окончание знаменуется новой консолидацией значительных площадей Пангеи I.

Поздний рифей. Поздний рифей, особенно его вторая половина, начиная с рубежа 850 млн лет назад, — одна из критических эпох в истории Земли, эпоха распада Пангеи I и начала раскрытия палеозойских океанов. С возникновением подвижного пояса Прототетиса, документируемым верхнерифейскими офиолитами Антиатласа (Марокко) на юге и обрамления Богемского (Чешского) массива на севере, Пангея I оказалась расколотой на две части — Лавразию на севере и Гондвану на юге. Но и эти две континентальные массы вскоре, если не одновременно, также подверглись расколу. Между Северной Америкой и Европой сначала заложилась континентальная рифтовая система с накоплением мощных обломочных толщ на Ньюфаундленде, в Восточной Гренландии, Шотландии, Скандинавии и на Шпицбергене, а затем произошло относительно кратковременное раскрытие Кельтского океана (Протояпетуса — см. ниже), реликты коры которого сохранились на о. Англси у побережья Уэльса. Процессы деструкции возобновились в Урало-Охотском поясе, в частности в Восточном Саяне и Забайкалье, в то время как на Таймыре и в Енисейском кряже уже на уровне 850 млн лет протекали деформации сжатия и поднятия, сопровождавшиеся накоплением моласс

Деструктивные процессы проявились и в пределах Гондваны. Наиболее крупномасштабным был раскол между Западной (Южная Америка — Африка) и Восточной (Индостан — Австралия — Антарктида) Гондваной, приведший к образованию Аравийско-Мозамбикского подвижного пояса, состоявшего из нескольких глубоководных бассейнов, разделенных микроконтинентами или вулканическими дугами. Ширина пояса и число бассейнов с корой океанского типа убывают к югу, и, напротив, возрастают к северу, где данный пояс сливается с Прототетисом. К концу рифея начинается общее перемещение масс к западу, в сторону Центральноафриканского континента со столкновением островных дуг и микроконтинентов, выжиманием и обдукцией офиолитов.

В Западной Гондване возникли и другие зоны деструкции и новообразования океанской коры. Одна из них — Транссахарская — протянулась между Центральноафриканским и Западно-Африканским кратонами от Антиатласа до Гвинейского залива. И эта подвижная система расширялась к северу, вливаясь в Прототетис, и сужалась к югу, выклиниваясь в северо-восточной Бразилии. Подобно Аравийско-Мозамбикскому поясу в конце рифея развитие Транссахарской системы вступило в завершающую фазу.

Западнее, по другую сторону Западно-Африканского континента, в позднем рифее активно развивалась Мавритано-Сенегальская система; ее южное продолжение, уже в пределах современной Южной Америки, составляла Центральнобразильская система. Здесь повторно проявляется деструкция после гренвильской консолидации и наступает орогенный этап развития в конце рифея — начале венда. Однако на долю позднего рифея в основном выпали повторные надвигово-сдвиговые деформации более древних толщ.

Еще одна позднерифейская подвижная система в теле будущей Западной Гондваны, также наследующая после перерыва гренвильскую (здесь кибарскую), прослеживается вдоль африканской окраины Южной Атлантики и частично по другую, бразильскую, ее сторону. Осевая зона этой системы так же, как и предыдущие, испытала полный раздвиг континентальной коры и новообразование океанской. Однако здесь это «зияние» выклинивается не в южном, а в северном направлении, упираясь в континентальный блок, элементы которого сохранились по обе стороны Экваториальной Атлантики. Южно-Атлантическая система давала слепое Дамаро-Катангское ответвление в глубь Африки, наследовавшее Кибарскую систему раннего-среднего рифея, но более узкое, менее протяженное и на своем северо-восточном окончании целиком подстилавшееся континентальной корой. Эта система закончила свое развитие двумя импульсами сжатия; первый, главный, завершился на уровне 750 млн лет («катангский орогенез»), второй — 500 млн лет, т. е. в кембрии («дамарский орогенез»). Закрытие глубоководного бассейна произошло уже в катангскую эпоху; на долю дамарской выпало образование надвигов и сдвигов.

Таким образом, будущая Западная Гондвана фактически состояла в позднем рифее из нескольких континентальных блоков — платформ, разделенных узкими глубоководными бассейнами с океанской или утоненной и глубоко переработанной континентальной корой в осевых зонах. Континентальные блоки имели порядка тысячи, подвижные системы — первые сотни километров в поперечнике. Последняя оценка определяется тем, что расстояния между противолежащими континентальными блоками не улавливаются палеомагнитными методами (их точность 500—1000 км).

В противоположность Западной Восточная Гондвана оставалась в позднем рифее относительно монолитной. В конце рифея — начале венда, в тектоническую эпоху, именуемую в России байкальской, в Африке — панафриканской, в Южной Америке —

бразильской, произошло слияние континентальных блоков Западной Гондваны и причленение к ней Восточной Гондваны вдоль Мозамбикского пояса, что и привело в конечном счете к формированию нового суперконтинента, просуществовавшего почти до середины мезозоя.

Окраины как лавразийских, так и гондванских материков, обращенных к Протопацифику (древнему Тихому океану), Прототетису и Палеоазиатскому океану (будущий Урало-Охотский пояс), за некоторым исключением, были пассивными. Это доказывается на ряде их участков, где установлено развитие комплексов шельфа и/или континентального склона, в частности в Северо-Американских Кордильерах (с 850 млн лет), в Андах, в Трансантарктических горах, в Южной Австралии, вдоль юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, южных и восточных окраин Сибирской платформы. Переход к океанским условиям доказывается присутствием офиолитов на западе о. Тасмания, на юге Австралии, в Восточном Саяне, Прибайкалье и Забайкалье. Режим активных окраин по-прежнему характеризует юго-восток Азиатского континента, а также Аравию.

Здесь надо отметить, что в последние годы появились новые работы, кардинально меняющие сложившиеся ранее представления о палеотектонике рифея и о происхождении Тихого океана. Основываясь на большом сходстве рифейских разрезов западной окраины Северной Америки, с одной стороны, и восточной окраины Австралии—Антарктиды — с другой, в особенности ледниковых образований, некоторые исследователи пришли к выводу, что до определенного времени в позднем рифее (750—700 млн лет, по уточненным данным) Северная Америка (Лаврентия) и Восточная Гондвана (Австралия — Антарктида — Индостан) составляли единый суперконтинент, который в середине позднего рифея (850—800 млн лет назад) начал испытывать континентальный рифтогенез, переросший затем в спрединг, приведший к образованию прообраза современного Тихого океана (рис. 7.4). В самом конце рифея и венде произошло крупномасштабное перемещение Восточной Гондваны, которая, обогнув Западную Гондвану, примкнула к ней с восточной стороны, что и привело к замыканию Мозамбикского океана примерно 600 млн лет назад (рис. 7.5). Эти новые представления довольно скоро получили подтверждение в палеомагнитных данных. Из них следует принципиально весьма важное заключение, что Тихий океан не является столь уже древним и не может рассматриваться как прямой наследник гипотетической Панталассы. Кроме того, поздний рифей и венд выступают в качестве времени радикальной перестройки структурного плана Земли.

Роль гранулито-гнейсовых поясов или областей тектонотермической переработки среди структурных элементов позднерифейской коры была значительно более скромной, чем в раннем-среднем рифее. К ним относятся Восточно-Гатский, Сатпурский и Раджестанский пояса в Индостане, северная часть пояса Кибарид

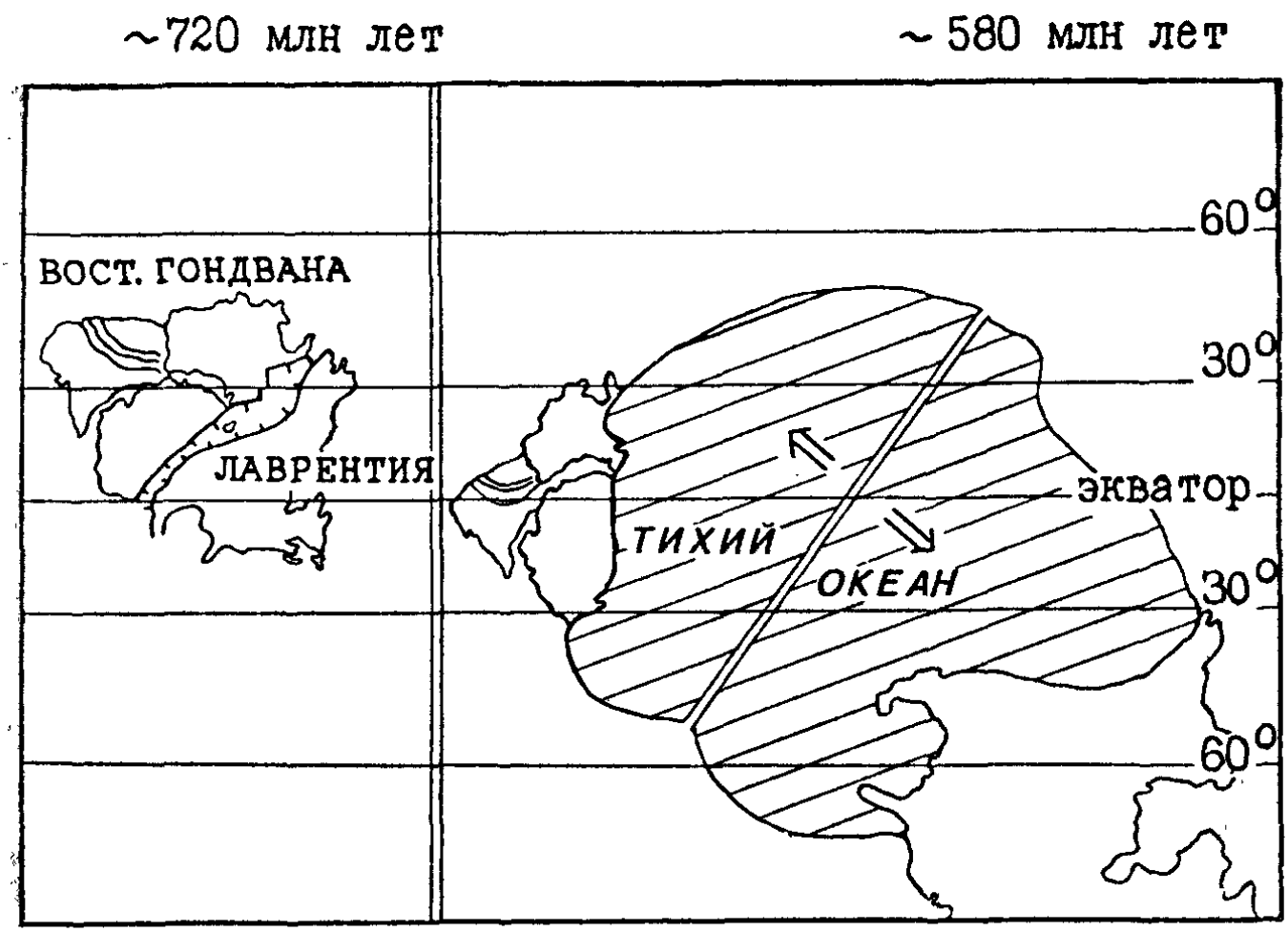


Рис. 7.4. Схематическая карта времени возникиовения Тихого океана (по К. Пауэллу и др.)

в Африке, не вошедшая в состав позднерифейской Дамаро-Катангской подвижной системы, южная часть Мозамбикского пояса, северо-восточный выступ Бразилии и немногие другие.

Система рифтов-авлакогенов, осложнявших строение континентальных платформ, претерпела в позднем рифее определенную перестройку. Закончила свое развитие рифтовая система Мидконтинента Северной Америки, превратившись в слабодеформированные грабен-синклинали, часть авлакогенов Восточной Европы и Сибири; другая большая их часть продолжила свое развитие. Новая генерация авлакогенов возникла в Австралии и Центральной Африке.

Среди позднерифейских платформенных впадин — синеклиз — также обнаруживаются унаследованные от среднего и даже раннего рифея, как, например, в Индостане, и новообразованные — Сан-Франсиску в Южной Америке, Таудени и Конго в Африке.

Некоторые участки более древних континентальных глыб — кратонов, прилегающие к подвижным поясам и системам, претерпели в конце рифея — начале венда тектонотермальную переработку, нашедшую наиболее яркое выражение в «омоложении» радиометрических датировок. Это особенно характерно для Африки, откуда и выражение «панафриканский» термотектогенез (активизация), отчасти для Южной Америки, Индостана и Восточной Антарктиды.

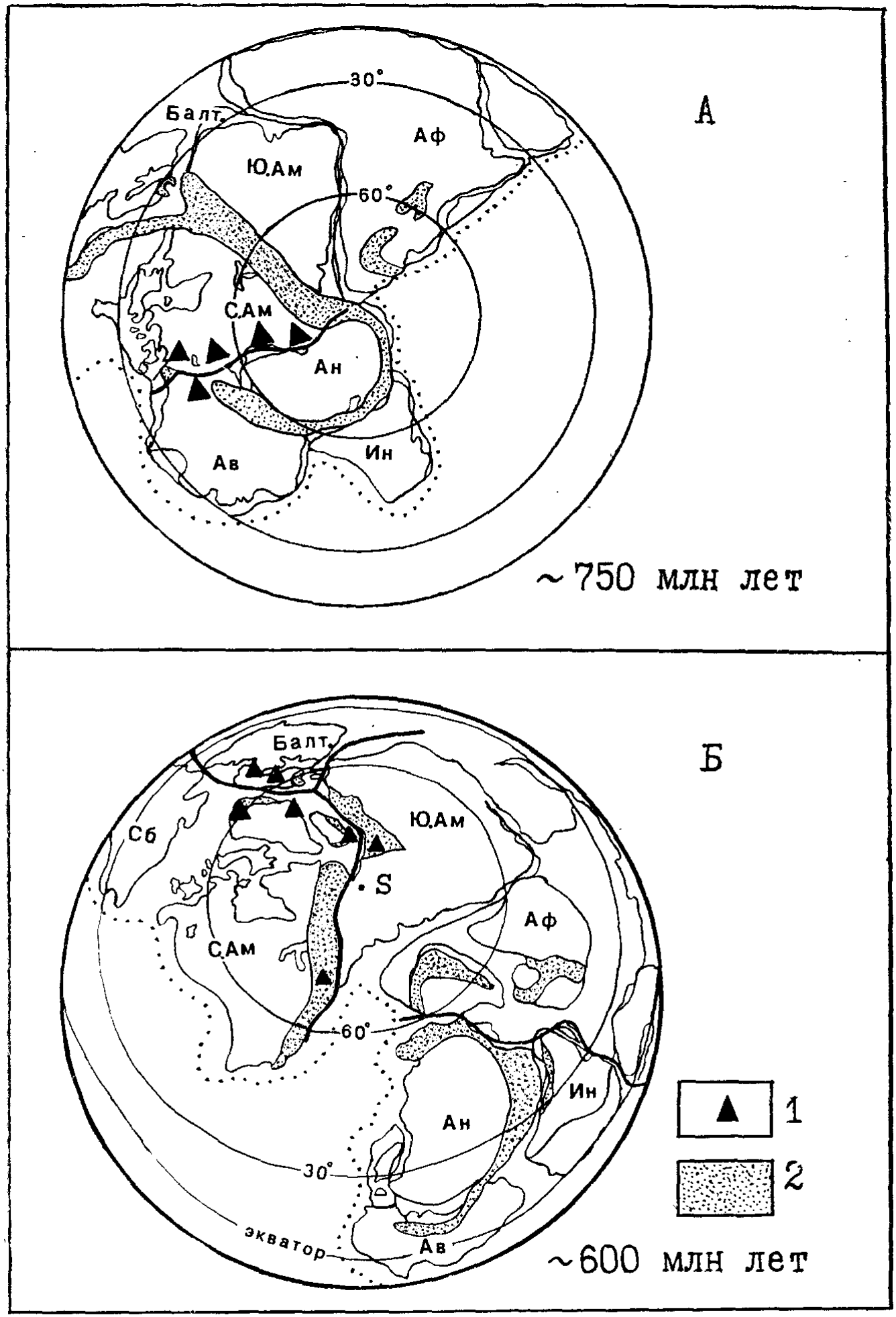


Рис. 7.5. Реконструкцин положений материков в рифейское время: Балт. — Балтия, Ю. Ам — Южная Америка, Аф — Африка, С. Ам — Североая Америка, Ан — Аитарктида, Сб — Сибирь, Ин — Индия, Ав — Австралия. *1* — тиллиты, *2* — морские бассейны

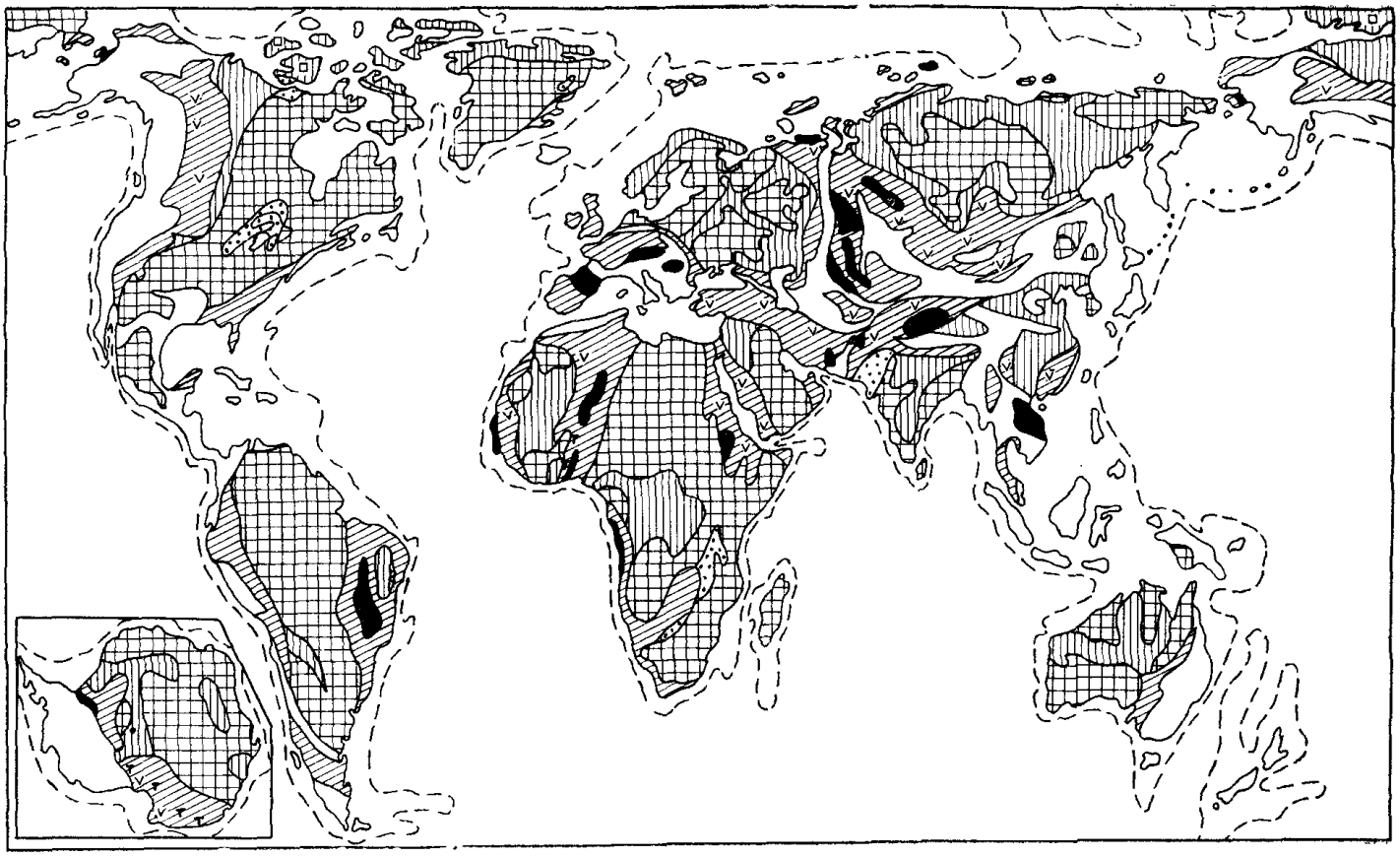


Рис. 7.6. Палеогеографические элементы позднего рифея на современной географической основе
Условные обозначения см. на рис. 7.3

Основные палеогеографические элементы позднего рифея показаны на рис. 7.6.

7.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Установление климата рифейского времени представляет трудную задачу, так как из орбиты исследований исключаются такие важнейшие индикаторы климата, как растительные ассоциации и фаунистические комплексы. Особенности климата рифейского времени определяются в основном по распространенности осадочных пород — индикаторов климата и продуктов переотложения древнейших кор выветривания, а также по данным палеотермометрии. Широкое распространение в раннем и среднем рифее больших объемов шельфовых высокомагнезиальных известняков и доломитов и хемогенного кремнеобразования свидетельствует о существовании мягкого морского и очень теплого климата. По изотопам кислорода и водорода в сингенетических кремнях, заключенных в карбонатных породах, установлено, что средние температуры земной поверхности 1,3—1,2 млрд лет назад колебались в пределах 40—50 °С. Подобные температуры и насыщенность атмосферы углекислым газом способствовали образованию строматолитов и микрофитолитов, максимальное развитие которых за всю докембрийскую историю приходится на средний рифей. Помимо карбонатов в среднем рифее значительно развиты красноцветные терригенные толщи и эвапориты, что позволяет полагать, что наряду с влажным климатом существовали территории с аридным типом климата.

В конце среднего рифея произошло понижение температуры земной поверхности, что выразилось в сокращении карбонатонакопления, исчезновении хемогенного кремнеобразования, несмотря на увеличение интенсивности вулканизма. Широким распространением пользовались терригенные толщи, среди которых ведущая роль стала принадлежать полимиктовым разностям. Снижается число строматолитовых построек. Все меньше встречается остатков протяженных биогермных тел. На смену однообразному в температурном отношении азональному жаркому климату с определенной дифференциацией по степени увлажнения в позднем рифее пришел климат с резкой термической зональностью. Стали обособляться области с нивальным (холодным) и экваторнальным климатами.

Наиболее яркая особенность верхнего рифея — присутствие среди осадочных толщ ледниковых отложений. Тиллиты известны на двух стратиграфических уровнях и в соответствии с их положениями выделяют нижний и верхний тиллитовые горизонты. Нижний горизонт относится к уровню 750—720 млн лет, а верхний — 680—650 млн лет, т. е. уже к началу вендского периода.

К толще тиллитов и фациально связанных с ними морских осадков (акваморены, айсберговые образования) приурочены железорудные залежи, что является одним из главных корреляцион-

ных признаков нижних тиллитов. Нередко мощный горизонт нижних тиллитов представлен двумя уровнями тиллитов с разделяющим их межледниковым горизонтом. Горизонт нижних тиллитов известен как среди интракратонных образований Северо-Американской, Южно-Американской, Африканской и Австралийской платформ, так и в чехле микроконтинентов и среди шельфовых образований периферии подвижных поясов (Тянь-Шаньский, Транссахарский, Восточно-Гренландский и Аделаидский). Развитие тиллитов и образований ледниково-морского происхождения (мариногляциальных отложений) дает основание не только предполагать широкое распространение холодных климатических условий, но и оконтурить области с нивальным климатом.

7.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ранний рифей достаточно обилен полезными ископаемыми. Это пластовые сидерит-гематитовые железные руды оолитовой формации, залежи магнезита, сформировавшиеся за счет вторичного обогащения высокомагнезиальных доломитов, пластовые залежи фосфоритов, месторождения медных и полиметаллических руд.

Железные руды большим развитием пользуются на Урале в саткинской и бакальской свитах бурзянской серии. На Южном Урале в доломитах бурзянской серии имеются залежи магнезита. Аналогичные руды распространены в свите Саданьу серии Санвон в Северной Корее. Типичные пластовые залежи фосфоритов имеются в удерейской и погорюйской свитах сухпитской серии Енисейского кряжа. Такие руды известны в одновозрастных отложениях Монголии и Индии.

Примером раннерифейских медно-полиметаллических руд может служить месторождение Маунт-Айза в Австралии, приуроченное к полосе дробления в филлитах. Халькопирит, пирит и пирротиновое оруденение связаны с крупными кремнисто-доломитовыми линзами. Среднее содержание меди в руде составляет 3%, цинка 7—8%, свинца 7—9%. Другое крупное сульфидно-полиметаллическое месторождение находится также в Австралии — это Брокен-Хилл в блоке Уилльяма в Новом Южном Уэльсе. В залежах свинцово-цинковых руд, приуроченных к осадочно-метаморфическим толщам, имеются серебро, медь, кадмий, золото, кобальт, бериллий, танталониобаты и др.

Одним из наиболее знаменитых металлоносных плутонов раннего рифея является норитовый лополит Седбери в Канаде. К внешней его зоне приурочены месторождения сульфидных медно-никелевых руд.

В Канаде имеются магматогенные месторождения урана. Это жильные месторождения урановой смолки в песчаниках серии Атабаска и в гнейсах серии Это-Бей в районе Большого Медвежьего озера. В Австралии известны магматогенное урановое месторождение Радиум-Хилл в западной части блока Кэтлин и контак-

тово-метасоматическое месторождение Мэри-Кэтлин в породах Корелла пояса Маунт-Айза.

В среднем рифее известны железные руды. Это пластовые сидерит-гематитовые руды оолитовой формации в юрматинской серии Урала. Аналогичные руды известны на Енисейском кряже и в Китае.

Существует много месторождений меди, связанных как с базальтовым вулканизмом траппового типа в областях тектонического растяжения (сульфидная и самородная медь), так и с концентрацией меди в терригенных и терригенно-карбонатных породах. Они известны в зоне Букоба-Уха в Танзании, в серии Цумис в Намибии и надсерии Белт в Северной Америке.

В Канаде в районе Большого Медвежьего озера в серии Коппермайн имеется значительное медное оруденение. Пластообразные залежи самородной меди встречаются в серии Средний Кивино в провинции Сьюпириор и в серии Силл-Лейк в провинции Нейн.

Из полиметаллических месторождений среднего рифея надо отметить гидротермальные месторождения Северной Америки в надсерии Белт в Северных Скалистых горах в рудном районе Кёр-д' Ален в штате Айдахо. Они содержат уран, свинец, цинк, серебро, золото, вольфрам и медь. На продолжении этого района в провинции Британская Колумбия (Канада) находится богатейшее свинцовое оруденение.

Следует упомянуть титановые месторождения — линзы и дайкообразные тела ильменит-магнетитовых, ильменит-гематитовых и ильменит-рутиловых руд, распространенных в габбро-анортозитовом плутоне Дулут на северном берегу оз. Верхнего. Кроме того, в среднерифейских гранитах на Западно-Бразильском щите имеются оловянные залежи, а в Нигерийско-Ливийском поясе в Африке — марганцевые руды.

Хотя в толщах верхнего рифея имеются линзо- и пластообразные залежи железа, промышленное значение они имеют только во впадине Вольта и в Дамарском поясе в Африке, в Австралии, в Кордильерах Северной Америки, на Южном и Среднем Урале.

Полиметаллические месторождения с ванадием, свинцом, цинком и сульфидной медью известны в Дамарском поясе Африки. На юге Заира и в сопредельных районах Замбии крупные месторождения меди известны в так называемом Медном поясе. Его ширина составляет 50—65 км, а длина более 300 км в Заире и более 200 км в Замбии.

В Заире присутствуют окисленные медные руды (с малахитом, хризоколлой, купритом и самородной медью). Там же находятся промышленные залежи кобальта. В Замбии кроме кобальта присутствуют цинк, кадмий, уран, ванадий, германий, золото.

К Медному поясу Шабы (Катанги) в Заире относится и крупнейшее урановое месторождение мира Шинколобве, приуроченное к доломитам серии Роан, имеющее осадочный генезис с последующим наложением гидротермальных процессов.

С поздним рифеем связаны кобальтовые месторождения Бу-Аззер и Эль-Граара в Антиатласе, оловоносные пегматиты в Катанге, медное оруденение на щите Хоггар, медно-свинцовые и цинковые руды Африки, золоторудные жилы на северо-востоке Аравийского полуострова, бариты Африки и Австралии, алмазоносные конгломераты Индии, фосфориты Индии и Казахстана.

В последние годы крупные залежи нефти и газа открыты в рифейских карбонатных толщах Восточной Сибири, в восточной части древней Сибирской платформы.

ЧАСТЬ III

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Палеозойская эра (эра древней жизни) начинает последний крупный эон в истории Земли — фанерозой (время явной жизни), объединяющий палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры. Название «палеозойская серия» впервые было предложено в 1838 г. английским геологом А. Седжвиком для обозначения пород, перекрывающих группу первичных слоистых образований. В 1840 г. его соотечественник Дж. Филлипс применил термин «палеозой» к «переходным» породам более высокого положения и ввел термины «мезозой» и «кайнозой».

Длительное время все три эры объединялись под общим названием «постдокембрийское время», пока в 1930 г. С. Чедвик не предложил для них название «фанерозой», а для протерозоя и архея — «криптозой».

Палеозойская эра — наиболее продолжительная эра фанерозоя. Она началась 540 млн лет назад и закончилась 230 млн лет назад. В ее состав входят шесть периодов: кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный и пермский. На геологических картах нашей страны принято трехчленное деление палеозойской эратемы. К нижнему палеозою отнесены кембрий и ордовик; к среднему — силур, девон и нижний карбон, а к верхнему — средний и верхний карбон и пермь. В зарубежной литературе преобладает двучленное деление палеозоя. При этом граница между ними проводится в основании девонской системы.

Проблема происхождения скелетной фауны палеозоя. Наиболее четким отличием палеозойской эры, как и всего фанерозоя, от более раннего криптозойского этапа развития Земли было стремительное развитие сложно организованных животных с твердым скелетом. Уже в отложениях конца кембрийского периода обнаруживаются представители всех основных типов беспозвоночных животных, и даже, возможно, в это время уже существовали и первые примитивные хордовые.

И в то же время по отношению к растительному царству палеозойская эра является условным подразделением и ее границы лишь отчасти отвечают рубежам эволюционного развития растений. На рубеже докембрия и палеозоя каких-либо существенных изменений в составе растительного царства не происходит. В кембрии, как и на протяжении почти всего криптозоя, растительность

была в основном представлена простейшими, в частности синезелеными водорослями, следы жизнедеятельности которых — строматолиты и онколиты — столь же обильны в карбонатных породах раннего палеозоя, как и в древних докембрийских толщах. Наряду с синезелеными водорослями с конца докембрия существовали бурые, багряные и другие высшие водоросли.

Как объяснить почти внезапное появление в морских отложениях кембрия представителей почти всех типов животного царства? Являлись ли они в кембрийских морях иммигрантами из какой-то другой среды или возникли и развились в докембрийских морях?

Высокий уровень организации кембрийской фауны и наличие в ее составе всех типов беспозвоночных показывают, что к началу кембрия царство животных должно было пройти значительный путь эволюционного развития. Вместе с тем имеющегося геологического времени для такой эволюции явно недостаточно. Значит, должна была быть очень высокая скорость эволюции, которой способствовали бы определенные резкие изменения среды обитания. Тем более, что кембрийская фауна не имела прежде предков. Долгое время внезапность появления скелетной фауны объяснялась общим и достаточно сильным метаморфизмом докембрийских пород, якобы полностью уничтожившим следы докембрийской жизни, а также большим перерывом между образованиями докембрия и палеозоя. Но обнаружение на всех континентах мощных и к тому же неметаморфизованных толщ, лишенных органических остатков в одних случаях, и сохранение нежных, лишенных скелетов мягких тел эдиакарско-беломорской фауны — в других, показали всю несостоятельность подобного объяснения.

Эволюционные изменения, приведшие к появлению скелетной фауны, могут представляться двояким образом: как возникновение у палеозойских групп организмов способности строить минеральный скелет или как быстрое обособление и становление новых групп организмов, сопровождающееся одновременным развитием у них скелетных образований. Необходимо объяснить в первом случае причину одновременного внезапного появления у различных групп морских организмов способности строить скелетные образования, а во втором — причину необычайно быстрого темпа эволюционного развития тех же групп организмов.

Как одно, так и другое, т. е. внезапное появление способности строить скелетные образования и неожиданное ускорение темпа эволюции, трудно объяснить без допущения стимулирующего влияния того или иного глобального фактора земного или космического происхождения. Именно на поиски этих факторов обращено внимание исследователей.

Возможность объяснения внезапного появления скелетной фауны из-за резкого увеличения солености Мирового океана довольно заманчива. Но она наталкивается на ряд трудностей. Известно, что интенсивность соленакопления в различные эпохи фанерозоя сильно менялась, но эти колебания не были связаны с

изменениями общей солености Мирового океана, которая все время оставалась более или менее постоянной. Разница в масштабах соленакопления вызывалась другими причинами: климатическими и тектоническими. Поэтому вряд ли в эпохи, предшествующие фанерозою, не могли существовать лагунные условия, так как совершенно неясной, загадочной и невероятно труднообъяснимой остается причина предполагаемого резкого увеличения солености морских вод на рубеже венда и кембрия. Поэтому представление об обусловленности появления скелетной фауны вследствие резкого увеличения солености Мирового океана должно быть оставлено как малообоснованное.

Это заставляет многих исследователей искать причину возникновения скелетной фауны в ускоренном темпе эволюционного развития. Отсутствие остатков представителей раннекембрийских скелетных групп морских животных в отложениях, заключающих поздневендскую эдиакарскую фауну, показывает, что развитие скелетных групп должно было произойти чрезвычайно быстро, чуть ли не на протяжении всего нескольких миллионов, а возможно, и сотен тысяч лет.

Однако столь быстрый темп эволюционного развития немыслим без стимулирующего воздействия какого-то мощного внешнего фактора. Таким фактором могло быть, по представлениям ряда исследователей, воздействие на органический мир Земли жесткого космического излучения. Установлено, что ультрафиолетовое солнечное, ионизирующее космическое излучение сильно воздействуют на генную и хромосомную структуры живых организмов, резко усиливая их мутационную изменчивость. Одни наследуемые признаки понижают жизнеспособность организмов и в конечном итоге приводят к их вымиранию, другие — оказываются прогрессивными и способствуют выживанию в изменившейся окружающей среде.

Русский геолог Л. И. Салоп (1977) развил идею, высказанную астрономами В. И. Красовским и И. С. Шкловским (1957), о связи эпох усиления космического облучения и эволюционных взрывов с вспышками сверхновых звезд в окрестностях Солнечной системы.

На другой возможный путь решения рассматриваемой проблемы обратил внимание Г. П. Леонов (1985). Он попытался объяснить «внезапное» появление и развитие скелетной фауны миграцией организмов — скелетоносителей из пресно- или солоноватоводных внутриконтинентальных водоемов в морские бассейны. Но для этого надо признать, что скелетные организмы уже существовали в пресных водоемах. По мнению Г. П. Леонова, разнообразные по температуре воды, степени и типу ее минерализации, рельефу дна и берегов и другим особенностям внутриконтинентальные бассейны являлись более благоприятными местами для возникновения жизни, чем значительно более однообразные и постоянные обстановки океанских бассейнов. В дальнейшем разнообразие условий внутриконтинентальных водоемов могло явить-

ся фактором, стимулирующим дифференциацию первичных форм жизни и обособление различных ее ветвей. Слабая минерализация вод внутриконтинентальных бассейнов не стимулировала развитие скелетных образований у их обитателей, которые оставались мягкотелыми. Раньше других барьер солености преодолели наиболее примитивные и наименее приспособленные прокариотные организмы — бактерии, а вслед за ними и синезеленые водоросли.

Как гипотезы о космическом факторе, способствовавшем возникновению скелетной фауны, так и идея Г. П. Леонова о переселении фауны из континентальных водоемов в океанские бассейны обладают рядом недостатков, но все-таки гипотеза о космической радиации предпочтительнее, тем более, что она хорошо согласуется с временем появления и развития озонового экрана, спасающего жизнь представителям животного и растительного царств.

По мнению американского ученого М. Макменамина, широкое распространение некоторых элементов эдиакарско-беломорской и ранней раковинной фауны обусловлено расположением континентов в конце протерозоя — начале фанерозоя. В это время бо́льшая часть суши находилась в приэкваториальной части, так как современные материки входили в состав гигантского суперматерика. На границе венда и кембрия произошел раскол суперматерика. Образовавшиеся континенты на ранней стадии своего развития находились еще недалеко друг от друга. Именно это привело к тому, что животные в благоприятных физико-географических условиях могли беспрепятственно расселяться. Лишь только тогда, когда возникли археоциаты, и особенно трилобиты, начала складываться зональность, т. е. возникли различия в видовом и родовом составе между фауной разных регионов. Эти различия особенно усилились при возникновении значительных водных пространств между континентами.

Эдиакарско-беломорская фауна возникла в мире, для которого характерны единый массив суши, увеличение температурного режима и сравнительно небольшие запасы питательных веществ. Кембрийские организмы появились в другое время — во время распада суперконтинента, когда возникли протяженные береговые линии, причем основная масса прибрежных зон располагалась в благоприятном тропическом климате. Протяженные и широкие шельфы, отделенные от открытого моря поясами мелководного карбонатонакопления, являлись идеальными местами для жизни животных, так как именно эти районы отличались изобилием пищи.

Что же послужило дальнейшей причиной быстрого расцвета животного мира? Повинны ли в этом только физико-географические условия среды обитания или ряд удачных перемен в генетических программах животных? Или причина заключается в какой-то особой комбинации этих явлений? Или, может быть, имели значение какие-то другие, еще неизвестные факторы? Будущие исследования позволят ответить на эти вопросы.

ГЛАВА 8. ВЕНДСКИЙ ПЕРИОД

В 1952 г. переходные слои между протерозоем и кембрием под названием «венд» впервые были выделены Б. С. Соколовым на территории Прибалтики. До этого сначала считалось, что между докембрием и кембрием был длительный перерыв. Затем в этом интервале стали выделять отложения под названием инфракембрия или эокембрия. Термин «венд» (от древнего племени вендов или венедов, обитавших на западе Восточной Европы) как более удачный в настоящее время вытеснил более ранние и получил широкое международное признание.

Вендская система адекватна подразделениям общей стратиграфической шкалы соответствующего ранга. Она определяется как планетарный комплекс разнофациальных отложений, заключенных между образованиями рифейской группы и древнейшими осадками кембрия и располагающихся в возрастном интервале 650 ± 10—540 ± 10 млн лет.

8.1. О ПОЛОЖЕНИИ ВЕНДСКОЙ СИСТЕМЫ В ОБЩЕЙ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ

Сразу после установления вендской системы стал дискутироваться вопрос о ее пограничном положении. Считать ли вендский период завершающим этапом криптозоя или с него начинать фанерозойской эон? До сих пор высказываются диаметрально противоположные мнения. Но пока остаются в силе решения ряда международных геологических конгрессов, согласно которым вендский период должен завершать протерозой.

Длительное время сохранялась неясность с пограничными слоями между протерозоем и фаунистически документированным кембрием. Пока в этих слоях не были известны остатки фауны, все было довольно определенным. Фанерозой как время явной жизни начинался с появлением скелетной фауны. Однако, когда впервые была обнаружена эдиакарская фауна, то многие стали склоняться к мысли о необходимости отнесения венда к фанерозою. Вначале слои с эдиакарской фауной называли эокембрием, и они являлись единственным подразделением эокомбрия, которое может выделяться на основании палеонтологических данных.

В отложениях, названных впоследствии вендскими, впервые появляются ископаемые остатки многоклеточных животных, которые гораздо более высокоорганизованы, чем существовавшие ранее многоклеточные растения. Исходя из этого принадлежность венда к фанерозою не должна вызывать сомнения. Ведь в этих отложениях присутствуют видимые остатки Metazoa и Metaphyta, так широко развившиеся в фанерозое.

Надо отметить, что в геологическом отношении венд более тесно связан с кембрием, нежели с рифеем. Во-первых, начало формирования слагающих его отложений знаменует начало обширной трансгрессии, достигшей максимума в середине кембрия.

Во-вторых, крупные несогласия практически повсеместно прослеживаются между рифеем и вендом, а отложения кембрия постепенно сменяют вендские, и во многих районах проведение границы между двумя системами при отсутствии органических остатков бывает весьма затруднительным. На основании этого мы считаем, что вендская система должна относиться к палеозою и венд является первым палеозойским периодом. Причем по продолжительности он вполне соизмерим с другими периодами фанерозоя.

8.2. СТРАТОТИПЫ ВЕНДСКОЙ СИСТЕМЫ

Стратотипической местностью (страторегионом) вендской системы является западная часть Восточно-Европейской платформы, где имеется полностью обнаженный разрез вендских отложений. Полные разрезы вскрыты также бурением на пространстве от Подолии и Волыни до Беломорья. Значение гипостратотипа имеет разрез Оленёкского поднятия на северо-востоке Сибирской платформы. По палеонтологическим и историко-геологическим признакам в страторегионе устойчиво выдерживается четырехчленное деление венда. В пределах Восточно-Европейской платформы мощность вендских отложений колеблется от 200—500 до 2000 м.

Вендское время, согласно постановлению Межведомственного стратиграфического комитета СССР, включает эпоху массового развития бесскелетных многоклеточных и эпоху оледенения, называемого лапландским или варангерским. Эквиваленты вендской системы выделялись под названиями инфракембрия и эокембрия в Западной Европе, Америке и Африке и эдиакария в Австралии.

Отложения венда, как уже указывалось, впервые были обособлены как самостоятельная серия или комплекс Б. С. Соколовым. Их докембрийский возраст доказывался положением ниже палеонтологически охарактеризованной балтийской серии нижнего кембрия и отсутствием представителей самой ранней из всех известных в мире раннекембрийской фауны. В этой серии выделялись две ассоциации: 1) нижняя с табулярными хитиноидными Sabellidites и кремнисто-раковинными Platysolenites и 2) верхняя с редкими Aldanella (археогастроподы), Gdowia (архаичные членистоногие) и другими мелкими формами. Данная ассоциация ранее рассматривалась как первая биостратиграфическая зона раннего кембрия. Но это затем было пересмотрено в связи с тем, что данная архаичная фауна имеет больше общего с вендскими мягкотелыми многоклеточными, нежели со скелетной кембрийской фауной. В толще вендских отложений в дальнейшем были обнаружены богатые местонахождения бесскелетных многоклеточных (Подолия, Беломорье, Урал), повсеместно присутствуют макроскопические растения (вендотениды) и фитопланктонные ассоциации. Фауна эта оказалась сходной с впервые обнаруженной в Австралии эдиакарской фауной.

Открытие эдиакарской фауны в кварците Паунд складчатой системы Аделаида, залегающем между верхними ледниковыми отложениями и подошвой фаунистически охарактеризованного кембрия, явилось весьма крупным событием, а заслуга ее изучения принадлежала М. Глесснеру, ряд лет работавшему в нашей стране. По его данным, в этой фауне присутствуют представители трех типов животных: 1) кишечнополостные, 2) черви и 3) членистоногие, включая трилобитоподобных и ракообразных.

В дальнейшем фауна, подобная эдиакарской, была обнаружена еще в ряде районов мира, в том числе в России на берегу Белого моря и на р. Оленёк в Сибири, а также на Ньюфаундленде, в Англии, Швеции и в Африке.

Рубеж рифея и венда является началом эпохи материковых оледенений, которые привели к глобальной регрессии. Следы последующего значительного потепления также имеют планетарное распространение.

Реперами для проведения нижней границы и корреляции основных подразделений вендской системы служат: 1) тиллитоносные отложения лапландского (варангерского) горизонта и его аналогов или трансгрессивное основание отложений, содержащих беломорско-эдиакарскую биоту бесскелетных беспозвоночных; 2) положение в стратиграфическом разрезе посттиллитовых отложений и их расположение всегда ниже томмотского яруса нижнего кембрия; 3) положение в разрезе слоев с массовым распространением вендотенидной флоры; 4) положение предтоммотской ассоциации сабеллидит и зоны Anabarites trisulcatus (это особенно важно для Сибири и Китая); 5) положение слоев с раннетоммотской ассоциацией мелких скелетных организмов.

Недавно комиссия Международного геологического конгресса после долгих дискуссий выбрала в качестве стратотипического для границы венда и, стало быть, докембрия и кембрия разрез в восточном Ньюфаундленде.

Изотопные датировки границ вендской системы таковы. Основание венда — 650±10 млн лет, для границы лапландского (тиллитоносного) и редкинского горизонта — 620±10 млн лет, для границы редкинского и котлинского горизонтов точные датировки отсутствуют, а подошва ровенского горизонта определяется цифрой 570 млн лет. По мнению Б. С. Соколова и некоторых других исследователей, граница вендской и кембрийской систем в ее современной трактовке лежит в пределах 550—560 млн лет. Большинство зарубежных исследователей считают необходимым поднять верхнюю границу венда до 540 млн лет.

До недавнего времени существовали лишь местные схемы подразделения вендской системы. Наряду с этим проводится, в частности у нас в России, неформальное выделение нижнего и верхнего венда. Заслуживает внимания предложение разрешить такое подразделение с наименованием нижнего венда *варангием* (от варангерского — лапландского оледенения), а верхнего — *эдиакарием* (от уровня развития эдиакарской фауны).

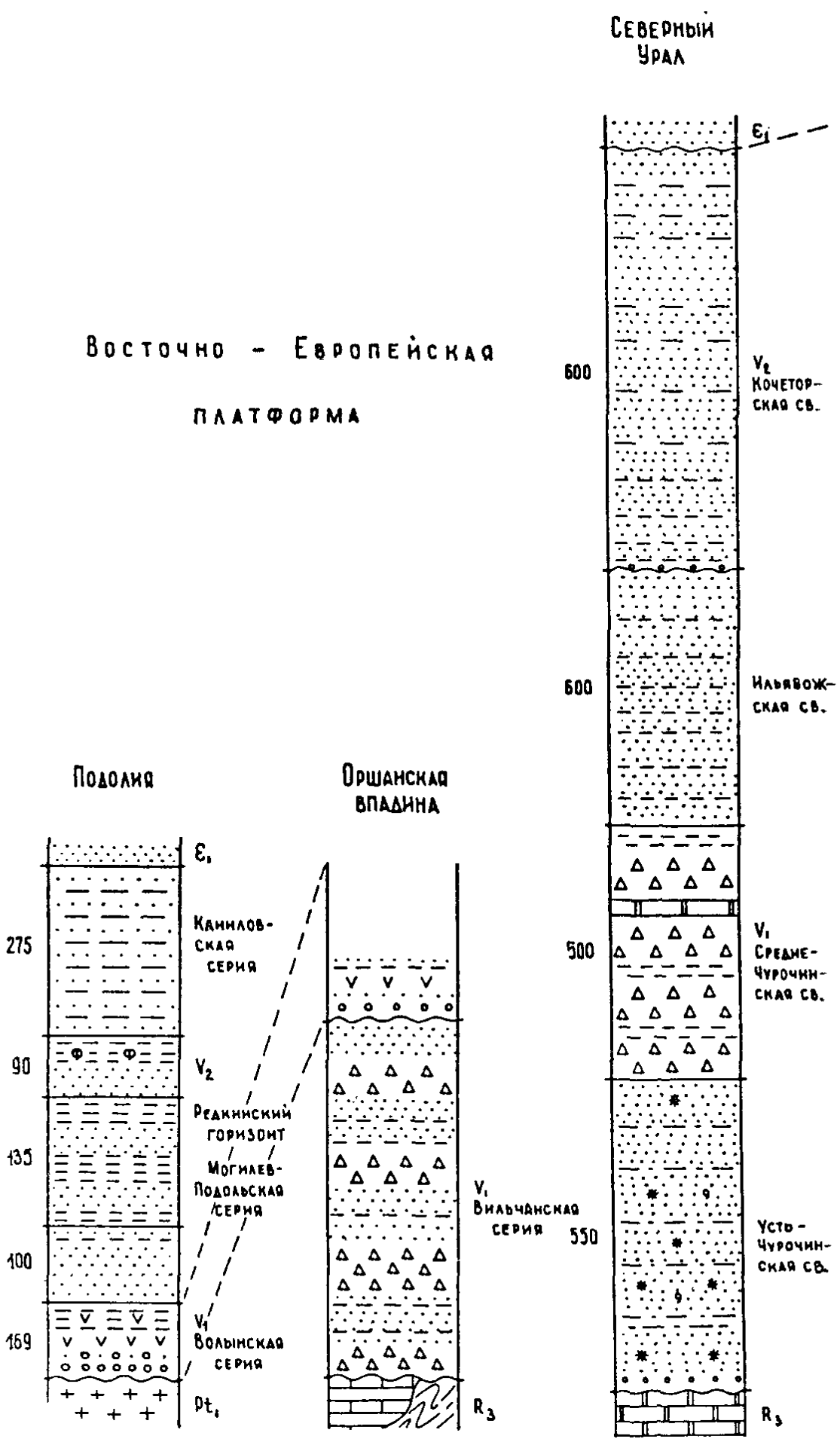


Рис. 8.1. Сопоставление разрезов вендской системы: *1* — конгломераты; *2* — тиллиты; *3* — пески и песчаники; *4* — алевролиты; *5* — глиины; *6* — глины и глинистые сланцы; *7* — мергели и глинистые известняки; *8* — известняки; *9* — доломиты; *10* — угли; *11* — гипсы и ангидриты; *12* — соли; *13* — глинистые и кристаллические сланцы; *14* — складчатый фундамент; *15* — гранитоиды; *16* — основные эффузивы; *17* — кислые эффузивы; *18* — красноцветы; *19* — глауконитовые; *20* — фосфориты

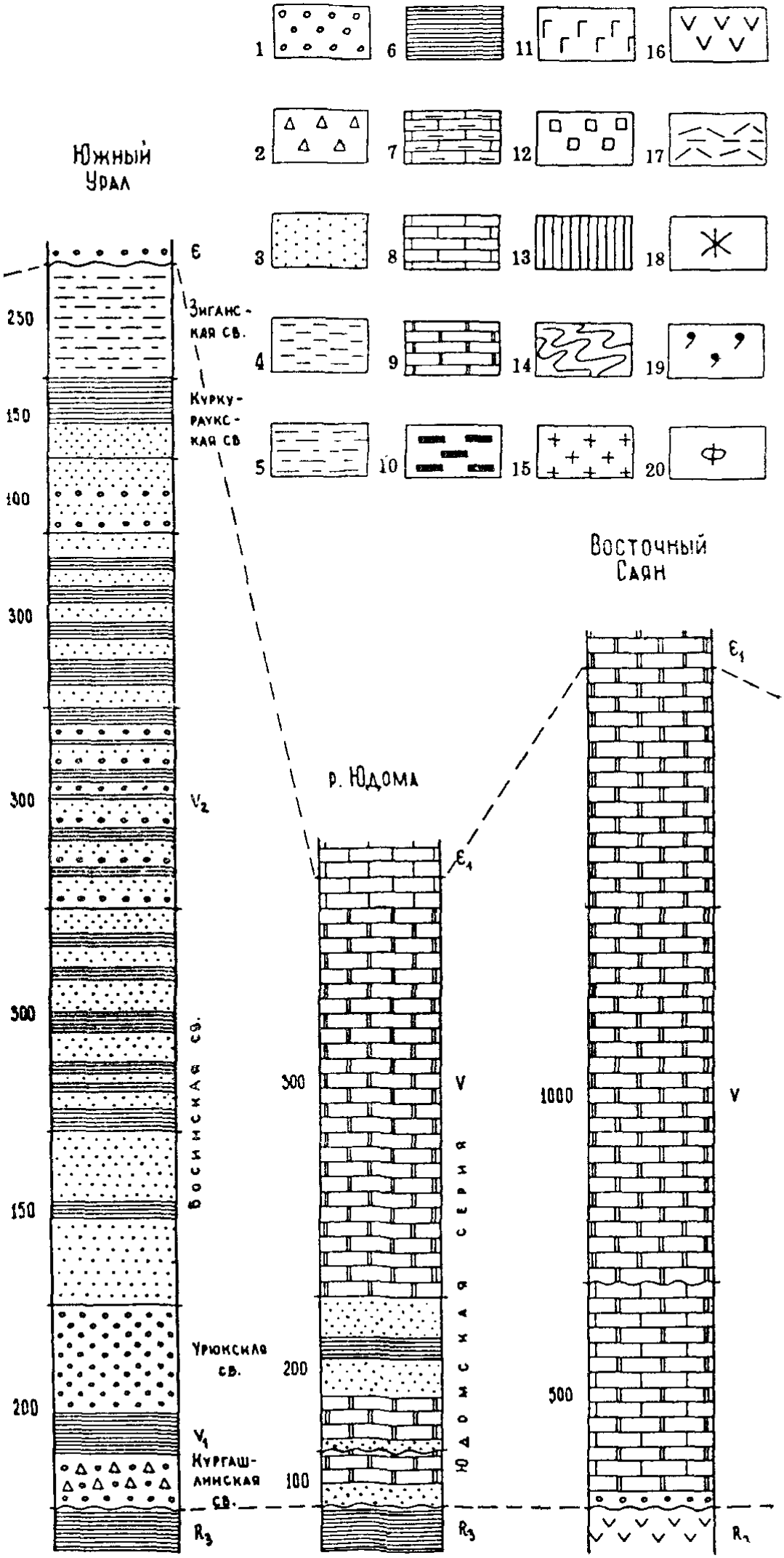

Южный Урал
Восточный Саян
р. Юдома
Є
Зиганская св.
Куркураукская св
Восинская св.
Урюкская св.
Кургашлинская св.
Юдомская серия
250
150
100
300
300
300
150
200
300
200
100
1000
500
V
V
V
V
R3
R3
R3
Є1
Є1

Рис. 8.1.

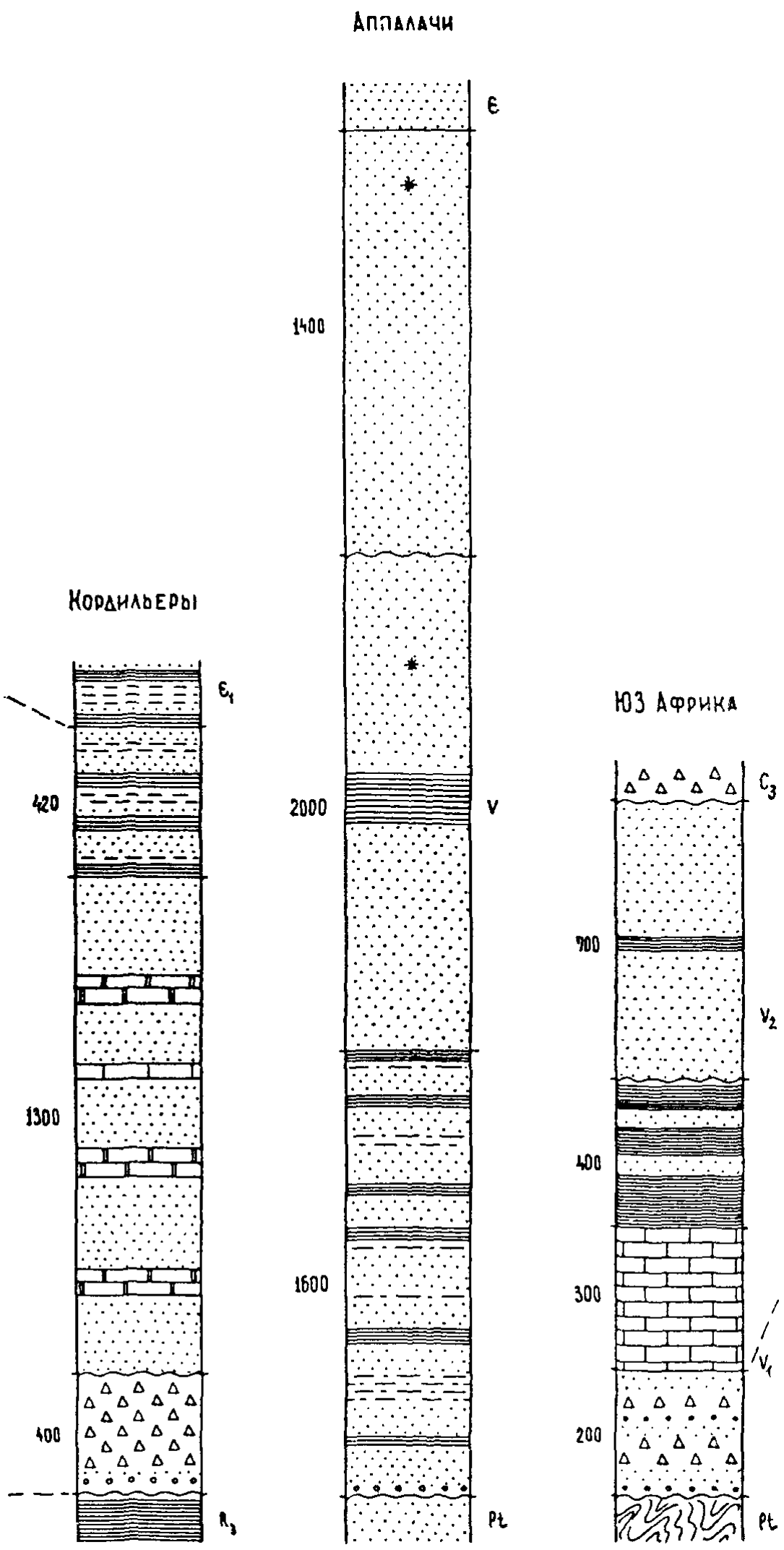

Аппалачи
Кордильеры
Юз Африка
Є
1400
2000
V
1600
Pt
Pt
Є1
420
1300
400
R3
C3
900
V2
400
300
V1
200
Pt

Рис. 8.1.

Распространение вендских отложений. Отложения вендской системы известны на всех континентах. Наиболее полно они представлены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах и более ограниченно — на других платформах. Вендские образования известны в Уральском, Байкальском, Кордильерском, Аппалачском и Аделаидском складчатых поясах, в пределах герцинид и каледонид Западной Европы. Они присутствуют и в более молодых складчатых областях, но вследствие малой эффективности палеонтологического метода из-за отсутствия отпечатков мягкотелых организмов выявить вендские отложения среди сильнометаморфизованных и деформированных горных пород весьма затруднительно.

Наиболее характерные разрезы представлены на рис. 8.1.

8.3. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Вендская биота коренным образом отличается как от более раннего органического мира, так и от кембрийской биоты, которая характеризовалась внезапным, почти взрывным появлением многочисленных и таксономически разнообразных групп многоклеточных животных, обладавших минеральным скелетом.

Фауна венда представлена своеобразными многоклеточными животными, не имевшими минерального скелета. Лишь в самом конце венда появились мелкие формы с тубулярным хитиноидным или минеральным скелетом.

Превосходная сохранность и обилие отпечатков бесскелетных животных свидетельствуют, что в это время организмы-деструкторы еще не играли той роли в трофических системах, которую им предстояло сыграть в будущем. Предполагается, что в венде существовали очень простые и короткие пищевые цепи. Осадки, отлагавшиеся на дне вендских морей, сравнительно слабо подвергались биологической переработке.

Характерная черта вендской фауны — гигантизм. Нередко встречаются отпечатки медузоид диаметром более полуметра, своеобразные дикинсонии (предположительно, плоские черви) и некоторые перистовидные колониальные чарнииды достигали метровой величины. Вполне вероятно, что гигантизм вендских животных свидетельствует о филогенетическом тупике их эволюции. Именно поэтому в большинстве случаев невозможно указать прямых потомков вендских животных среди кембрийских организмов. Наряду с гигантскими в венде существовали мелкие бесскелетные формы. Вероятно, их потомки могли дать вспышку скелетных беспозвоночных в начале кембрия.

Вендской фауне свойственно значительное разнообразие на более высоком таксономическом уровне, чем в рифее. Однако видовое разнообразие в большинстве групп представляется низким. Внезапное появление вендской фауны, вероятно, связано с крупной перестройкой внешней среды, вызванной как лапландским глобальным оледенением и последовавшими за ним потеплением

и резко выраженной трансгрессией, так и изменениями газового состава атмосферы, а возможно, и космическими причинами.

Наиболее характерные формы вендских животных, обнаруженные М. А. Федонкиным в беломорском разрезе, представлены на рис. 8.2. Реконструкции животных венда показаны на рис. 8.3.

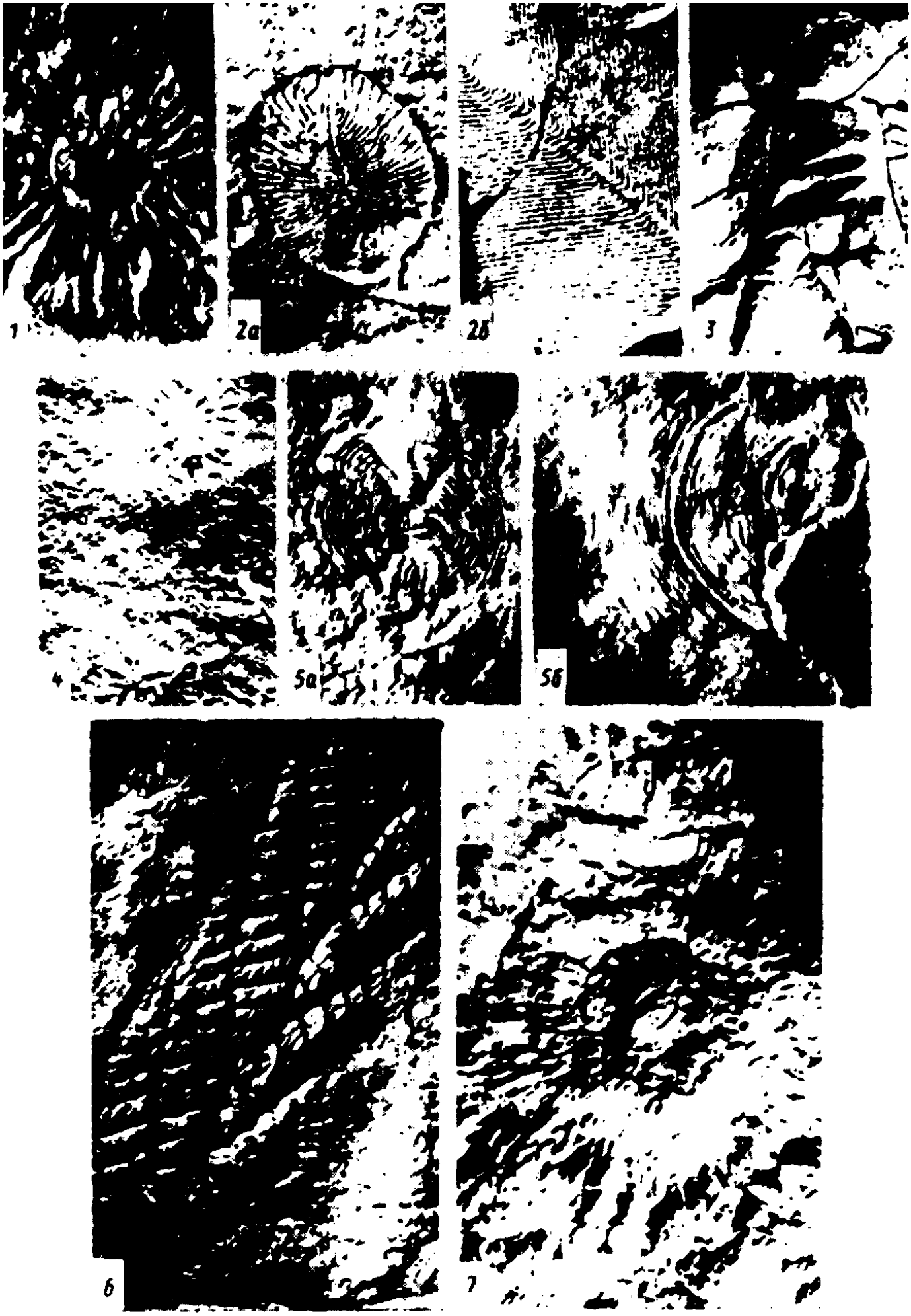
Особые черты присущи и растительному миру венда. Это широчайшее распространение флоры, которая иногда образует покровы типа циновок, переходящие в многослойные пленки сапропеля. Специфический характер приобретают чуариаморфиды. Эти микропланктонные организмы обладали сфероидальными и вытянутыми формами и образовывали крупные скопления. Среди микрофитопланктона в венде возникли правильно организованные цепочечные, агрегатные колонии. Недавно открыты актиномицеты и грибы. Очень богат и разнообразен мелкий фитопланктон, достигший расцвета с максимумом распространения бесскелетных многоклеточных.

8.4. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Несмотря на процессы деструкции, начавшиеся в среднем и активно проявившиеся в позднем рифее, континентальные глыбы, составлявшие в раннем-среднем рифее Пангею I, еще сохраняли, судя по палеомагнитным данным, довольно компактное расположение. При этом обе Америки находились в низких широтах Северного полушария, а остальные континенты — в низких и умеренных широтах Южного полушария. В пределах будущей Гондваны неширокие, но довольно глубокие линейные бассейны с океанской или переходной к ней корой, возникшие в позднем рифее, в венде и особенно в позднем венде испытали замыкание, складчато-надвиговые деформации, некоторый метаморфизм и внедрение гранитов. По периферии возникших таким образом складчатых систем стали накапливаться обломочные толщи — молассы. Сопутствующие процессы тектонотермальной переработки затронули и промежуточные блоки более древних пород. Эта эпоха тектоногенеза, вследствие своего широкого проявления, получила в Африке название панафриканской, а в Южной Америке ее называют бразильской. Кроме Южной Америки и Африки тектонотермальная переработка этой эпохи проявилась и на Мадагаскаре, Шри-Ланке, северо-западе Индостана и в Ан-

---

Рис. 8.2. Органические остатки вендского периода (по М. А. Федонкину): *1* — гидроидные полипы; *2* — дикинсонии — своеобразные организмы, стоящие по уровню организации между турбеллариями и аннелидами: *а* — Dickinsonia costata, *б* — фрагмент крупной дикинсонии; *3* — крупный одиночный полип с хорошо сохранившимся прикрепительным диском; *4* — мелкие медузы; *5а* и *5б* — крупные медузы; *6* — Charnia masoni — перистовидные колонии полипов неясной систематической принадлежности; *7* — организм неясной систематической принадлежности →


1
2а
2б
3
4
5а
5б
6
7

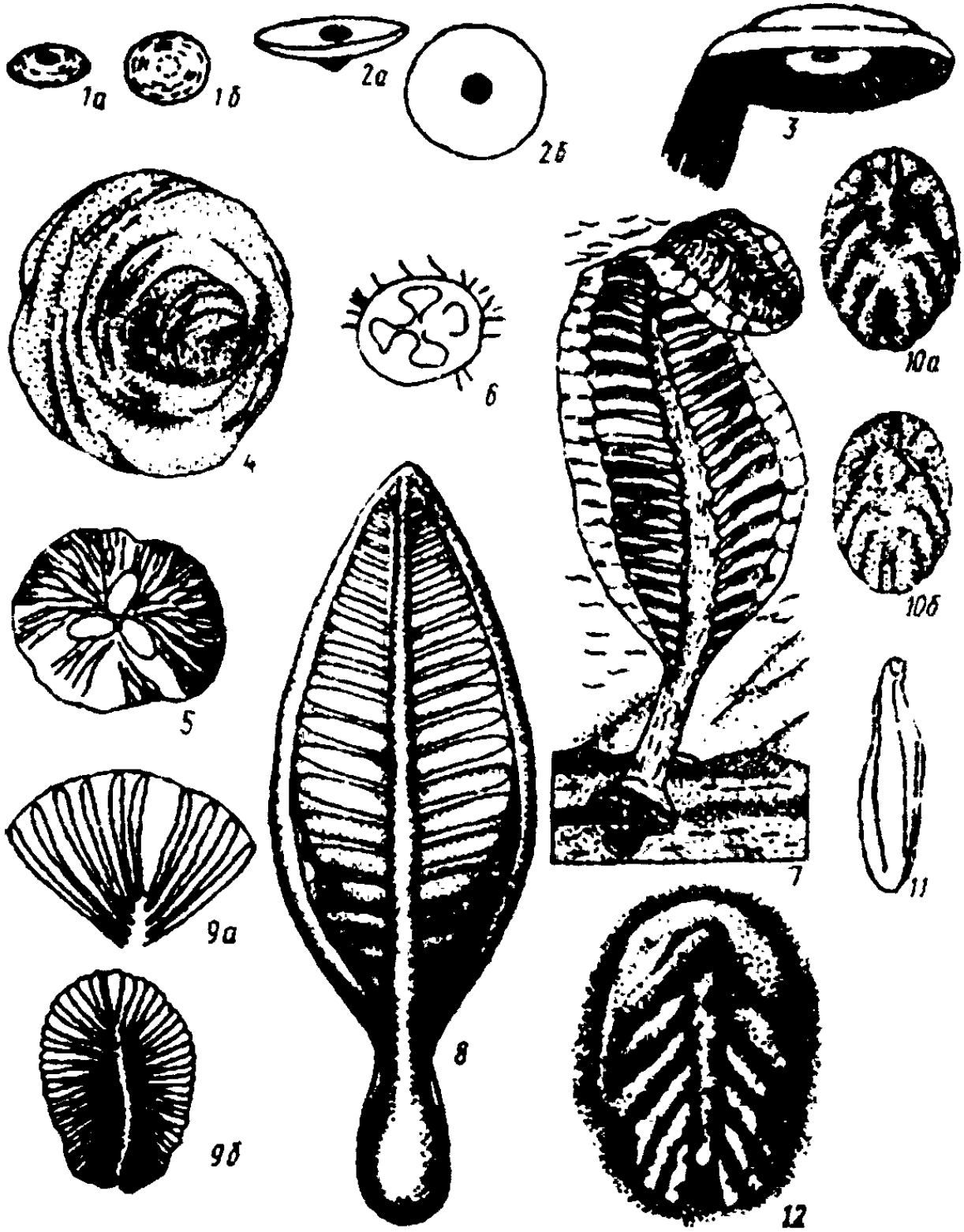


Рис. 8.3. Некоторые представители организмов вендского периода. Кишечнополостные: *1* — Nemiana: *а* — реконструкция, *б* — аборальная сторона; *2* — Cyclomedusa: *а* — реконструкция, *б* — аборальная сторона; *3* — Ediacaria (реконструкция); *4* — Cyclomedusa; *5* — Albumares (план строения); *6* — Stanrinidia. Колониальные полипы: *7* — Charniodiscus; *8* — Vaizitsinia. Представители других групп: *9* — кольчатый червь Dickinsonia: *а* — план строения, *б* — характер сочленения; *10а* и *10б* — двусторонне-симметричное животное Praecambridium; *11* — несегментированное животное Protechiurus; *12* — Vendia

тарктиде. Особенно большое значение она имела в создании современной структуры фундамента Аравийско-Нубийского щита, где произошло последовательное причленение к восточному краю древнего Центральноафриканского континента ряда вулканических дуг и коры промежуточных окраинных морей, представленной офиолитами. Этот процесс распространился к северу и за пределы Аравии, охватив значительную часть Европы, Турцию, Иран, отчасти Афганистан. Он завершился здесь широкими излияниями наземных кислых лав и привел в начале кембрия к установлению на этой территории спокойного, платформенного режима и ее присоединению к более древней части Африканского континента и в конечном счете к вхождению вместе с Южной Америкой, Индостаном, Австралией и Антарктидой в состав Гондванского суперконтинента.

На более древних, не затронутых панафриканско-бразильской активизацией участках будущей Гондваны в венде развивались плоские впадины, заполнявшиеся континентальными и/или мелководно-морскими, преимущественно терригенными отложениями, — Сан-Франсиску в Южной Америке, Таудени и Конго в Африке, Виндийская в Индостане.

На западной и юго-западной окраинах Южной Америки происходили поднятия Арекипского, Сьерры-Пимпы и Северо-Патагонского массивов, а также Восточной Кордильеры Перу и Боливии; в последней они сопровождались складчатостью и метаморфизмом зеленосланцевой ступени. Широко проявились кислый вулканизм и гранитообразование. Орогенным развитием характеризовалась и обращенная на запад (в современных координатах) окраина Антарктиды и Тасмании, в то время как восточноавстралийская окраина развивалась в пассивном режиме.

Существенно по-другому и очень неоднозначно развивались события в пределах будущей Лавразии. С одной стороны, здесь также проявилась тенденция к замыканию и превращению в складчатые сооружения геосинклинальных систем, существовавших в позднем рифее, — Тимано-Уральской, Северо-Таймырской, Енисейско-Байкальской с соответствующим наращиванием континентальных блоков Восточной Европы и Сибири. Эта складчатость была названа Н. С. Шатским байкальской. Ее проявление можно предполагать в Арктике и к востоку от Таймыра, в частности в районе о. Врангеля. С другой стороны, в венде началось раскрытие центральной части Палеоазиатского океана с образованием океанской коры, сохранившейся в виде офиолитов в складчатых системах Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области и Северной Монголии.

Континентальный рифтогенез перерос в спрединг и в области современной Северной Атлантики, но возникший таким образом глубоководный бассейн, который иногда называют Кельтским океаном, был узким и существовал относительно недолгое время, замкнувшись в конце венда. Его периферическую область представляют глубоководные зоны Восточной Гренландии, Шпицбер-

гена и Западной Скандинавии. В двух последних районах формировались песчано-глинистые толщи (флиш с турбидитами). Мощность отложений континентального склона и его подножия составляет 3,5—5 км.

Отложения пассивных окраин Кельтского океана сохранились на северо-западе в Гренландии и Шотландии, а на юго-востоке на Шпицбергене и в Скандинавии. На юге, в Южных Аппалачах, рифт сохранял внутриконтинентальный характер на всем протяжении венда.

В северной части Шотландии на склоне Гебридского массива — отторженца Северо-Американского континента — накапливался мощный терригенный комплекс, состоящий из песчаников и глинистых сланцев. Эта почти 7-километровая толща к юго-востоку сменяется глубоководными сланцами. По другую сторону океанского бассейна, в Северной Англии и Уэльсе, располагалась островодужная зона континентальной окраины. Снос обломочного материала происходил с юга. В пределах континентального склона и подножия формировались толщи песчаников и глин мощностью около 4—5 км. Разрез вендских отложений венчают туфы и лавы андезитов и риолитов.

Глубоководные условия существовали в Западной Европе. В условиях континентального склона и его подножия формировались кремнисто-глинистые и существенно кремнистые осадки. Аналогичные осадки отлагались в Алжире. На территории Испании, Центральной Франции и на востоке Балканского полуострова располагались шельфовые участки, в пределах которых осаждался песчано-глинистый материал.

На западной, кордильерской окраине Северной Америки также продолжалась фаза рифтообразования, начавшаяся еще в середине позднего рифея; перед кембрием она сменилась импульсом сжатия.

Сходные процессы протекали, по-видимому, и на арктической окраине Северной Америки, а на южной окраине континента активно развивались Южно-Оклахомский и Западно-Техасский рифты, их развитие сопровождалось мощно проявленным базальтовым вулканизмом.

На Восточно-Европейском и Сибирском континентах в раннем венде еще продолжали развиваться заложенные в рифее рифты-авлакогены, а в позднем венде они заместились плоскими прогибами и началось накопление плитного чехла.

В раннем венде значительная площадь Европы покрывалась ледниками. Широкое распространение имели тиллиты в Норвегии, Швеции, на Шпицбергене, но особенно на суше Восточно-Европейской платформы. Тиллиты входят в состав вильчанской серии, возраст которой составляет 650 млн лет.

На территории Восточно-Европейской платформы после лапландского оледенения началась трансгрессия и море заняло ее центральные и северные районы. Морские песчано-глинистые отложения накапливались как в периферических областях (При-

днестровская и Приуральская зоны), так и в центре платформы. На Северном Урале располагалась островная дуга, и в ее пределах извергались андезиты. На Полярном Урале и на юге Новой Земли с позднерифейского времени сохранились глубоководные условия и наряду с терригенными осадками здесь сформировался базальтовый комплекс. Область шельфа с терригенным осадконакоплением сменяется в восточном и северном направлениях обстановкой континентального склона, где накапливались турбидиты. Мощность терригенных толщ составляет 2—4 км.

Среди мелководных отложений Урала присутствуют тиллиты. Они известны в составе среднечурочинской свиты Северного Урала, танинской свиты Среднего Урала и кургашлинской свиты Южного Урала.

Трансгрессия охватила в венде территорию Сибирской платформы. Площадь суши уменьшилась, а в мелководно-морских условиях начали накапливаться карбонатные осадки, которые вблизи областей сноса обогащены терригенным материалом. Существенно терригенное осадконакопление происходило только в узкой прибрежной полосе на юге Сибирской платформы, примыкавшей к области байкальского орогена с горным рельефом.

В центральной части огромного Сибирского моря выделяется область с повышенной соленостью морских вод. Засолоненный бассейн протягивался от Анабарского поднятия к Алданскому. Другой бассейн с водами повышенной солености располагался в Иркутском амфитеатре — в его пределах, так же как и в Центральносибирском бассейне, накапливались пески, глины, карбонаты, гипсы и ангидриты. Ограниченный доступ вод открытого моря был связан с наличием многочисленных мелких островов и подводных поднятий, увенчанных рифами.

Сибирская платформа с северо-запада, запада и юга обрамлялась довольно сильно расчлененной сушей Северо-Таймырского — Енисейско-Байкальского орогенов. В межгорных впадинах последнего были отложены толщи морских и континентальных моласс мощностью 5—6 км.

В пределах современных байкалид сохранились фрагменты древних океанских образований. Глубоководная обстановка существовала на территории современных складчатых систем Казахстана, Алтае-Саянской области и Монголии. Шельфовые обстановки были свойственны глыбам, сложенным древней континентальной корой.

В Центральной Азии существовали области размыва и обширные шельфы, в пределах которых накапливались карбонатно-терригенные осадки. В глубоководных бассейнах были широко распространены офиолитовые ассоциации, включающие спилито-диабазово-кремнистые образования. Такие отложения известны в Казахстано-Тяньшаньской области, в Центральных Кызылкумах и в ряде районов Алтае-Саянской области. На Китайско-Корейском континенте замыкание авлакогенов произошло уже к началу венда и в течение венда континент испытывал поднятие. На

юго-востоке от этого континента откололся Цайдамский блок (микроконтинент), а в раздвиге возник Циляньшанский глубоководный бассейн, на востоке продолжавшийся в Циньлин и отделявший Китайско-Корейский континент от Южно-Китайского.

На самом Южно-Китайском (Янцзы) континенте продолжались погружения и накопление чехла, начавшееся еще в позднем рифее, а его юго-восточное обрамление начало развиваться в режиме активной окраины. Индосинийский микроконтинент, отделившийся от Южно-Китайского, испытывал, по-видимому, поднятие.

8.5. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Следы ранневендского оледенения хорошо сохранились в Скандинавии, в пределах Восточно-Европейской платформы (Белоруссия), в Тянь-Шане, Китае, Африке и Австралии. По распространению тиллитов, аквамарен (обломки пород, перенесенные морскими льдами), мариногляциальных образований и отложений, так или иначе связанных с ледниковыми отложениями, и ассоциирующихся с ними пород, а также по распространению продуктов переотложения древних моренных отложений оконтуриваются области с нивальным или близким к нему климатом (рис. 8.4). Исходя из состава ледниковых толщ, оледенение в Европе, на значительной части Африки, в Китае и Австралии имело покровный характер. Вместе с тем значительное распространение мариногляциальных отложений свидетельствует о том, что и обширные участки морей были покрыты ледниковым панцирем.

Смена ледниковых отложений отсортированными терригенными осадками с низким содержанием неустойчивых минералов, а также появление пачек карбонатных пород свидетельствуют о сравнительно быстрой смене холодных условий теплыми. Области распространения тиллитов и выделенный на их основе пояс с нивальным климатом на современной географической основе имеют прихотливые очертания, нарушая закон широтной климатической зональности. Например, в Евразии области нивального климата оказались расположенными между двумя обширными зонами жаркого климата. В пределах последних в период оледенения формировались терригенные красноцветные и карбонатные (известково-доломитовые) толщи с большим количеством разнообразных биогермных тел, сложенных продуктами жизнедеятельности синезеленых водорослей.

Исходя из закона широтной географической зональности развитие ледниковых образований и пояса нивального климата должно быть приурочено к полярным областям. Ввиду того что на современной географической основе отсутствует какое-либо подобие климатической зональности, необходимо обратиться к палинспастическим реконструкциям, основанным на анализе результатов палеомагнитных исследований. Из известных реконструкций наиболее согласуется с палеоклиматическими данными представ-

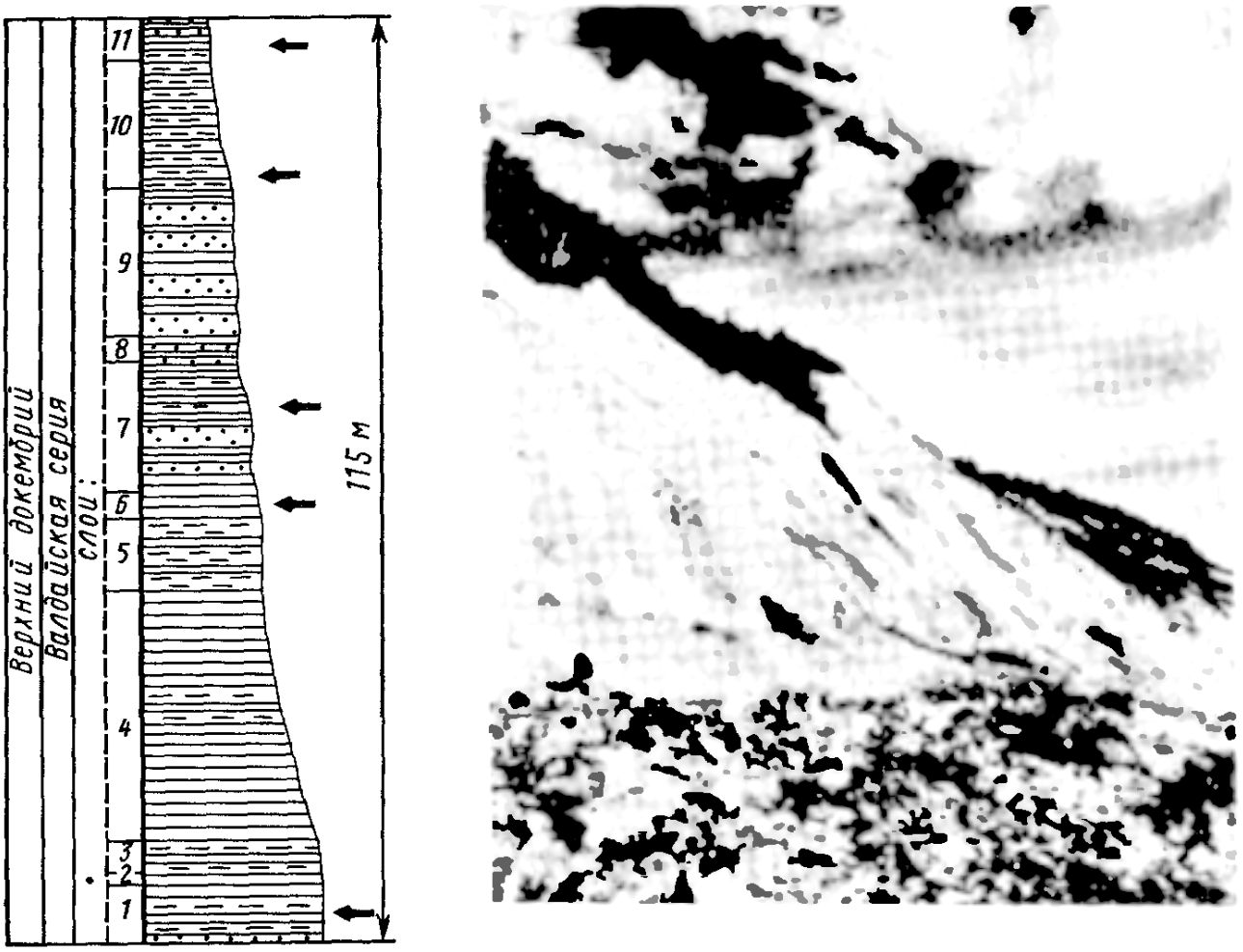


Рис. 8.4. Разрез валдайской серии вендских отложений на Зимием берегу Белого моря (слева) и обнажение вендских отложений на Знмнем берегу Белого моря (справа). По М. Федонкину. Стрелками показаны места обнаружения вендской бесскелетной фауны

ленная на рис. 8.5. В начале вендского периода в экваториальных широтах находились Антарктический, Китайский и Индостанский континентальные массивы, а в тропических широтах Северного полушария — современные Восточная Сибирь, Аравия, Восточная и Юго-Восточная Азия. В перечисленных регионах в раннем венде формировались высокомагнезиальные карбонаты, а в мелководных областях развивались протяженные, сходные по своим особенностям с современными рифами органогенные постройки. Большим разнообразием пользовались мономиктовые терригенные формации и нередко глинистые толщи, в которых ведущая роль принадлежала каолиниту и глинистым минералам, образующимся в условиях жаркого и влажного климата.

В умеренных условиях формировались терригенные толщи, в которых преобладали неустойчивые к выветриванию минералы. Таковы, в частности, аркозовые и полимиктовые песчаники раннего венда, известные в Центральной и Южной Америке. На рис. 8.5 области развития тиллитов располагаются только в высоких широтах Северного и Южного полушарий. Предполагается, что тиллиты Тянь-Шаня и Австралии формировались в высоких ши-

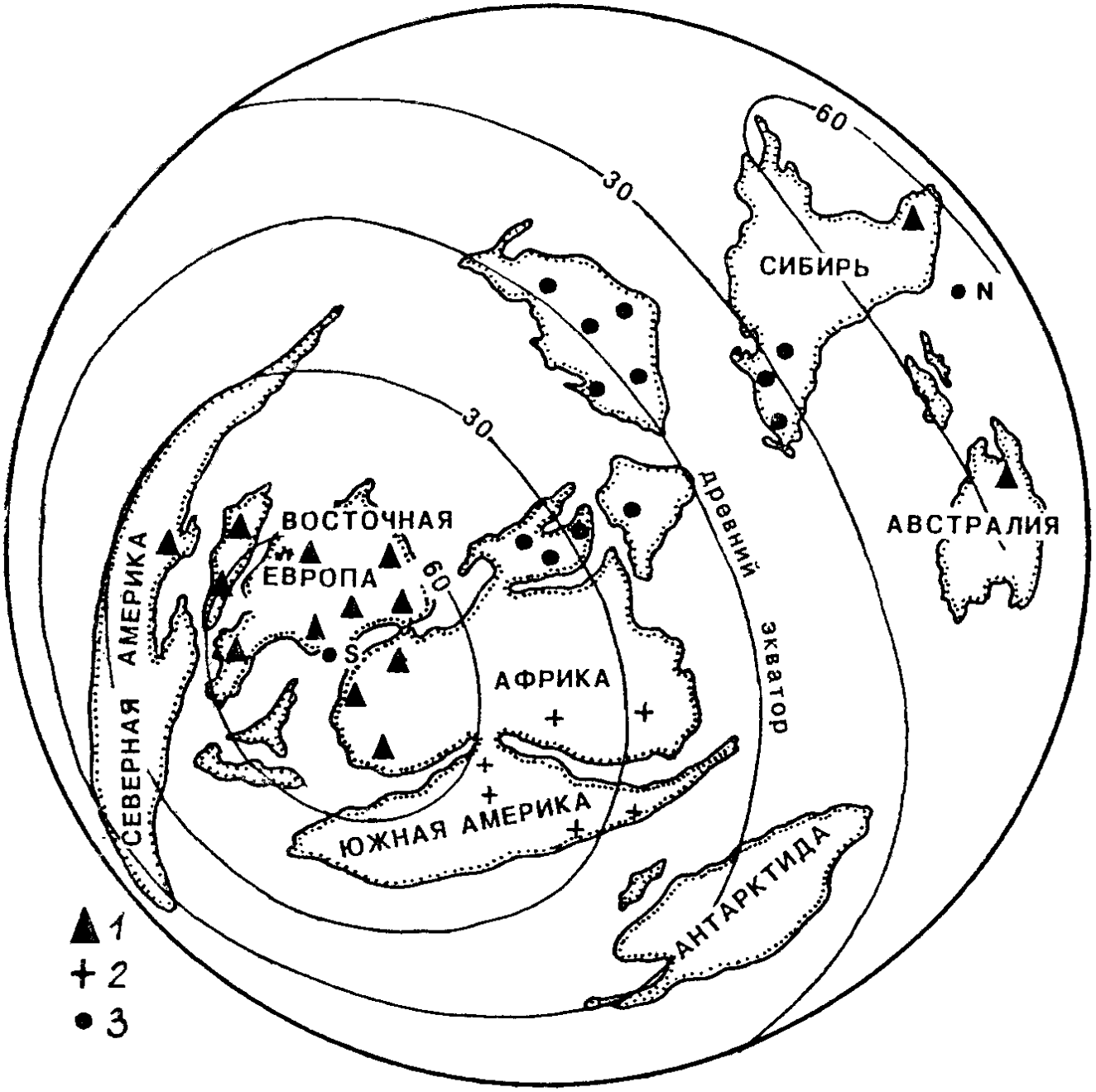


Рис. 8.5. Положение материков и климатическая зональность в вендском периоде:
1 — тиллиты; *2* — показатели умеренных температур (аркозовые и полимиктовые пески и песчаники, единичные представители мелкой вендской фауны); *3* — рифы и крупные водорослевые постройки. N — Северный полюс, S — Южный полюс

ротах Северного полушария, но основная масса тиллитов и аквамарен приурочена к Южному полушарию. В южно-полярном районе находились северо-западная часть Африки и Восточно-Европейский материк. В течение последующего времени Восточно-Европейский материк переместился из южно-полярного района в тропические широты, что незамедлительно отразилось на условиях осадконакопления и состава осадочных образований. Аналогичные изменения коснулись и других материков.

Нередко высказывается мнение об уникальности древнейших оледенений, которые якобы развивались в неблагоприятном для них жарком климате. При этом указывают на быструю смену ледниковых образований отложениями, характерными для жар-

кого климата (красноцветы, доломиты, известняки с фитолитами, эвапориты, каолинитовые глины, кварцевые песчаники и др.), в латеральном направлении и вверх по разрезу. В действительности типичные ледниковые образования накапливаются очень быстро и имеют небольшую мощность, что, несомненно, свидетельствует об относительной кратковременности ледниковых эпох. Ошибочные выводы о длительности ледниковых эпох и непосредственном смыкании их отложений с образованиями жаркого климата основываются на том, что к типичным ледниковым отложениям часто относят продукты их близкого и дальнего переотложения, формирование которых происходило некоторое время спустя после оледенения и, главное, уже в иной ландшафтно-климатической обстановке.

Какова причина вендского материкового оледенения? Палеогеографические изменения вслед за образованием горных поднятий вряд ли могли вызвать столь значительное снижение температуры и повлечь за собой возникновение обширных и мощных ледниковых покровов. Значит, остается предположить, что в конце рифея и в самом начале вендского периода произошло кратковременное, но сильное снижение концентрации углекислого газа в атмосфере, существенно уменьшившее парниковый эффект. В настоящее время установлено, что в атмосфере позднего протерозоя содержание углекислого газа было по крайней мере на один порядок выше современного и в начале венда превышало 0,4%. Однако изменение ресурса атмосферной углекислоты не единственная возможная причина возникновения оледенения. Необходимо учитывать не только планетарные причины, способствующие возникновению похолодания (изменения рельефа земной поверхности, соотношения площадей морских бассейнов и суши, направления и интенсивности морских течений), но и воздействие космических факторов. В частности, изменения интенсивности солнечной радиации, гравитационного и магнитного полей.

Во второй половине вендского периода ландшафтно-климатические условия существенно изменились. Все большее развитие приобрели карбонатно-терригенные и карбонатно-эвапоритовые образования, свидетельствующие о значительном повышении температуры земной поверхности. В связи с таянием обширных ледниковых покровов уровень Мирового океана поднялся и началась обширная трансгрессия. О высокой температуре свидетельствует не только наличие эвапоритов и высокомагнезиальных карбонатов, но и широкое развитие биогермных массивов, похожих на современные рифы. О том же говорят и данные палеотермометрии, изотопной и магнезиальной. По этим данным, температура среды обитания строматолитов составляла 35—45°. Столь же высокие значения получены из распределения изотопов водорода в кремнистых образованиях.

Многие геологи, вслед за американскими исследователями Л. Беркнером и А. Маршаллом, полагают, что появление в вендском периоде многоклеточных бесскелетных беспозвоночных было

связано с увеличением содержания свободного кислорода в атмосфере до 0,01 от его современного уровня. Этот рубеж носит название точки Пастера. Однако большое распространение красноцветных пород и высокоокисленных железных руд в отложениях не только венда, но и рифея свидетельствует о том, что уровень точки Пастера мог быть достигнут еще в начале рифея. По некоторым данным, это произошло около 1500 млн лет назад, поскольку к этому времени относится появление в большом количестве эукариотных организмов, характеризующихся кислородным метаболизмом, свидетельствующим о том, что организмы в это время уже обладали органами дыхания.

ГЛАВА 9. КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

По данным радиогеохронологии, кембрийский период начался около 540 млн лет назад и закончился, по мнению английских исследователей, 505, а французских — 500 млн лет назад. По новейшим данным, границы кембрия соответственно равны 540 и 495 млн лет. Кембрийская система впервые была выделена в 1835 г. английским исследователем А. Седжвиком и получила название от римского наименования Уэльса — Cambria. А. Седжвик рассматривал кембрийские отложения в качестве переходных между древней сланцевой метаморфической толщей и силурийскими отложениями. Он выделил три отдела кембрия. Нижний кембрий, по Седжвику, состоял из хлоритовых, местами слюдистых сланцев, кварцитов с подчиненными пластами серпентинитов и белых зернистых известняков. Органические остатки в этих слоях отсутствуют. Среднекембрийские отложения представлены сланцами, конгломератами и порфиритами с остатками фауны, а в верхнем кембрии преобладают известняки с обильными остатками фауны.

9.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

В настоящее время стратотипический разрез кембрия в Уэльсе принимается со значительными исправлениями по сравнению с описанием А. Седжвика. Считается, что кембрийская система начинается с грубообломочных слоев — конгломератов и конгломератовидных кварцитов с редкими остатками ископаемой фауны. В нижних слоях обнаруживаются проблематичные следы жизнедеятельности червей. Выше залегают песчаники с остатками брахиопод и хиолитов, перекрытые песчаниками и известняками с трилобитами Callavia, Eodiscus, Strenuella, Protolenus.

Среднекембрийские отложения подразделены на две части: Сольван и Меневиан. Весь разрез охарактеризован органическими остатками. Очень обильны трилобиты рода Paradoxides, благодаря которым средний кембрий разделен на ряд зон. Верхнекембрийские отложения наиболее полно представлены в Север-

ном Уэльсе, где они слагаются преимущественно сланцами и песчаниками с остатками трилобитов (агностиды, Olenidae).

В настоящее время нижнюю границу кембрия повсеместно принято проводить по появлению скелетных организмов: мелких хиолитид, беззамковых брахиопод, губок, археоциат, гастропод и трилобитов семейства Olenellidae.

Для кембрийских отложений России принято ярусное деление нижнего и среднего отделов, разработанное на основе материалов по Сибирской платформе. При этом нижний отдел разделен на два надъяруса (табл. 9.1).

Таблица 9.1

Общие стратиграфические подразделения кембрийской системы

Отдел	Надъярус	Ярус
Верхний		аксайский $\epsilon_3$ak
		сакский ϵ_3s
		аюсокканский $\epsilon_3$as
Средний		майский ϵ_2m
		амгинский $\epsilon_2$am
Нижний	ленский ϵ_1l	тойонский $\epsilon_1$tn
		ботомский ϵ_1b
	алданский ϵ_1a	атдабанский $\epsilon_1$at
		томмотский ϵ_1t

Стратотипом алданского надъяруса является разрез по р. Алдан у горы Томмот. Он выделяется в объеме двух ярусов: томмотского и атдабанского. Это в основном пестроцветные известняки, часто водорослевые, слагающие крупные биогермы.

Стратотип ленского надъяруса находится в среднем течении р. Лены, вблизи устьев рек Синяя и Ботома. Здесь развиты органогенные битуминозные известняки и горючие сланцы, содержащие многочисленные органические остатки, среди которых преобладают трилобиты и археоциаты, реже встречаются брахиоподы. В составе ленского надъяруса выделяют ботомский и тойонский ярусы.

В Западной Европе к нижней части ленского надъяруса относится зона Protolenus, а в притихоокеанской части Северной Америки — зона Suspacephalus или часть верхнеоленеллусовой подзоны.

Нижний ярус среднего кембрия — амгинский — установлен на Сибирской платформе со стратотипом, находящимся на р. Амге, где его разрез представлен светло-серыми и белыми, преимущественно массивными известняками, содержащими обильные остатки трилобитов. К амгинскому ярусу относятся зоны Paradoxides oelandicus, Ctenocephalus exsulans, Paradoxides hicski, широко распространенные в Западной Европе.

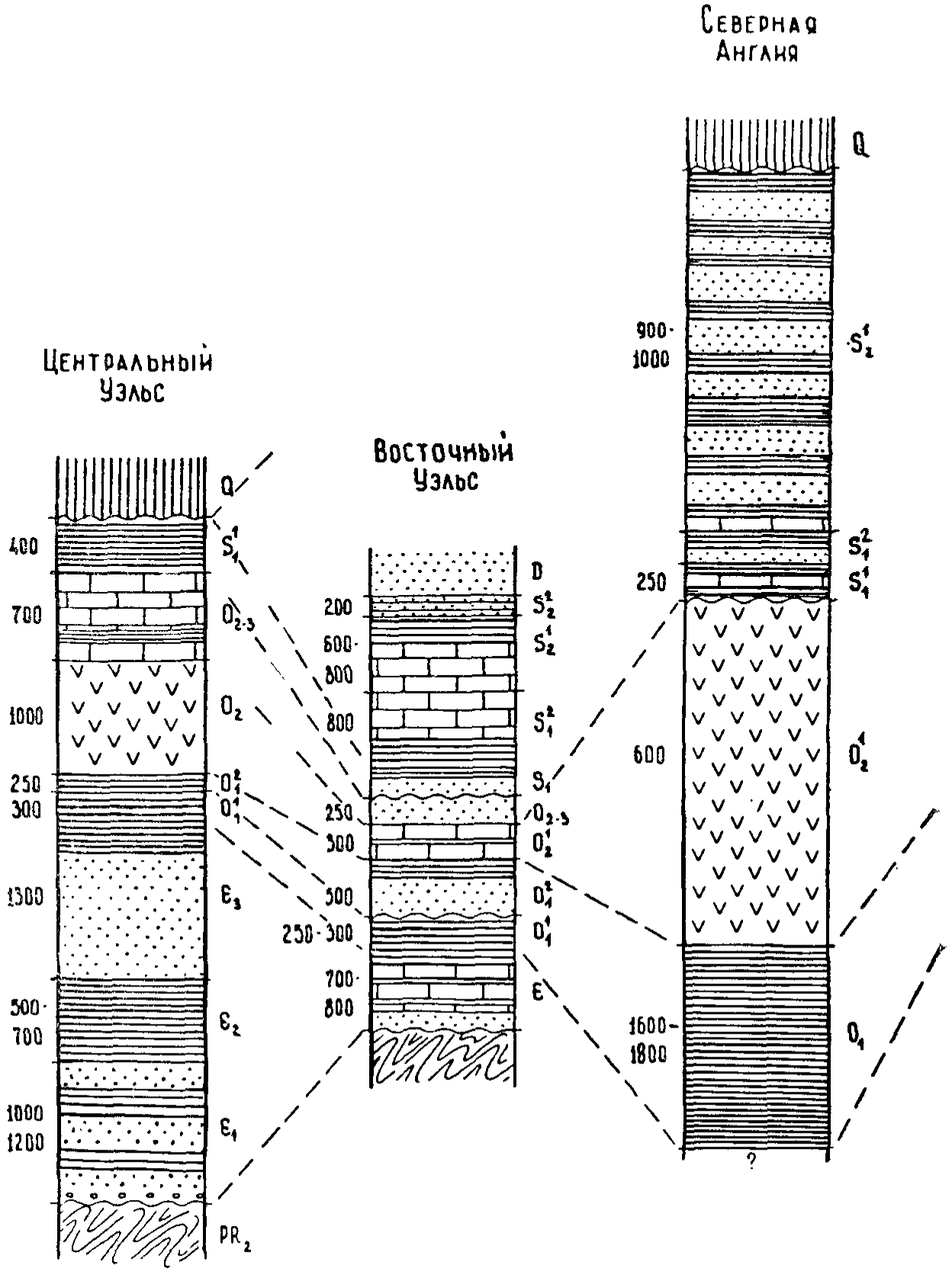
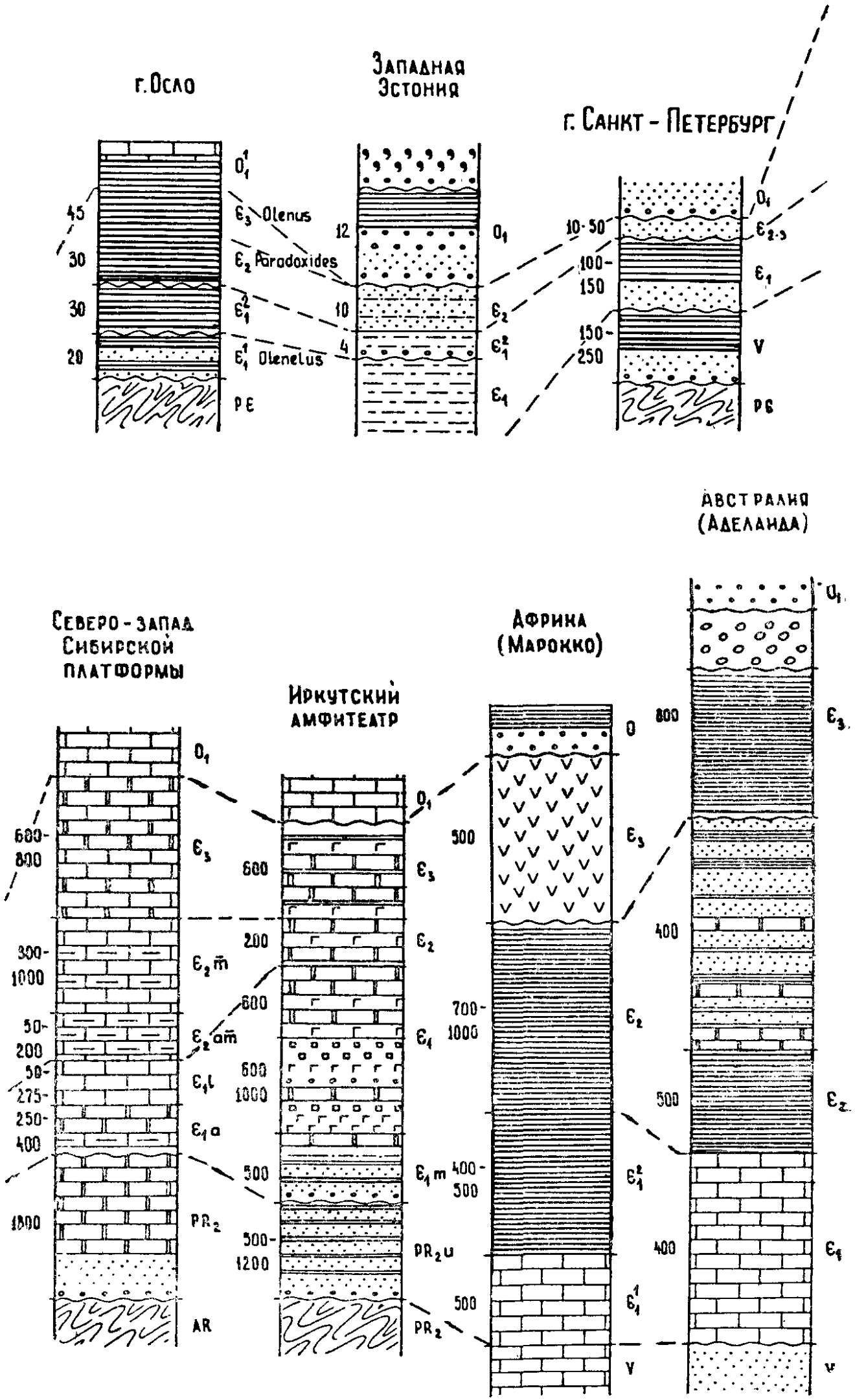


Рис. 9.1. Сводные стратиграфические разрезы кембрийской системы (условные обозначения см. на рис. 8.1) →


г. Осло
Западная Эстония
г. Санкт - Петербург
45
30
30
20
O_1^1
$\mathcal{E}_3$ Olenus
$\mathcal{E}_2$ Paradoxides
$\mathcal{E}_1^2$
$\mathcal{E}_1^1$ Olenelus
PE
12
10
4
O_1
$\mathcal{E}_2$
$\mathcal{E}_1^2$
$\mathcal{E}_1$
10-50
100-150
150-250
O_1
$\mathcal{E}_{2-3}$
$\mathcal{E}_1$
V
PG
Австралия (Аделаида)
Северо-Запад Сибирской платформы
Иркутский амфитеатр
Африка (Марокко)
600-800
300-1000
50-200
50-275
250-400
1800
O_1
$\mathcal{E}_3$
$\mathcal{E}_2 m$
$\mathcal{E}_2 am$
$\mathcal{E}_1 l$
$\mathcal{E}_1 a$
PR_2
AR
600
200
600
600
1000
500
500-1200
O_1
$\mathcal{E}_3$
$\mathcal{E}_2$
$\mathcal{E}_1$
$\mathcal{E}_1 m$
$PR_2 u$
PR_2
O
500
700-1000
400-500
500
V
O_1
800
$\mathcal{E}_3$
400
$\mathcal{E}_2$
500
$\mathcal{E}_1^2$
400
$\mathcal{E}_1$
$\mathcal{E}_1^1$
V

Стратотип майского яруса располагается в Юдомо-Майском районе, на востоке Сибирской платформы. Здесь развиты зеленовато-серые и серые слоистые известняки с прослоями мергелей, содержащие многочисленные остатки трилобитов. Майский ярус соответствует верхним зонам среднего кембрия Западной Европы: Paradoxides davidis, P. forchbameri, Lejopyge laevigata.

В тихоокеанской зоогеографической провинции Америки к майскому ярусу относятся зоны: Olenoides—Orria—Marjumia, Patella—Thonisonaspis, Deissella—Centropleura vermontensis.

Ярусное деление верхнего кембрия разработано на материале Казахстана. Стратотипы ярусов находятся по р. Кыршабакты на хр. Малый Каратау. Здесь наблюдается непрерывный разрез от среднего кембрия до ордовика включительно. Сложен он преимущественно плитчатыми известняками, содержащими богатую фауну миомерных и полимерных трилобитов. Имеется много общих форм со Скандинавией, Северной Америкой, Австралией и Китаем, что облегчает межрегиональные сопоставления.

Нижний аюсокканский ярус назван по имени урочища Аюсоккан. Для яруса характерно массовое развитие Damesellinae, Prepanurinae и Aulacodigmatidae. Встречаются брахиоподы, конодонты. Мощность яруса в стратотипе составляет 31 м.

Сакский ярус получил свое название от имени азиатских скифов, в древности населявших значительную часть Казахстана. Он характеризуется появлением новых родов и видов трилобитов. Мощность составляет 130 м.

Аксайский ярус назван по долине Аксай, где в толще плитчатых известняков присутствуют семейства трилобитов Sakkiidae, Ptychaspidae, Loganopeitinae. Мощность яруса достигает 200 м.

В Северной Америке разработано иное ярусное деление верхнего кембрия. В его составе здесь также выделяют три яруса: дресбахский, франконский и тремпеалейский. Однако ни деление советских, ни американских геологов верхнего кембрия не получило международного признания.

Характерные разрезы кембрийской системы представлены на рис. 9.1.

9.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир кембрия, как отмечалось выше, характеризовался становлением всех известных ныне типов животных и растений и наличием у них твердого скелета. В морях господствовали беспозвоночные, представленные архаичными группами, и разнообразные водоросли. На суше, как и в течение практически всего докембрия, существовали примитивные одноклеточные водоросли и бактерии.

Животные кембрийского периода приобрели способность строить прочный хитиново-фосфатный и известковый наружный или внутренний скелет. Наиболее характерные из представителей животного мира изображены на рис. 9.2. В составе органического

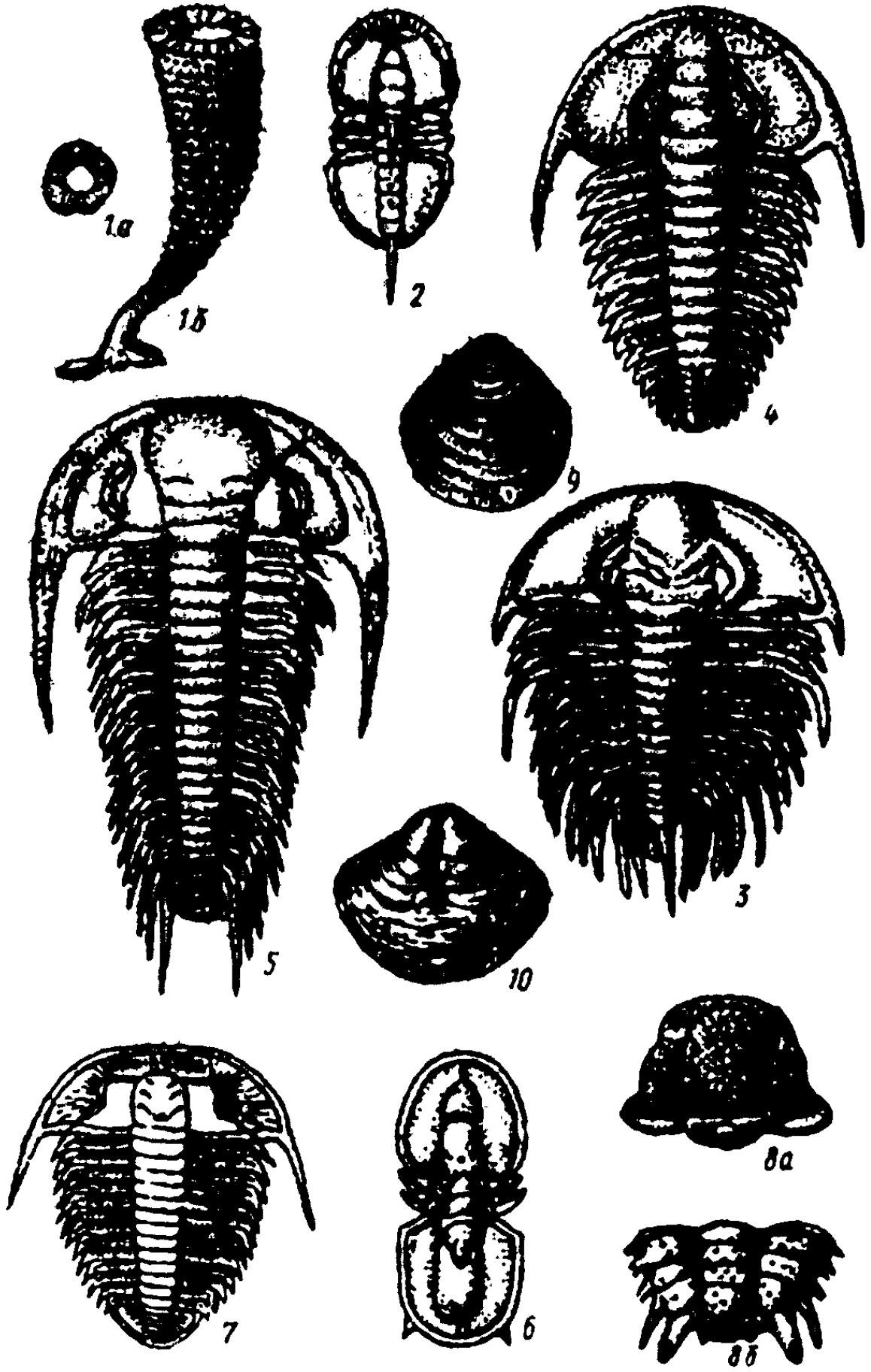


Рис. 9.2. Характерные представители кембрийских организмов:
1а, 1б — археоциаты (кембрий); *2—8* — трилобиты: *2* — Pagetia (ϵ_{1-2}), *3* — Olenellus (ϵ_1), *4* — Redlichia (ϵ_1), *5* — Paradoxides (ϵ_2), *6* — Agnostus (ϵ_3), *7* — Olenus (ϵ_3), *8а, 8б* — Dorypyge (ϵ_2); *9—10* — брахиоподы: *9* — Obolus (ϵ_2—O_1), *10* — Kutorgina (ϵ_{1-2})

мира большую роль играла своеобразная группа животных, называемых археоциатами, которая вымерла в самом конце кембрия. Археоциаты — прикрепленные бентосные животные — населяли мелководные теплые моря. Вместе с водорослями они принимали участие в построении рифовых тел. В раннем кембрии археоциаты достигли большого разнообразия. Они были представлены как простыми одностенными, так и сложными двустенными формами, причем и одиночными, и колониальными.

Кембрий — время возникновения и расцвета трилобитов. Они представляют собой древнюю группу членистоногих животных, ближе всего стоящих к ракообразным. Все известные представители класса трилобитов являлись морскими животными. Многие из них существовали, зарываясь в ил, большинство принадлежало к блуждающему бентосу. Некоторые трилобиты, вероятно, являлись нектонными формами, а те из них, которые обладали многочисленными длинными шипами, были приспособлены к планктонному образу жизни.

В качестве характерных представителей кембрийских трилобитов можно назвать роды: Olenellus, встречающийся только в наиболее древних слоях кембрия, Pagetia, характерный для раннего и среднего кембрия, и верхнекембрийские Agnostus и Olenus. Наряду с трилобитами в кембрии были развиты представители всех остальных подтипов членистоногих, среди которых следует отметить ракообразных, в частности остракод и филлокарид.

Третьей группой ископаемых организмов, игравших большую роль в фауне кембрийского периода, являлись брахиоподы. Большинство из них относятся к подклассу беззамковых — наиболее примитивных мелких форм с хитиново-фосфатной и известковой раковиной (Obolus, Kutorgina). В это же время начинают развиваться и замковые брахиоподы.

Кембрийские моря были заселены также различными гидроидными и сцифоидными кишечнополостными. Вместе с ними в начале кембрия появились коралловые полипы. Активно развивались моллюски, число которых быстро росло. Если в начале кембрия они были представлены моноплакофорами и гастроподами, то в среднем кембрии к ним присоединились двустворчатые моллюски, а в позднем — головоногие и полиплакофоры. На дне обитали многочисленные хиолиты — организмы, близко стоящие к моллюскам. Среди иглокожих встречаются лишь немногие примитивные формы древних классов стебельных (цистоидей, текоидей и карпоидей) и единичные формы голотурий. Находки в кембрии остатков позвоночных ограничиваются обломками щитков панцирных рыб. Они обнаружены в верхнекембрийских отложениях Северной Америки.

Кроме перечисленных в кембрийских отложениях встречаются остатки одноклеточных животных — агглютинирующих фораминифер и радиолярий, губок, червей, первых граптолитов — стереостолонат. Мир низших растений представлен синезелеными и зелеными водорослями.

9.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

К началу кембрия материки, точнее древние платформы, Южной Америки, Африки, Индостана, Антарктиды соединились в суперконтинент Гондвану, просуществовавший до середины юрского периода. Произошло это благодаря замыканию морских, часто глубоководных бассейнов небольшой ширины, существовавших в позднем рифее и венде (см. гл. 7 и 8). Выполнявшие их осадки и вулканиты испытали в конце венда складчатые деформации, некоторый метаморфизм, внедрение гранитов, превратившись тем самым в складчатые горные системы, перед которыми местами, например в Южной Америке (в основном в Бразилии), Африке (от Сахары до Намибии) и Аравии, образовались предгорные прогибы, в позднем венде и раннем кембрии заполнявшиеся за счет размыва этих сооружений обломочными образованиями — молассами, большей частью континентальными и красноцветными. В некоторых районах тех же континентов в раннем кембрии продолжался кислый наземный вулканизм.

На севере (в современных координатах) Гондвана простиралась много дальше, чем предполагалось первоначально, включая юго-западную периферию Северной Америки от Флориды до Ньюфаундленда, Западную и Центральную Европу вплоть до линии, идущей от Южной Англии через Чехию и Словакию до Южной Болгарии и далее, охватывая Турцию, Аравийский полуостров, Закавказье, Иран, южную половину Афганистана. Вся эта широкая полоса причленилась к древним ядрам Гондваны также благодаря орогенезу конца докембрия (байкальскому, кадомскому, панафриканскому, бразильскому); ее нередко именуют Перигондванской платформой.

Гондвана занимала положение в низких широтах, простираясь по обе стороны экватора, но в основном в Южном полушарии (рис. 9.3). Бо́льшая часть суперконтинента испытывала поднятие, более интенсивное в зонах позднекембрийского орогенеза, и только по его периферии располагались морские бассейны. Исключение составляют лишь Австралия и упоминавшаяся выше полоса Перигондванской платформы. Эта полоса развивалась в режиме пассивной окраины, в то время как другие окраины Гондваны — южнокитайская, австралийская, антарктическая, южноамериканская — были активными. Антарктическая и южноамериканская окраины перед кембрием испытали орогенез. На австралийской окраине это произошло в конце раннего кембрия.

В противоположность Гондване, где господствовала тенденция к объединению обломков протерозойской Пангеи I, остальные ее фрагменты с начала кембрия подверглись рассеянию в связи с возникновением между ними новообразованных океанских бассейнов. Один из них — Протоатлантический океан, или океан Япетус (рис. 9.4), как он был назван английским геологом У. Харландом, отделил Северную Америку и Гренландию от Ев-

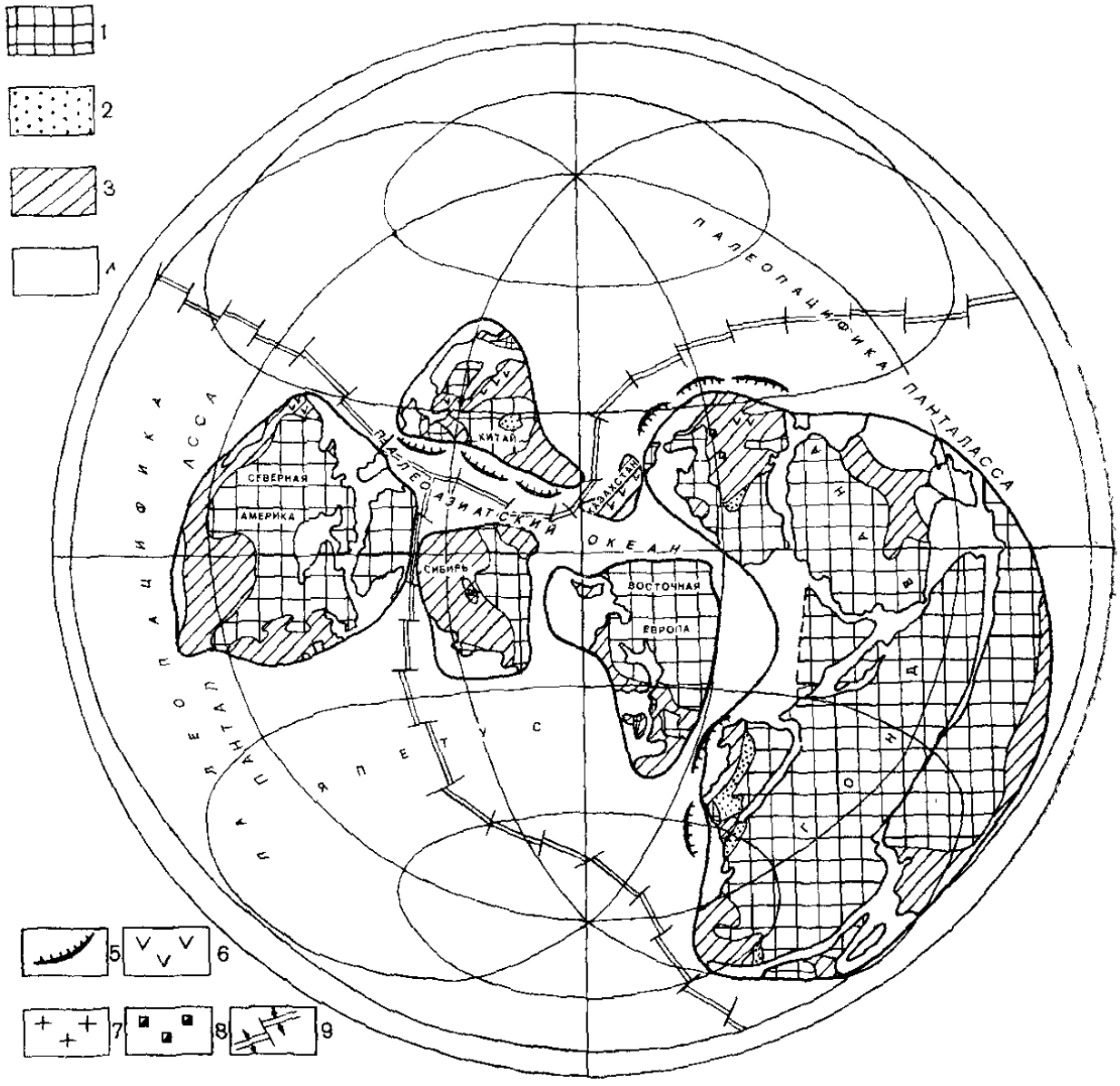


Рис. 9.3. Положение материков и океанов 520 млн лет назад (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями):

1 — континентальная суша; *2* — области континентального осадконакопления; *3* — морские бассейны; *4* — океаны (в пределах континентальных плит — области, не охарактеризованные фактическими данными); *5* — активные континентальные окраины; *6* — гипсы, ангидриты; *7* — соли; *8* — области вулканической активности; *9* — положение срединно-океанских хребтов (стрелки на мезозойских и кайнозойских реконструкциях показывают направления спрединга)

ропы, точнее от Восточно-Европейской платформы; Северная Америка и Гренландия в палеогеографической литературе обычно именуются Лаврентией (от р. Св. Лаврентия в Канаде), а вторая — Балтикой, или Фенносарматией (Фенния — латинское название Финляндии, Сарматия — область, населенная древним племенем сарматов на юге Европейской России). Доказательством существования этого океана является разительное отличие мелководной фауны западной и восточной окраин Ньюфаундленда. В первом районе она носит тихоокеанский облик, во втором — европейский, балтийский.

Образование в среднем кембрии спилито-кремнистого комплекса в пределах о. Ньюфаундленда, очевидно, свидетельствует о

продолжении спрединга. Мощность этого комплекса составляет 3 км. Как на севере, так и на юге в глубоководных условиях стали формироваться подводно-вулканогенные комплексы, в частности спилито-кремнистые образования, и сланцевые комплексы. Несколько ранее в Северных Аппалачах был сформирован мощный терригенный комплекс, включающий в себя турбидиты. Он накапливался вдоль края Северо-Американской платформы. Истинная ширина глубоководной зоны Аппалачской геосинклинальной системы неизвестна, но обычно ее считают реликтом раннепалеозойского океана Япетус.

Несмотря на то что наиболее древние отложения в Уачита-Мексиканской складчатой системе относятся к ордовику, можно полагать, что уже в конце кембрия здесь существовали глубоководные условия с соответствующим пелагическим осадконакоплением.

На севере Северо-Американской платформы протягивалась узкая шельфовая зона, где был сформирован 2-километровый карбонатно-терригенный комплекс. В северном направлении глубина бассейна возрастала. Вместе с тем еще севернее, к северу от о. Элсмир, намечается узкая полоса островной суши (архипелаг островов), на периферии которой происходило континентальное осадконакопление.

Бо́льшая часть Гренландии представляла область размыва. На севере и востоке она омывалась морским бассейном, на шельфе которого шло накопление терригенных, терригенно-карбонатных и существенно карбонатных осадков общей мощностью до 300 м. В пределах будущей Восточно-Гренландской складчатой системы в течение среднего и позднего кембрия происходило формирование маломощного комплекса шельфовых карбонатных отложений.

На восточной окраине материка Лаврентии, кроме Гренландии, располагались Чукотка, Шпицберген, а на юго-востоке — Шотландия. На протяжении всего кембрийского периода на Чукотке существовала область размыва, а на Шпицбергене сохранялись морские условия. С течением времени темп погружения снизился и предположительно уже в конце кембрия здесь существовали спокойные платформенные условия. В пределах довольно обширного шельфа происходило накопление известковых осадков с примесью тонкого терригенного материала. Общая мощность шельфовых карбонатно-терригенных осадков составляет 500—600 м.

В юго-восточном направлении глубина окраинного моря резко возрастала. Здесь в пределах континентального склона и его подножия (Шотландия) формировались терригенные комплексы мощностью в несколько километров. Юго-восточнее и южнее песчаные осадки сменяются существенно глинистыми.

Центральная часть Фенноскандии представляла собой возвышенную область сноса, которая поставляла обломочный материал в прилегающие морские бассейны. На севере в условиях мелководья накапливались песчаные осадки, мощность которых сос-

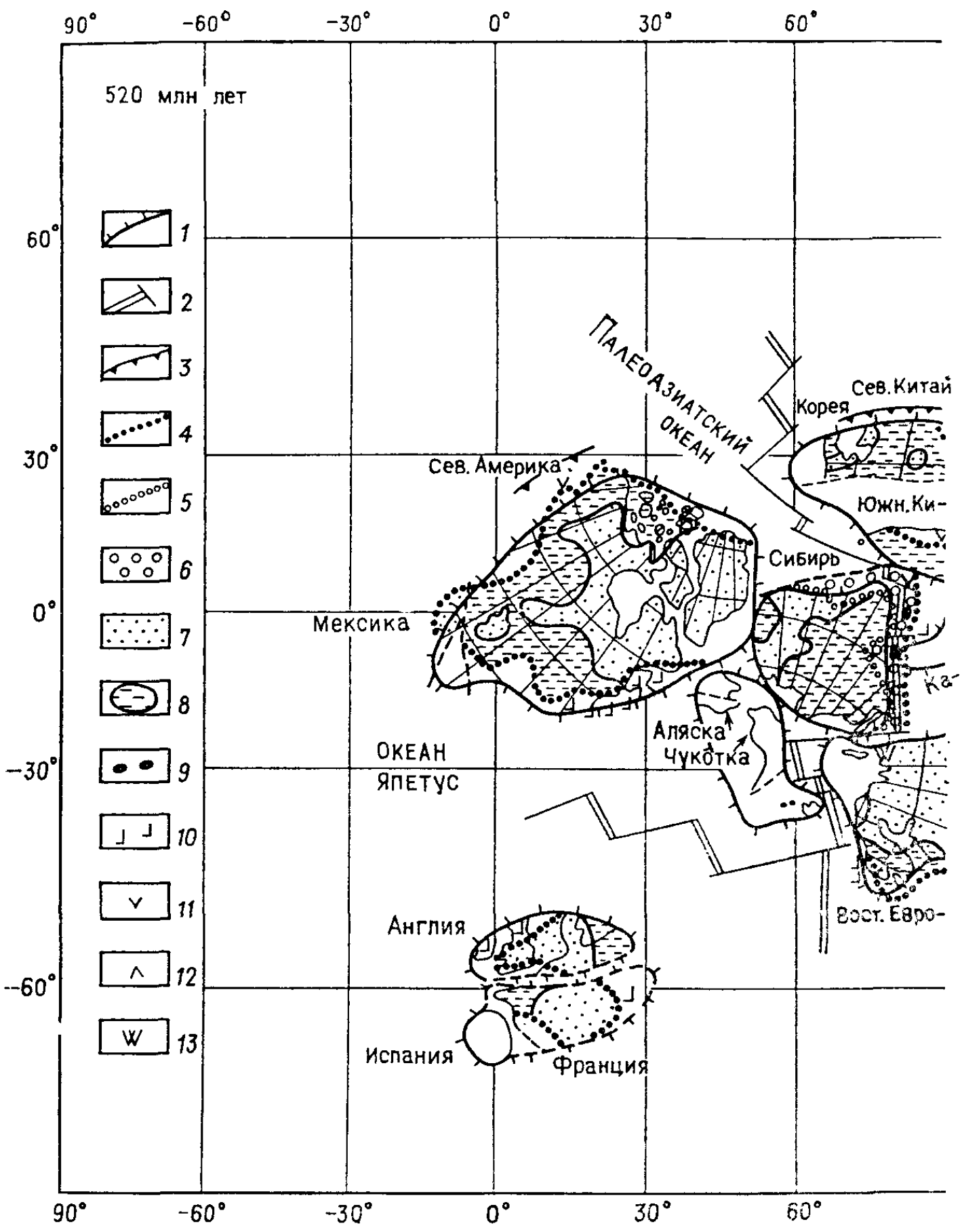
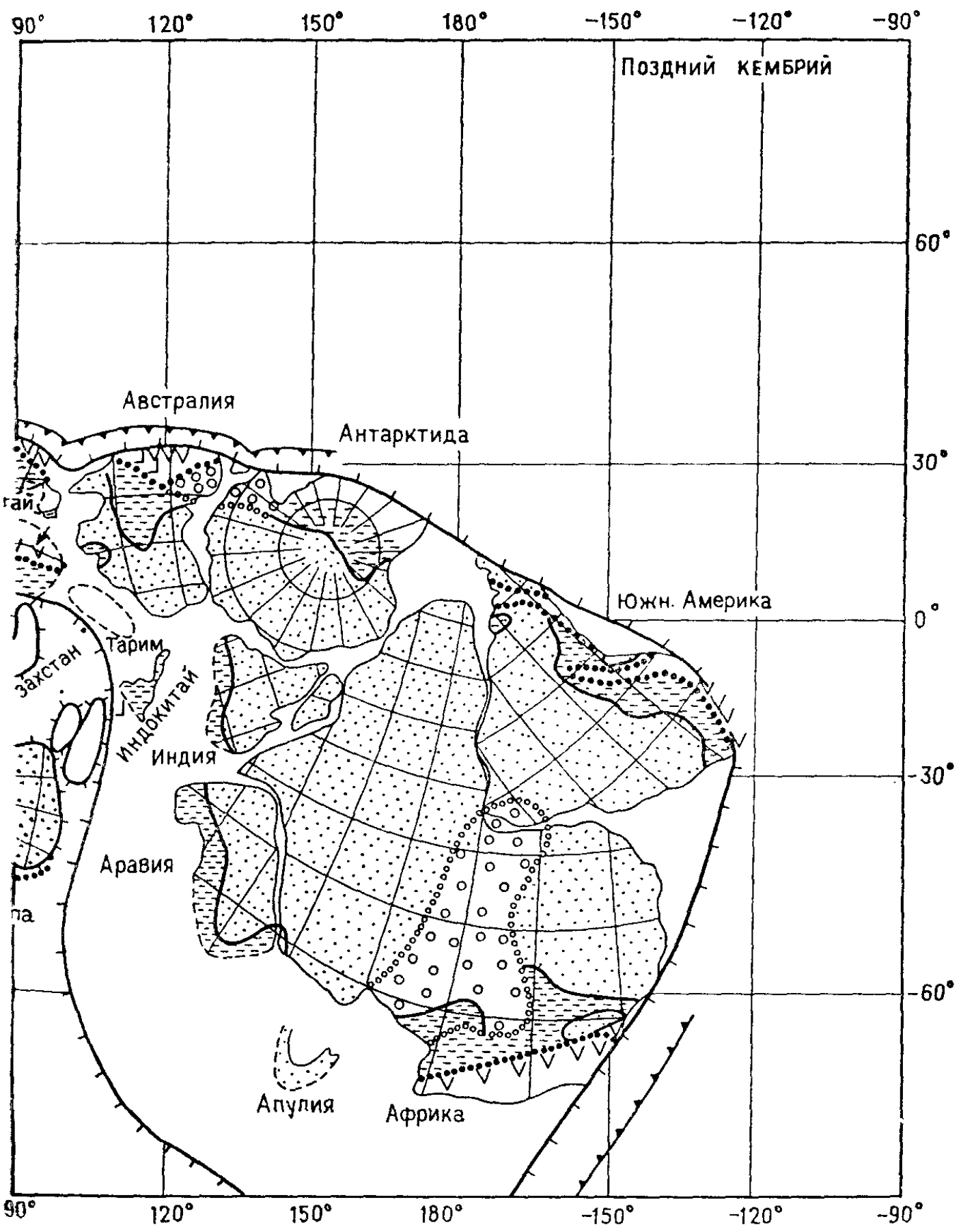


Рис 9.4. Палеотектоническая реконструкцня для позднего кембрня (проекция скому):

1 — границы областей континентальной коры; *2* — оси спреднига н трансной коры; *5* — границы крупных областей с орогенным режимом развития; нятий на континентах с низким рельефом; *8* — морские осадочные бассейны на комплексы: *10* — офнолитовые, *11* — островодужные, *12* — окраннно-



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславин-

формные разломы; *3* — зоны субдукции; *4* — границы областей континенталь- *6* — области поднятий на континентах с высоким рельефом; *7* — области под- континентах и их границы; *9* — районы проявления гранитизации; *10—13* — континентальных вулканических поясов, *13* — бимодальные

тавляет первые сотни метров. С юга сушу Фенноскандии омывал обширный мелководный эпиконтинентальный бассейн, занимавший северную половину Восточно-Европейской платформы. В его пределах накапливались песчано-глинистые, а в наиболее спокойных гидродинамических условиях — и существенно глинистые осадки.

Другой океан — Палеоазиатский — отделил Восточную Европу от Восточной Сибири, а последнюю — от Таримского и Китайско-Корейского континентов. Глубоководная область, по-видимому, с корой океанского типа протягивалась от Полярного Урала через Южный Урал в Алтае-Саянскую область. Терригенно-кремнистое и существенно кремнистое осадконакопление свойственно областям южной части Сибири и прилегающей части Казахстана. На Южном Урале наряду с кремненакоплением происходили подводные излияния и формировались вулканогенные образования.

Третий океан — Средиземноморский, или Палеотетис, — омывал с севера Гондвану и отделял ее от Северной Америки, Восточной Европы, Таримского блока и Китайско-Корейского материка. Эти океаны соединялись между собой и с Палеопацификой. Практически все разделенные ими континенты в раннем кембрии располагались, как и Гондвана, в низких или умеренных широтах, что способствовало господству теплого или даже жаркого климата и полному исчезновению вендского покровного оледенения.

Из негондванских континентов Северная Америка находилась в раннем кембрии на экваторе, Восточная Европа и Сибирь — в Южном полушарии, первая большей частью в умеренном поясе, Сибирь — в тропическом. Китайско-Корейский континент располагался в средних широтах Северного полушария.

Помимо крупных континентов, в пределах новообразованных океанов существовали меньших размеров континентальные массивы — микроконтиненты, частично отделенные от основных континентов ветвями главных океанов. К их числу относятся, в частности, Казахстанский, Тувино-Монгольский, Баргузино-Витимский, Центральномонгольский массивы в Палеоазиатском океане. Менее крупные микроконтиненты находились в Палеотетисе.

Большая часть окраин негондванских континентов и микроконтинентов в раннем кембрии развивалась по пассивному типу. На тихоокеанских окраинах Сибири и Северной Америки рифтогенный этап сменился послерифтовым этапом плавного погружения. То же характерно для окраин Восточно-Европейского, Таримского и Китайско-Корейского континентов. Эпиконтинентальные моря покрыли значительные площади Восточной Европы, Восточной Сибири, Северного Китая и Кореи.

Континентальный базальтовый магматизм проявился лишь на северо-западе Австралийского континента (плато Кимберли). Рифтовый вулканизм основного и среднего состава продолжался в Южно-Оклахомском авлакогене на юге Северо-Американского кратона. В океанских подвижных поясах лишь в отдельных

районах уже в эту эпоху, ближе к ее концу, начинается формирование вулканических дуг; это Алтае-Саяно-Монгольская область в Палеоазиатском океане, Тасманская на востоке Австралии и, возможно, некоторые другие. Широким распространением в подвижных поясах пользуются офиолиты — продукты спрединга ложа палеоокеанов, в частности в Центральном Казахстане, Алтае-Саянской области, Северной Монголии и смежной части Забайкалья, в Циляньшане к юго-западу от Китайско-Корейского кратона, на Тасмании и в некоторых других регионах. Ширина Палеоазиатского океана в эту эпоху оценивается в 3000 км.

Палеотектоническая и палеогеографическая обстановка среднекембрийской эпохи мало отличалась от описанной для раннего кембрия.

Гондвана несколько расширила свои контуры на западе Южной Америки, юге Африки, юго-востоке Австралии и восточнее Антарктиды за счет отмирания смежных орогенов. Интенсивность поднятия вошедших в ее состав и расположенных внутри нее позднедокембрийских складчатых систем снизилась, и почти повсеместно установился платформенный тектонический режим. Распространение эпиконтинентальных морей в пределах Гондваны ограничивалось северо-западной Сахарой, Аравийским поясом, восточной частью Австралийского кратона, а также Ираном, Афганистаном, Тибетом и Южным Китаем в полосе Перигондванской эпибайкальской платформы.

На восточной окраине Австралии и в северной части Тасмании и Антарктиды в среднем кембрии ощущается нарастание поднятий, осложненных рифтогенезом, а в западной части Лахланской системы возникает вулканическая дуга с краевым морем в тылу.

В северной (в современных координатах) группе континентов в Северной Америке заканчивалось развитие Южно-Оклахомского авлакогена и море расширилось в направлении центральной части материка. В противоположность этому, в Восточной Европе и Восточной Сибири наблюдалась регрессия. В Северном Китае и Корее море сохранило свои размеры.

В подвижных поясах палеоокеанов нарастает тенденция новообразования вулканических дуг и обособления окраинных морей. Она особенно заметна в Алтае-Саяно-Монгольской области Палеоазиатского пояса, восточная часть которой в эту эпоху пережила мощный импульс латерального сжатия, приведшего к складчато-надвиговым деформациям и к некоторому разрастанию континентальной коры на периферии Тувино-Монгольского и Баргузино-Витимского микроконтинентов. Данная эпоха тектогенеза была выделена под названием *салаирской* (от хр. Салаир). Поднятие салаирид и одновременная регрессия на Сибирском континенте привели к резкому увеличению привноса обломочного материала в прилегающие моря Центральноазиатского океана и к их постепенному обмелению.

В позднем кембрии относительное расположение континентальных массивов мало изменилось. Продолжалось расширение палеоокеанов, кроме Прапацифика.

В пределах Гондваны в основном сохранилась та же ситуация, что и в предыдущие кембрийские эпохи. Регрессия ощущается на Аравийском полуострове и в Австралии, трансгрессия — на севере Сахары. Небольшие трансгрессии отмечаются на крайнем севере и на юго-востоке Южной Америки.

В северной группе континентов дальнейшее развитие трансгрессии приводит к затоплению центральных районов Северо-Американского континента. Напротив, в Восточной Европе происходит значительная регрессия; в меньшей степени она проявляется в Восточной Сибири.

В Алтае-Саяно-Монгольской области Урало-Охотского подвижного пояса продолжался салаирский орогенез, связанный, вероятно, со столкновением вулканических дуг с Тувино-Монгольским и Баргузино-Витимским микроконтинентами. Эта эпоха орогенеза проявилась также в Буреинском и Ханкайском массивах; в Китае она известна как синкайская (от китайского названия оз. Ханка). В обоих регионах она сопровождалась внедрением гранитоидов.

Несмотря на эти проявления сжатия, Палеоазиатский океан в целом продолжал расширяться, в частности за счет востока Центрального Казахстана и Южного Тянь-Шаня, и достиг ширины порядка 4000 км.

В конце кембрия складчатые деформации, поднятия и гранитообразование проявились на юго-востоке Австралии, в зоне Канманту (деламерская складчатость), на Тасмании и в Трансантарктическом хребте, где они явились завершающими в системе Россид.

На других участках подвижных поясов продолжался рост вулканических островных дуг. Это относится к Центральному Казахстану в Палеоазиатском поясе, к Циляньшаню в Палеотетисе, юго-восточному Китаю в Западно-Тихоокеанском поясе.

9.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

После вендского похолодания и развития покровного оледенения и последующего потепления в начале кембрийского периода произошло дальнейшее потепление. Практически на всех континентах возникли условия, близкие к тропическим. Вероятно, только на северо-востоке Южно-Американского и на северо-западе Африканского материков, которые в то время располагались вблизи Южного полюса, условия были более прохладными. Тропический режим достаточно уверенно обосновывается широким распространением сульфатно-карбонатных и эвапоритовых формаций, присутствием теплолюбивой археоциатовой, коралловой, брахиоподовой и водорослевой биоты, широким развитием био-

гермных массивов, распространением разнообразных осадочных железных руд и фосфоритов.

Распространение эвапоритовой и сульфатно-карбонатной формаций дает возможность выделить зоны аридного климата (рис. 9.5). На Северо-Американском континенте засушливая область характеризуется присутствием соленосных и гипсово-ангидритовых слоев, а на Южно-Американском материке — залежами каменной соли в Боливии. Среднекембрийскими являются гипсы и ангидриты в Боливийских Андах, а к верхнему кембрию относятся гипсоносные красноцветы Бразилии.

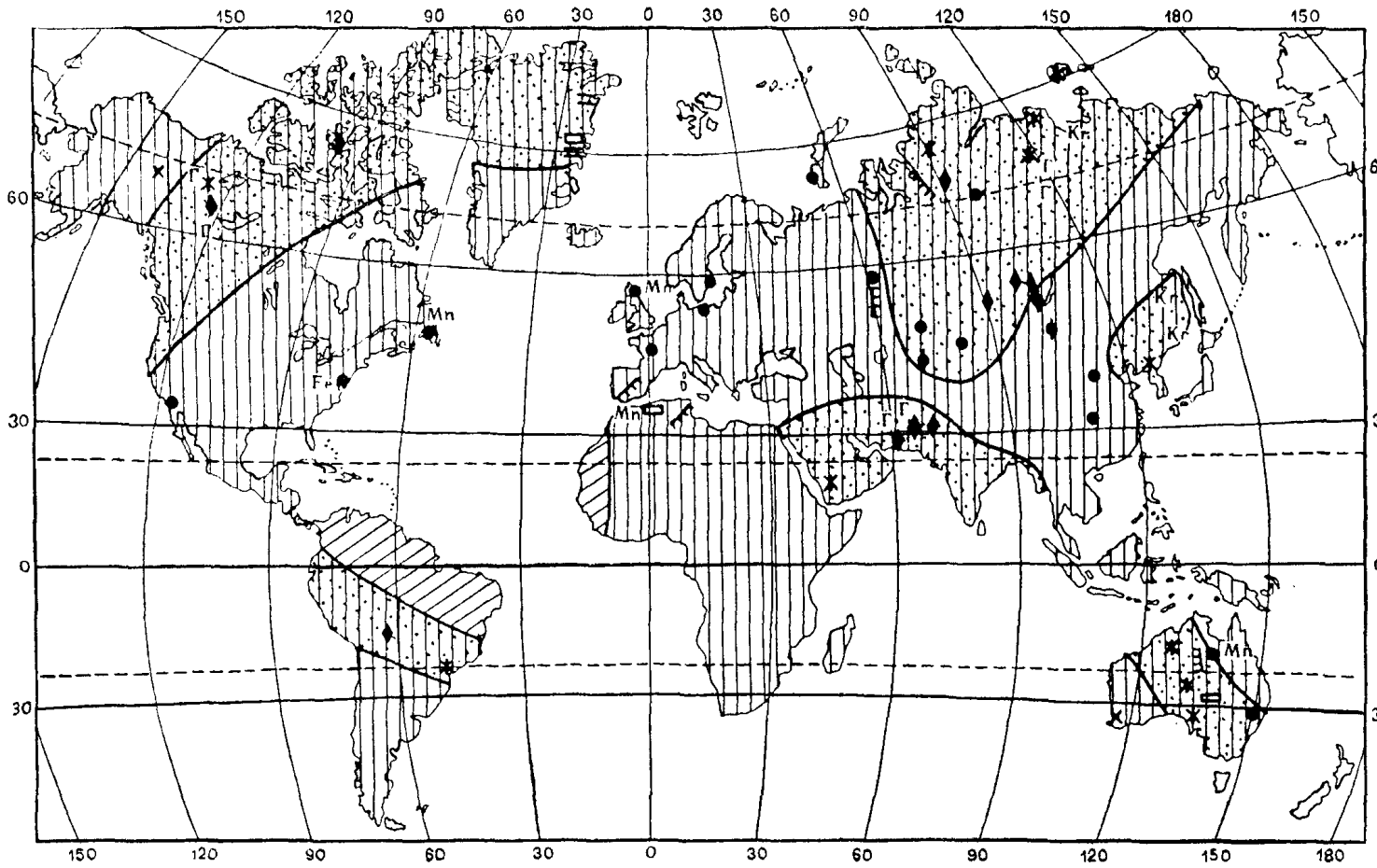
Наиболее обширная область с аридным климатом располагалась в пределах северных материков. Ее присутствие обосновывается накоплением солей и сульфатно-карбонатных осадков, формированием крупных залежей пластовых фосфоритов, марганцевым оруденением и развитием красноцветных карбонатно-гипсоносных отложений. Наиболее крупные солеродные бассейны располагались на территории Пакистана, Ирана и особенно Сибири.

В условиях сильной засушливости формировались крупные пластовые залежи фосфоритов в Каратау. Аридные условия существовали в Центральном Казахстане, Тянь-Шане, Алтае-Саянской области, Монголии, Китае и во Вьетнаме.

О существовании аридного климата свидетельствуют и состав песчано-глинистых отложений, главным образом существенно аркозовый состав песков и гидрослюдистый тип глин. Большим распространением пользовались пролювиальные и эоловые фации. Среди песчано-глинистых отложений обильны карбонатные и гипсовые конкреции. На поверхностях напластований в большом количестве присутствуют трещины усыхания. Возрастание влажности во второй половине кембрийского периода привело к образованию на денудационных поверхностях кор выветривания каолинитово-гидрослюдистого состава.

Аридные условия в течение кембрия существовали и в Австралии. Аридная зона оконтуривается на основании развития соленосных отложений в бассейне Амадиес, по присутствию пластов гипса и ангидрита в бассейнах Орд и Дейли-Ривер, а также мощных пачек седиментогенных доломитов и сульфатно-карбонатных пород на побережье залива Бонапарта, во впадине Амадиес и Нгалия. Кроме того, в системе Аделаида известны мощные толщи карбонатных красноцветов и толщи с многочисленными псевдоморфозами по гипсу и галиту.

На остальных территориях, за исключением северо-востока Южно-Американского и северо-запада Африканского континентов, существовали гумидные тропические условия. Доказательством такого типа климата служат повсеместное развитие оолитовых и органогенных известняков, большое число крупных биогермных массивов — археоциатово-водорослевых рифов. Последние известны на территории Испании, Франции и Италии. Возможно, в отдельные промежутки времени местами существовали условия,


150
120
90
60
30
0
30
60
90
120
150
180
60
30
0
30
Mn
Mn
Mn
Mn
Kr
Kr
Kr

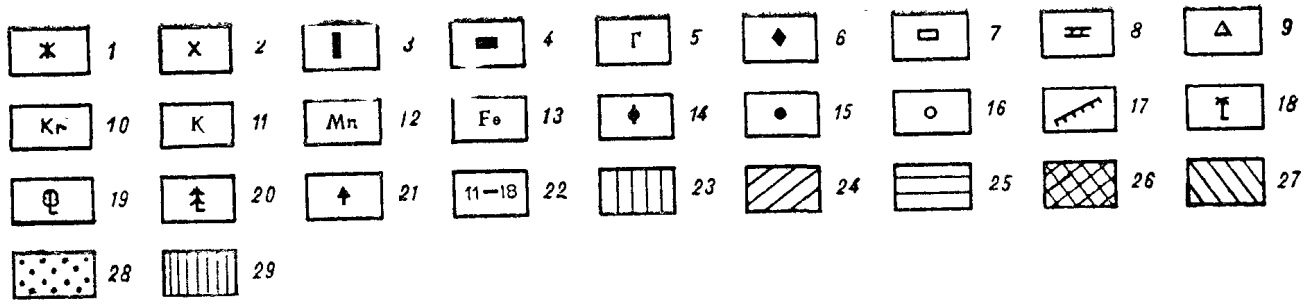


Рис. 9.5. Климатическая зональность в кембрийском периоде (по Н. А. Ясаманову):
1 — аридные красноцветы; *2* — красноцветы континентальные слабокарбонатные и бескарбонатные; *3* — бокситы латеритные и осадочно-латеритные; *4* — угли; *5* — гипсы и ангидриты; *6* — соли каменная и калийная; *7* — оолитовые и хемогенные известняки; *8* — доломиты и доломитизированные известняки; *9* — гиллиты; *10* — коры выветривания каолинит-гидрослюдистого состава; *11* — каолинитовые коры выветривания; *12* — марганцевые руды; *13* — осадочные руды железа; *14* — фосфориты; *15* — комплекс теплолюбивой (тропической) фауны; *16* — комплекс фауны умеренного климата; *17* — барьерные и береговые рифы; *18* — тропическая растительность; *19* — растительность субтропическая; *20* — растительность умеренного климата; *21* — преобладание ксерофильных форм; *22* — значения палеотемператур, °С; *23* — тропический и экваториальный пояса; *24* — субтропический пояс; *25* — умеренный пояс; *26* — умеренно-холодный пояс; *27* — нивальный пояс; *28* — области аридного климата; *29* — области переменного увлажнения

близкие к переменно-влажным, и предположительно в начале кембрия они здесь были даже аридными. Во всяком случае присутствие толщ зернистых фосфоритов в Монголии и желваковых фосфоритов в Китае (Юньнань) не только не противоречит этой мысли, а скорее подтверждает ее.

В областях гумидного тропического климата в широких масштабах осуществлялась мобилизация железа (Южные Аппалачи,

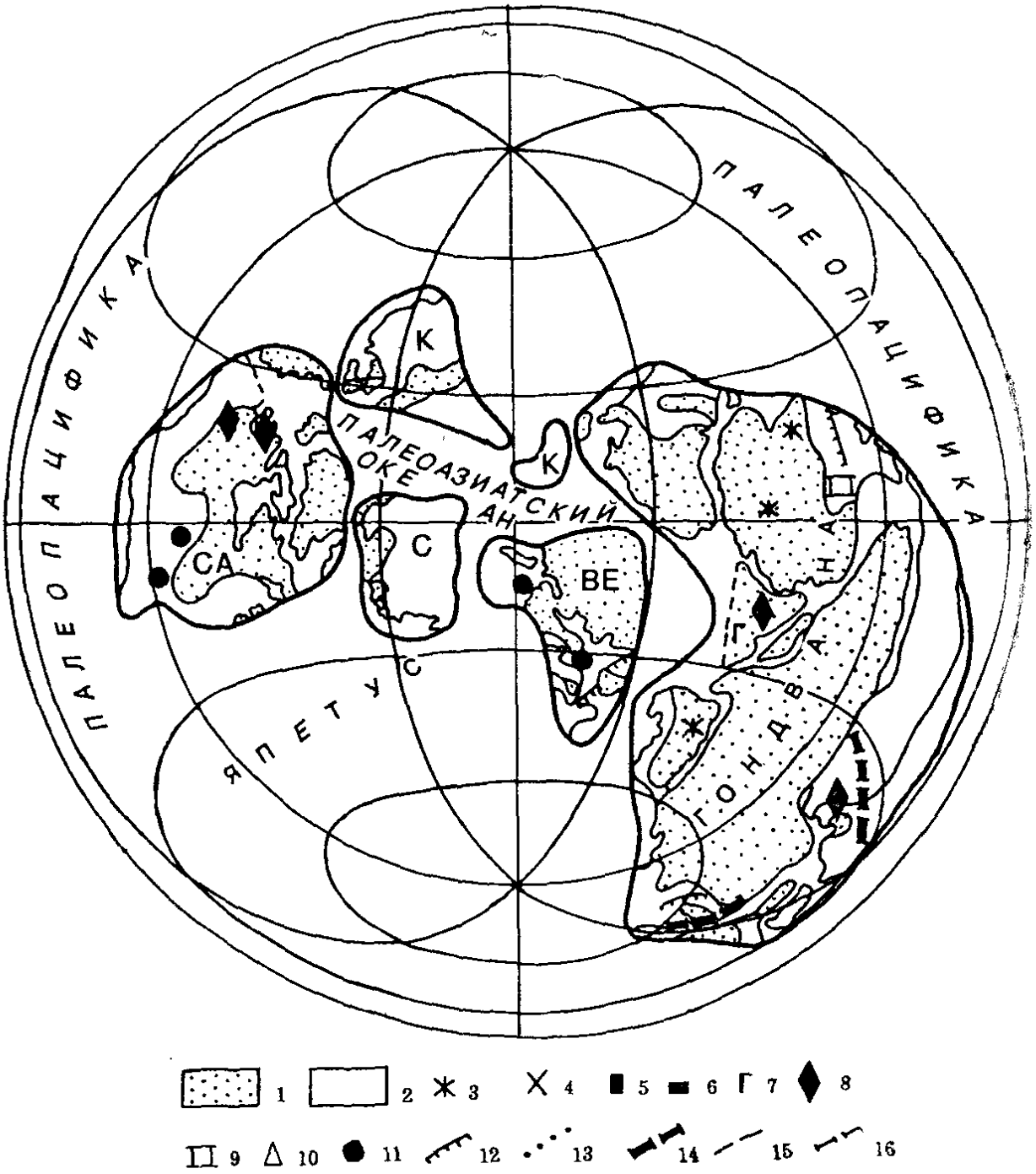


Рис. 9.6. Климатическая зональность и некоторые индикаторы климата на палеогеодинамической основе для кембрийского периода:
1 — современные материки; *2* — морские бассейны; *3* — аридные красноцветы карбонатные; *4* — красноцветы бескарбонатные; *5* — латериты и латеритные коры выветривания; *6* — угли; *7* — гипсы и ангидриты; *8* — соли; *9* — карбонаты; *10* — тиллиты; *11* — теплолюбивая фауна; *12* — рифы; границы климатических поясов: *13* — экваториального; *14* — тропического, *15* — субтропического, *16* — умеренного

Англия, Корея, восток Китая) и марганца (Марокко, Алжир, Англия). Присутствуют коры выветривания каолинитово-гидрослюдистого типа и толщи существенно кварцевых песков и кварцитов.

Климатическая зональность на палеогеодинамической основе показана на рис. 9.6.

9.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Отложения венда и кембрия сравнительно бедны полезными ископаемыми. Венд-кембрийский возраст имеют нефтеносные горизонты Иркутского амфитеатра и Прибалтики. В основном к кембрию и ордовику относятся продуктивные горизонты гигантского месторождения нефти Хасси-Месауд в Алжирской Сахаре. В Швеции кембрийский возраст имеют битуминозные квасцовые сланцы, из которых получают топливо и урановый концентрат.

С ультраосновными породами Северной Америки и Алтае-Саянской области часто связаны месторождения асбеста и талька, а с кислыми интрузивными породами — месторождения олова и вольфрама на востоке России и в КНР. К кембрию приурочены месторождения марганца в Кузнецком Алатау, железных руд в Горной Шории, хромитов, руд меди и кобальта в Норвегии, медных руд в Казахстане, полиметаллов в Восточной Сибири и Мьянме. В целом рудные полезные ископаемые сравнительно редки, а размеры месторождений невелики.

Ранний кембрий — одна из крупнейших эпох накопления фосфоритов и солей в истории Земли. В это время образовались обширнейшие фосфоритоносные бассейны в Каратау (Казахстан), на юго-востоке Китая (провинция Юньнань) и на севере Вьетнама.

Кембрийский период накопления каменных солей сопоставим по масштабам с крупнейшими солеродными эпохами девона и перми.

Наиболее крупным является Лено-Вилюйский соленосный бассейн и бассейн Пакистана.

ГЛАВА 10. ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД

Впервые название «ордовикская система» появилось в 1879 г. в работе Ч. Лэпворта, посвященной расчленению нижнего палеозоя. Свое название система получила от племени ордовиков, населявших в древности Уэльс. До работы Ч. Лэпворта ордовикские отложения включались в состав силурийской системы, установленной Р. Мурчисоном[1] в 1835 г., и считались ее нижним отделом. Долгое время геологи делили силур на два отдела: нижний (ордовик) и верхний (готландий — по названию о. Готланд в Балтийском море).

---

[1] Правильная транскрипция «Мерчисон».

Установление Ч. Лэпвортом ордовикской системы окончательно разрешило конфликт, связанный с тем, что, согласно представлениям Р. Мурчисона и А. Седжвика, кембрийская система непосредственно перекрывается силурийской. Типовой разрез ордовикской системы располагается в Уэльсе. Граница между кембрием и ордовиком вызывает споры, и ряд геологов нижний ярус ордовика — тремадокский — предпочитают относить к кембрию.

Советские ученые А. Ф. Лесникова и Д. В. Наливкин в 30-е годы выступали за самостоятельность ордовикской и силурийской систем. В 1951 г. ордовикская система была официально выделена на геологических картах СССР, и лишь в 1960 г. на XXI Международном геологическом конгрессе в Копенгагене был окончательно решен вопрос о самостоятельности ордовикской системы.

10.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

Ордовик был установлен по типичным разрезам в районе Арениг-Бала в северной части Уэльса. Первоначально границы ордовика и его подразделений были определены по изменению комплексов раковинной фауны, а значительно позднее для этих целей стали использовать быстро эволюционировавших граптолитов. Поэтому до настоящего времени существуют две стратиграфические шкалы, которые окончательно еще не увязаны друг с другом, а это затрудняет корреляцию разрезов Уэльса с разрезами других регионов, расчлененных по остаткам граптолитов.

В Англии нижнюю границу ордовика проводят по подошве аренига, так как тремадок здесь тесно связан с кембрием. В других странах Европы и в России нижним ярусом ордовика считается тремадокский. Верхняя граница системы формально совпадает с кровлей ашгильского яруса. Однако надо заметить, что положение как нижней, так и верхней границы ордовика дискуссионно и не получило официального международного признания.

Ярусная и зональная шкалы ордовика основываются на граптолитах, а начало деления ордовика заложено работами Ч. Лэпворта и Г. Эллеса. Лэпворт предложил трехчленное деление ордовика, но чаще пользовался двучленным. Это связано с определенными трудностями расчленения и является предметом дискуссии. В России принято трехчленное деление ордовика, хотя границы между отделами в ряде случаев недостаточно определенные (табл. 10.1).

Продолжительность ордовикского периода составляет около 65 млн лет. По данным английских геологов, он начался 505 и закончился 438 млн лет назад. Французские исследователи дают несколько иные цифры — 500 и 435 млн лет соответственно. По новейшим данным, нижняя граница ордовика располагается на уровне 495, а верхняя — 443 млн лет.

Стратотип тремадокского яруса располагается в Карнарвоншире. Его объем был установлен А. Седжвиком, относившим этот ярус к кембрию. Стратотипический разрез аренигского яруса на-

ходится в Аренигских горах Северного Уэльса. Он также установлен А. Седжвиком. Стратотип неполный и плохо охарактеризован фауной.

Лланвирнский ярус описан в Пембрукшире в Западном Уэльсе. Здесь распространены сланцы с многочисленными граптолитами. Среди них Didymograptus. Лландейлский ярус среднего ордовика в Кармартеншире в Уэльсе слагается плитчатыми известняками с Glyptograptus и Nemagraptus.

В Западной Англии в Шропшире находится стратотип карадокского яруса. Здесь развиты кварцевые песчаники и кварциты, содержащие Dicranagraptus, Climacograptus.

Таблица 10.1

Общие стратиграфические подразделения ордовикской системы

Отдел	Ярус
Верхний	ашгильский O_3as
Средний	карадокский O_2k
	лландейлский O_2ld
	лланвирнский O_2l
Нижний	аренигский O_1a
	тремадокский O_1t

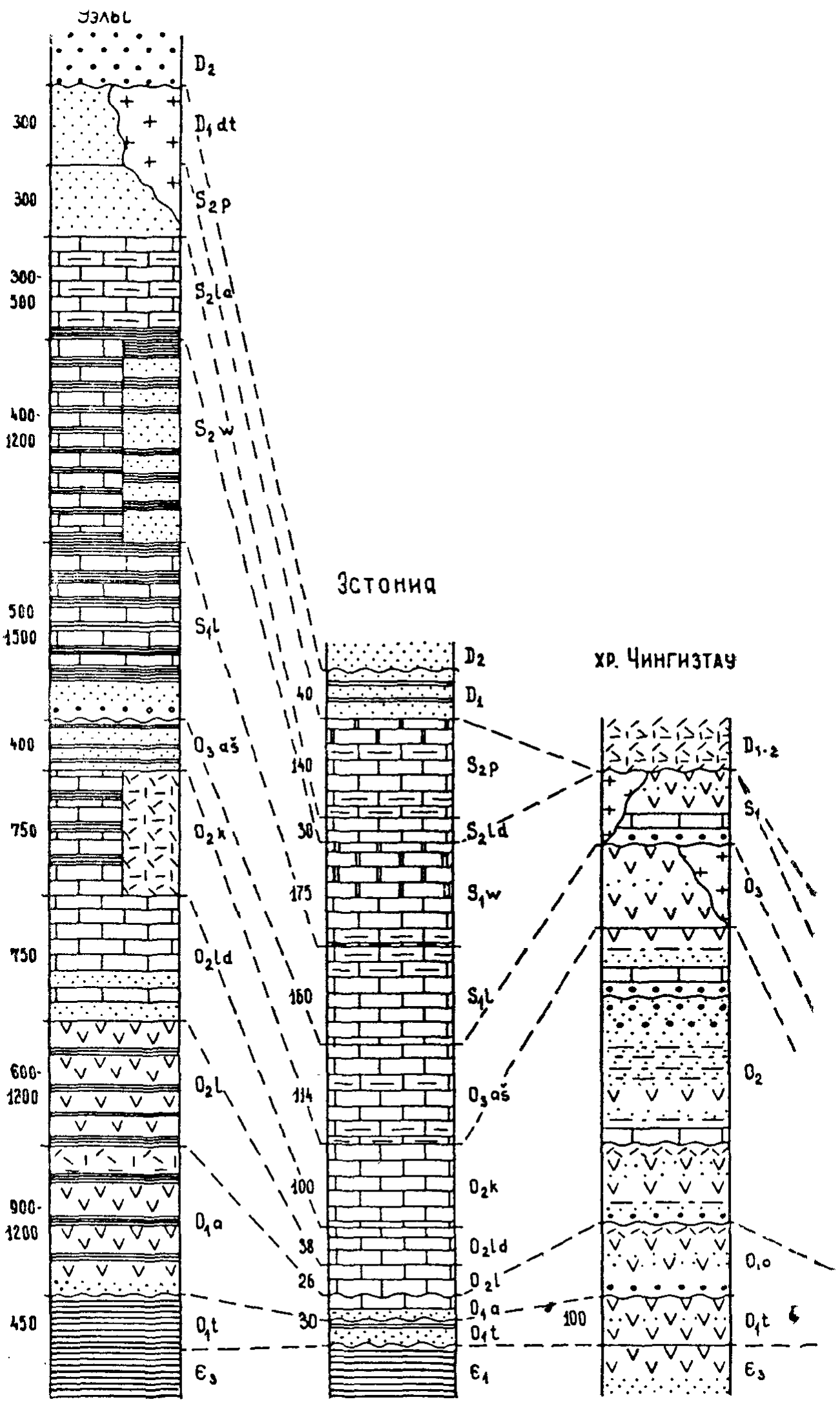
Ашгильский ярус свое название получил от ручья Аш Гилл в Ланкашире в Северной Англии. Здесь обнажается толща сланцев с Dicellagraptus.

Характерные разрезы ордовика и силура показаны на рис. 10.1.

10.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

В морях ордовикского периода были широко распространены беспозвоночные и водоросли и дальнейшее развитие получили позвоночные организмы. На суше во второй половине ордовика появились наземные растения. Трилобиты, игравшие ведущую роль в кембрии, хотя и сохраняют свою роль, но число их уменьшается. Среди многочленистых доминировали формы с прочным и толстым известковым панцирем. В отличие от кембрийских форм трилобиты ордовика приобрели способность свертываться, защищая мягкую брюшную мембрану. Ордовикские трилобиты имеют хотя и небольшое, но постоянное в пределах родственной группы число туловищных сегментов, обладают не только опистопарными, но очень часто пропарными лицевыми швами (Asaphus, Illaenus, Pterygometopus). Характерными ордовикскими формами, кроме того, являются Onnia, Chasmops. Наиболее типичные организмы ордовика изображены на рис. 10.2.

Очень важную роль в ордовике играли граптолиты. Широко распространены кустистые колонии стереостолонат. Граптолиты в ордовике быстро эволюционировали, обладали значительными ареалами и поэтому являются руководящими ископаемыми. Для раннего и среднего ордовика характерны безосные формы (Phy-


Узлы
D2
300
D1 dt
300
S2 p
300-
500
S2 ld
400-
1200
S2 w
500
1500
S1 l
400
O3 aš
750
O2 k
750
O2 ld
600-
1200
O2 l
900-
1200
O1 a
450
O1 t
Є3
Эстония
D2
40
D1
140
S2 p
30
S2 ld
175
S1 w
160
S1 l
114
O3 aš
100
O2 k
38
O2 ld
26
O2 l
30
O1 a
O1 t
Є1
хр. Чингизтау
D1-2
S1
O3
O2
O1o
100
O1 t
Є3

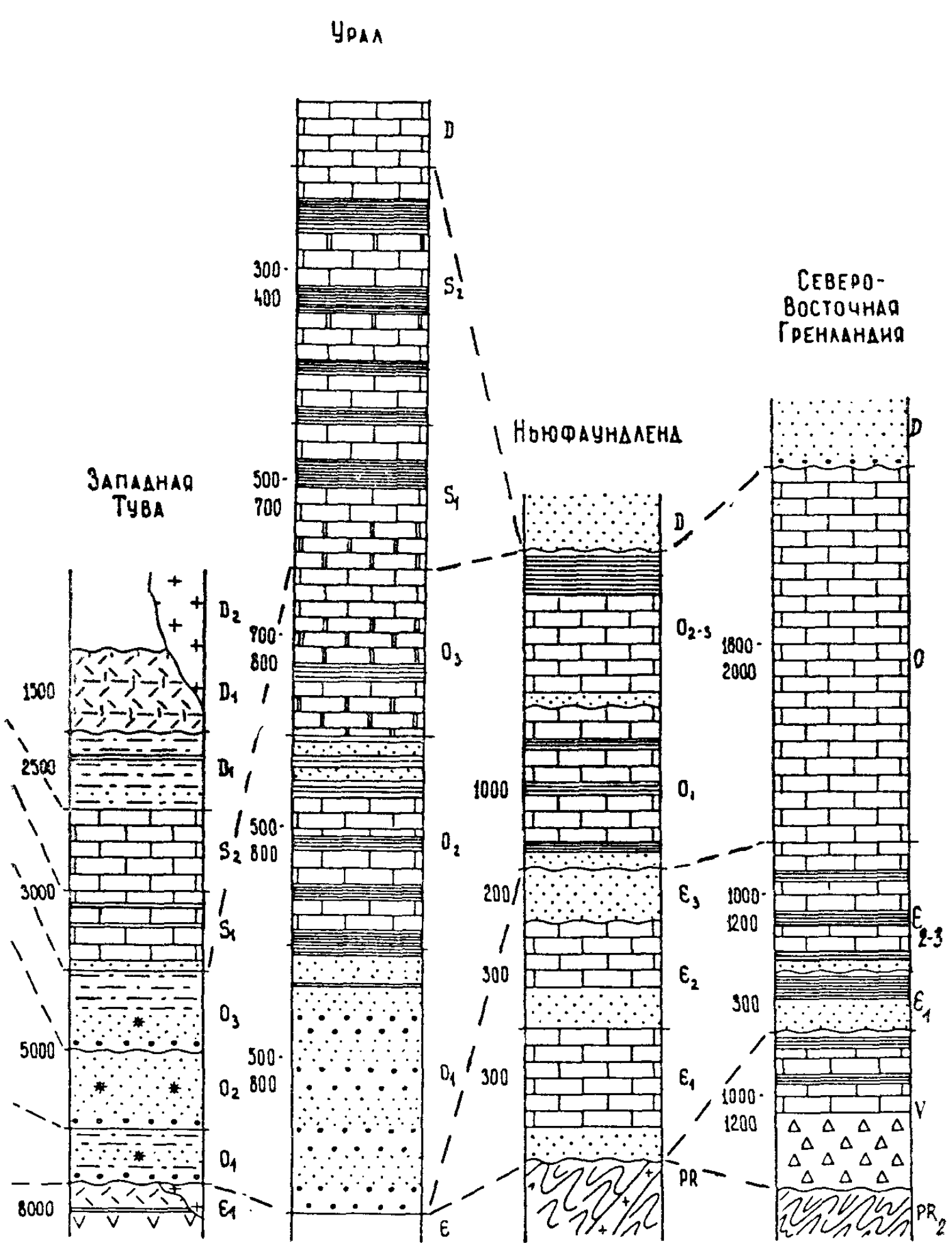


Рис. 10.1. Сводные стратиграфические разрезы ордовикских и силурийских отложений (условные обозначения см. на рис. 8.1)

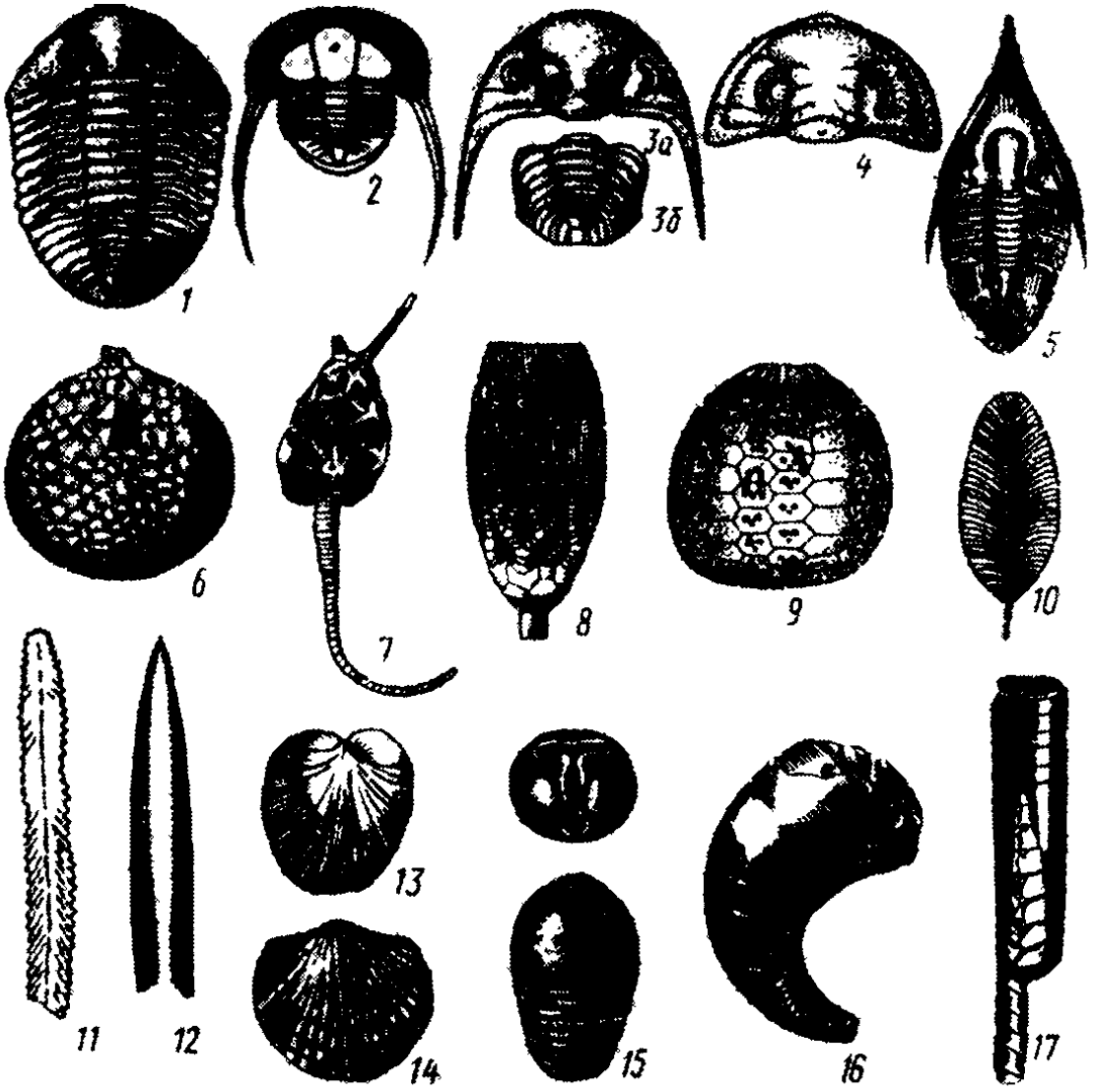


Рис. 10.2. Характерные представители ордовикских организмов.
Трилобиты: *1* — Asaphus; *2* — Oppia; *3а* и *3б* — Chasmops; *4* — Pterygometopus; *5* — Megalaspis. Иглокожие: *6* — Echinosphaerites; *7* — Pleurocystis; *8* — Cyathocrinus, *9* — Bothricidaris. Граптолиты: *10* — Phyllograptus; *11* — Didymograptus; *12* — Diplograptus. Брахиоподы: *13* — Porambonites; *14* — Orthis. Наутилоидеи: *15* — Gomphoceras; *16* — Cyrthoceras; *17* — Endoceras

llograptus, Didymograptus), для среднего и позднего — осеносные двурядные граптолиты (Diplograptus, Climacograptus).

Кишечнополостные представлены строматопороидеями, примитивными однозонными четырехлучевыми кораллами — ругозами. Появились первые гелиолиты, а среди табулят развиты несообщающиеся формы. Все они вместе с водорослями принимали активное участие в построении рифов.

Брахиоподы представлены как беззамковыми с хитиново-фосфатной раковиной (Obolus), так и ставшими многочисленными замковыми формами с известковой раковиной. Среди последних важное значение имели ортиды, пентамериды и строфомениды. Иглокожие играли активную роль среди представителей донной фауны. Это были в основном морские пузыри (цистоидеи) и морские лилии (криноидеи). Наряду с ними существовали хомалозои (карпоидеи), астерозои и эхинозои.

Широким распространением в ордовике пользовались головоногие моллюски — наутилоидеи, эндоцератоидеи, ортоцератоидеи, которые вели активный образ жизни. Размер раковин у этих хищников достигал в длину 2—3 м. В морях ордовика помимо перечисленных организмов жили фораминиферы, радиолярии, разнообразные губки и черви, остракоды, двустворчатые и брюхоногие моллюски, мшанки и конодонты, а также бесчелюстные рыбообразные организмы. Благодаря находкам остатков спор предполагается существование на прибрежных сильно заболоченных низменностях наземных растений.

10.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В раннем ордовике Гондванский суперконтинент стал смещаться к югу, а от его северной окраины начали откалываться микроконтиненты (Авалония, Арморика), в дальнейшем сближавшиеся с Северо-Американским континентом (рис. 10.3). С этим было связано раскрытие глубоководного бассейна с корой океанского типа в северной части европейского сегмента Палеотетиса; этот

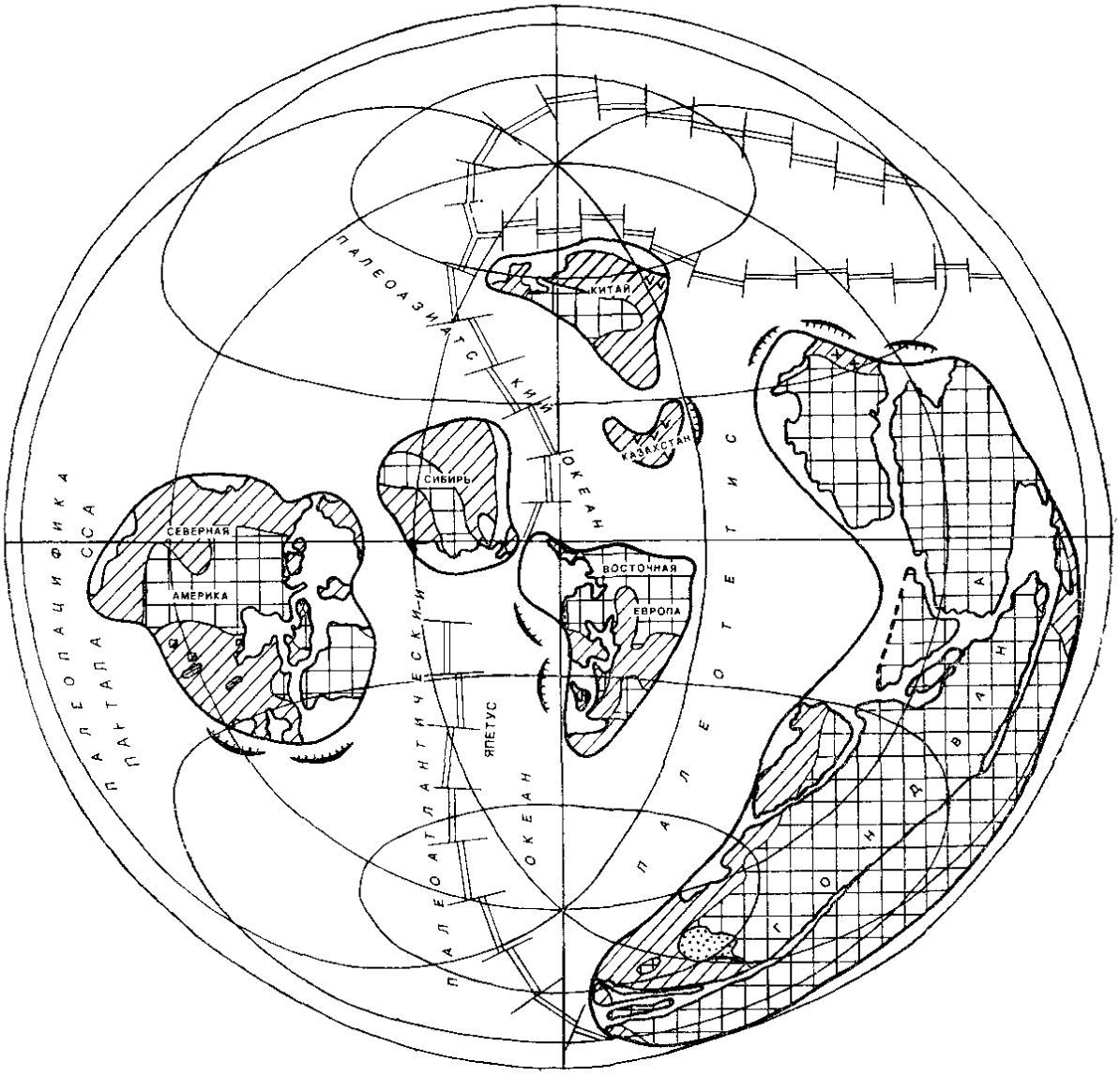


Рис. 10.3. Положение материков и океанов в раннем и среднем ордовике (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

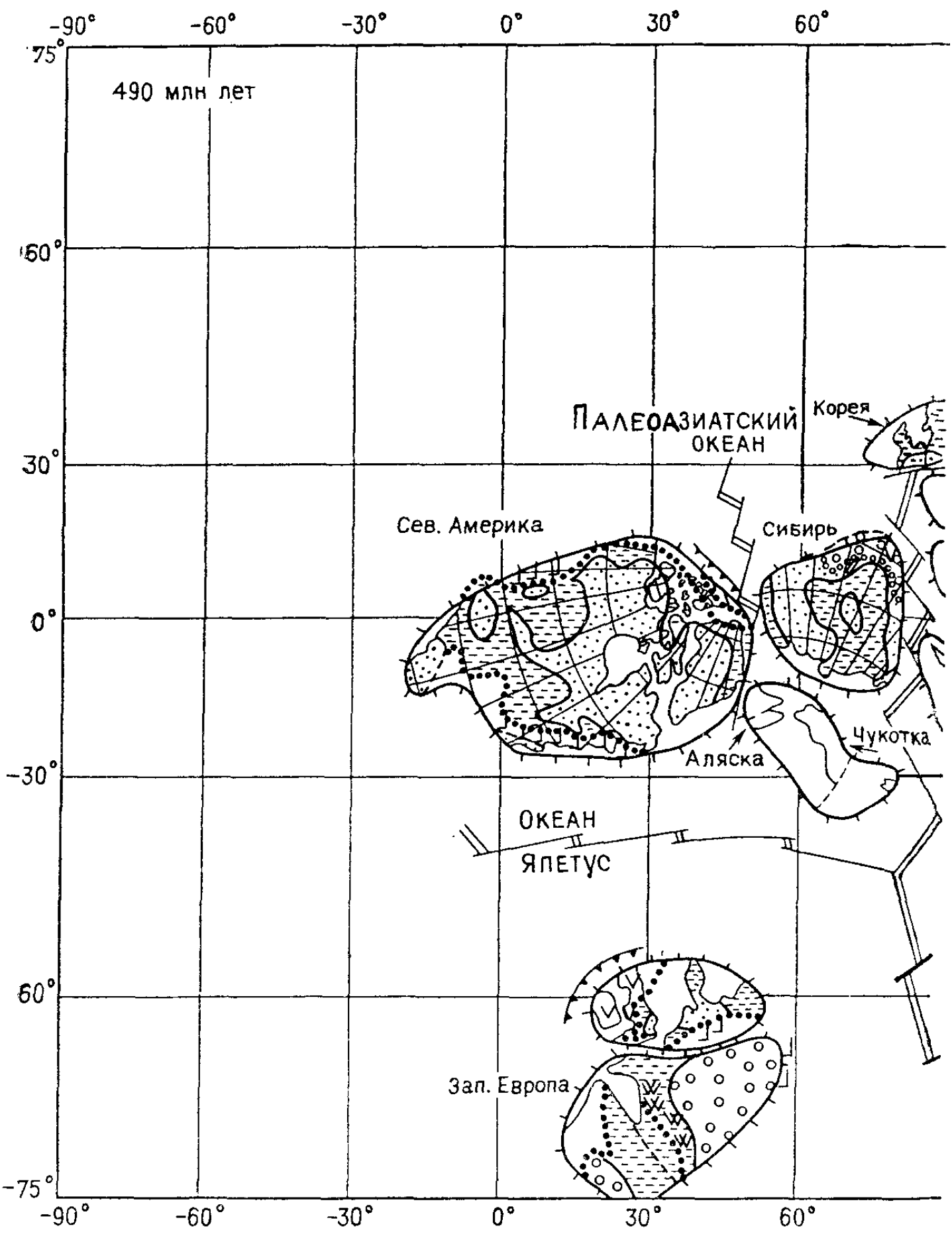
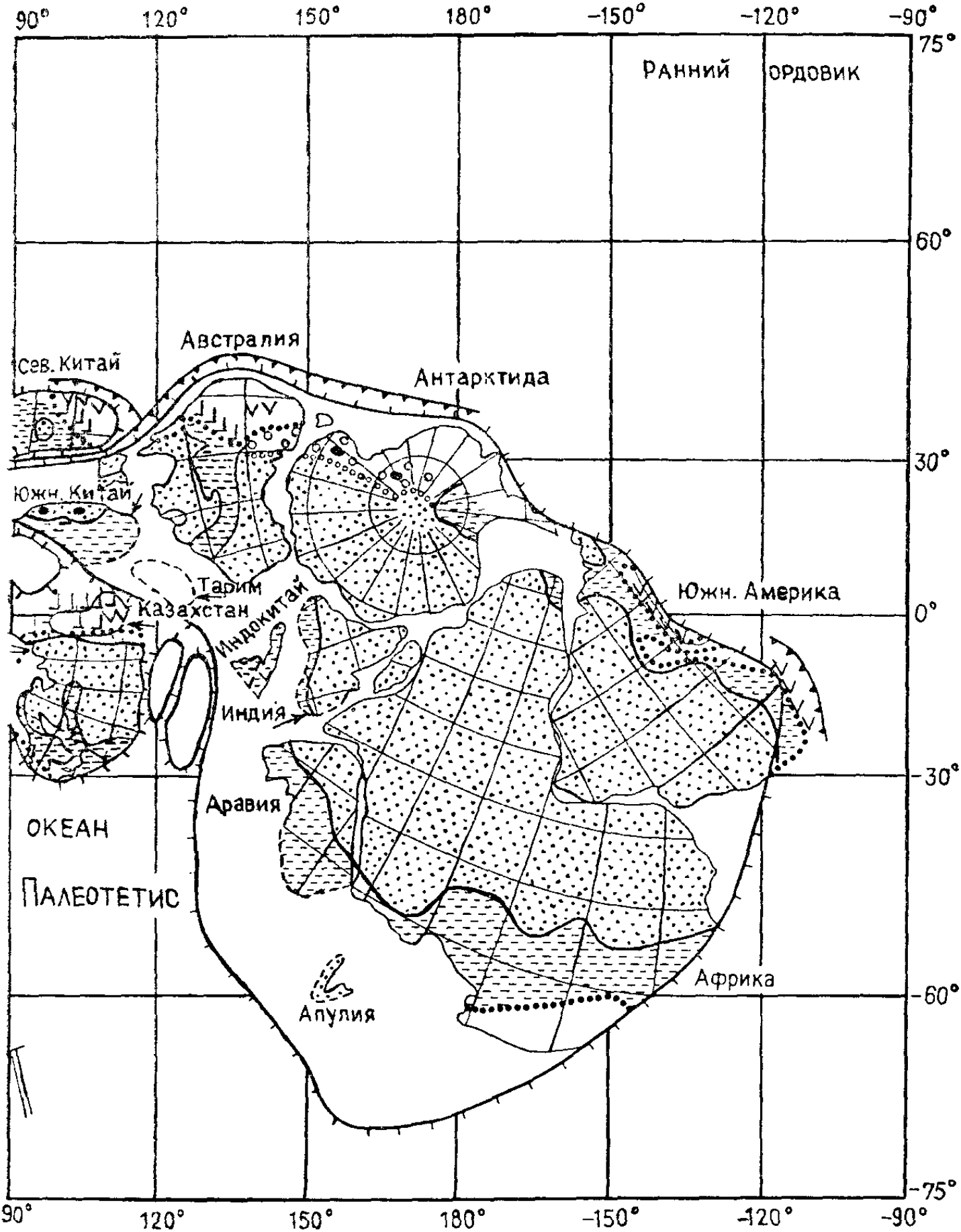


Рис. 10.4. Палеотектоническая реконструкция для раннего ордовика (проекция му). Условные обозначения



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславинско-

см. на рис. 9.4

бассейн нередко выделяют в качестве самостоятельного океана Реикум (в греческой мифологии Рея — дочь Зевса). Между тем океан Япетус, сливавшийся на юго-западе с Реикумом (Палеотетисом), продолжал расширяться, несмотря на то что в середине эпохи произошли деформации сжатия по его северо-западной окраине в Шотландии (грампианская складчатость) и юго-восточной окраине на севере Норвегии (финнмаркская складчатость). При этом Восточно-Европейский континент испытал смещение к северо-западу, а в его тылу раскрылся Уральский глубоководный бассейн. Последний часто описывается как самостоятельный Уральский палеоокеан; в действительности он представлял окраинный бассейн Палеоазиатского океана, отделенный от его осевой части Казахским и Ханты-Мансийским микроконтинентами.

Практически во всех подвижных поясах в раннем ордовике усиливается рост вулканических дуг. Такие дуги впервые (?) появляются на западе Кордильерской системы Тихоокеанского пояса, а также по северной периферии Иннуитской системы, в Северных Андах, в Британо-Скандинавской системе, в европейской части Средиземноморского пояса и продолжают развиваться в Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане, в Алтае-Саянской области, в Палеоазиатском океане, в Циляньшане, в Палеотетисе, в Лахланской системе Западно-Тихоокеанского пояса. На юге Центральных Анд возникает окраинное море на коре океанского типа, являвшееся следствием откалывания микроконтинента от юго-западной окраины Гондваны.

Сама Гондвана продолжала в целом испытывать слабое поднятие и в основном являлась денудационной сушей (рис. 10.4). С течением времени морская трансгрессия заметно продвинулась на западе и юге Южной Америки, на севере Сахары, в Аравии и на северо-западе Австралии.

В эпиконтинентальных и окраинных морях накапливались терригенные и терригенно-карбонатные осадки. В глубоководных зонах (подножие континентального склона и, по-видимому, периокеанические области) формировалась своеобразная ассоциация граптолитовых сланцев и алевролитов мощностью до 3 км. Подобные осадки распространены в Эквадорско-Колумбийской системе Андского геосинклинального пояса. В Чилийско-Аргентинской системе развиты спилиты, кремнистые и глинистые сланцы. Их накопление происходило, вероятно, на коре океанского типа.

На западе Австралийской платформы в раннем ордовике началось погружение бассейна Фицрой. Здесь накапливались карбонатные и песчаные породы мощностью до 500 м. В восточном и юго-восточном направлениях карбонаты постепенно замещаются терригенными образованиями. Бассейн Фицрой на юго-востоке соединялся с продолжающим погружаться авлакогеном Амадиес. В его пределах накапливались мелководные песчаные толщи. В бассейне Джорджина продолжали осаждаться карбонатные илы, но в конце раннего ордовика произошла регрессия. Наряду с карбонатами здесь присутствуют прослои гипсов, свидетельствующие

о повышенной солености вод. В бассейне Бонапарт существовали аналогичные условия.

В Восточной Австралии в глубоководной области происходили подводные излияния. Наряду с базальтами присутствуют и андезиты. В районе вулканической дуги Молонг-Канберра извержения андезитов преобладали. К западу от вулканической области формировался флиш, а к востоку располагалась глубоководная зона с пелитовым осадконакоплением. На континентальном склоне, примыкавшем к Аделаидскому орогену, продолжали накапливаться турбидиты. В северной и южной частях о. Южный Новой Зеландии формировались терригенные и андезитовые комплексы, а в средней части — сланцевые толщи.

Практически вся Восточно-Антарктическая платформа и Западно-Антарктический орогенный пояс представляли собой обширнейшую область размыва. Только в зоне Пенсакола-Элсуэрт в шельфовой обстановке накапливались песчано-глинистые отложения.

Из континентов северной группы трансгрессия наблюдалась на Восточно-Европейском континенте и северо-востоке Сибирского, испытавшего смещение к северу. Площадь Сибири несколько увеличилась за счет обрамлявших с запада и юго-запада и возникших во вторую половину кембрия салаирских складчатых горных сооружений.

Море постепенно заняло территорию Балтийско-Московской синеклизы на Восточно-Европейской платформе. Наиболее характерными осадками являются кварцевые и кварц-глауконитовые пески, граптолитовые илы и органогенные известняки. Все они накапливались в обстановке нормально-соленого мелкого моря. В перикратонной части на юго-западе платформы и на Мезийском блоке преобладали песчаные отложения. Наиболее глубоководные условия существовали в пределах Рюгенско-Поморского прогиба, где в обстановке некомпенсированного прогибания формировалась черносланцевая формация. Эта зона рассматривается как принадлежащая морю Торнквиста, окаймлявшему Восточно-Европейский континент (Балтику) с запада.

Размеры Сибирской платформы в раннем ордовике увеличились за счет присоединения к ней районов Енисейского кряжа и северо-востока Западной Сибири, где после орогенного режима установились платформенные условия. Карбонатными и карбонатно-терригенными комплексами заполнялись бассейны на северо-востоке платформы. В связи с тем что в ряде районов Восточной Сибири известна загипсованность карбонатных пород, предполагается существование бассейнов с повышенной соленостью.

Возвышенности и небольшие горные массивы Южной Сибири круто обрывались в сторону окраинного морского бассейна. В пределах современной Монголии развиты глубоководные песчано-глинистые осадки, в том числе и турбидиты, а также кремнистые отложения.

В раннем ордовике сильно расширяется Уральский глубоководный бассейн, который представлял собой окраинный бассейн Палеоазиатского океана. Шельфовая зона бассейна, примыкавшая с востока к Восточно-Европейской платформе, являлась областью накопления песчано-галечных и песчано-глинистых отложений. В зоне континентального склона и у его подножия накапливались турбидиты, а в более глубоководных условиях формировались сланцевые, кремнистые и вулканогенные комплексы. Все они располагаются на офиолитах и тем самым подтверждается их образование на коре океанского типа.

Осевую часть Палеоазиатского океана составляли современные территории Казахстана, Алтае-Саянской области и Тянь-Шаня. В Алтае-Саянской области большое распространение получили флишевые толщи мощностью до 2 км и известны андезиты. В Казахстано-Тяньшаньской геосинклинальной области андезитовый и базальтовый вулканизм островодужного типа происходил в пределах Ерментау-Чу-Илийской системы и на периферии Кокчетавского, Улутауского массивов. Наряду с вулканитами присутствуют граувакки. Мощность нижнего ордовика здесь составляет 2—4 км. Глубоководные условия существовали в Джунгаро-Балхашской системе и Ишимо-Таласской зоне. В южной части эта зона подвергалась расколу, и здесь в подводных условиях изливались лавы основного состава. Только в Чингиз-Тарбагатайской системе сохранились условия начальной стадии развития. Здесь формировались мощные (до 2—3 км) подводно-вулканогенные, кремнистые и терригенные комплексы.

Таримский массив представлял собой крупное островное поднятие, подвергавшееся интенсивному размыву. Значительная часть территории массива и Китайско-Корейской платформы покрывалась мелководным морем, в котором осаждались карбонаты. Наибо́лее глубоководные области располагались в пределах Цилянь-шаньской складчатой системы, где формировались андезит-базальтовый и кремнисто-сланцевый комплексы. Здесь существовали как глубоководные, так и островодужные условия. В ее юго-западной части располагался континентальный склон, в пределах которого формировались турбидиты мощностью до 1,5 км.

На юго-востоке Азии распространен карбонатно-терригенный комплекс, накопившийся в условиях шельфа. Близкий по составу комплекс известен на западе п-ова Малакка, хотя скорее всего он, как и терригенные отложения на востоке полуострова и карбонатные отложения к востоку от массива Шан, формировались в глубоководных условиях.

В раннем ордовике продолжилось развитие Верхояно-Колымской системы. В это время она представляла собой сравнительно узкую глубоководную область, в пределах которой накапливались карбонатно-терригенные осадки.

Глубоководная область океана Япетус находилась в Южной Шотландии, в пределах Британо-Скандинавской складчатой системы. Здесь в раннем ордовике продолжался спрединг. В осевой

зоне происходило образование основных вулканогенных, кремнистых и сланцевых комплексов. В краевых частях осаждались грубые терригенные толщи, в том числе и граувакки. Мощность нижнего ордовика в Ирландии составляет 4 км, в Уэльсе, на юге Шотландии и на западе Норвегии — более 2 км. Среди вулканитов кроме базальтов присутствуют андезиты и реже риолиты. В Британии, по обе стороны от осевой зоны, располагались мелководные шельфовые области, в пределах которых формировались терригенные комплексы. Обширный шельф находился на северо-западе Норвегии и в районе Восточного Финнмарксвидда.

В пределах океана Палеотетис древние массивы, как и прежде, представляли собой крупные островные поднятия, поставлявшие обломочный материал в прилегающие глубоководные прогибы. В их пределах изливались основные лавы, что было следствием дальнейшего развития процессов растяжения континентальных блоков.

В среднем ордовике Гондвана продолжала смещаться к югу, достигнув полюса (рис. 10.5). Общая палеогеографическая обстановка в пределах суперконтинента практически не изменилась по

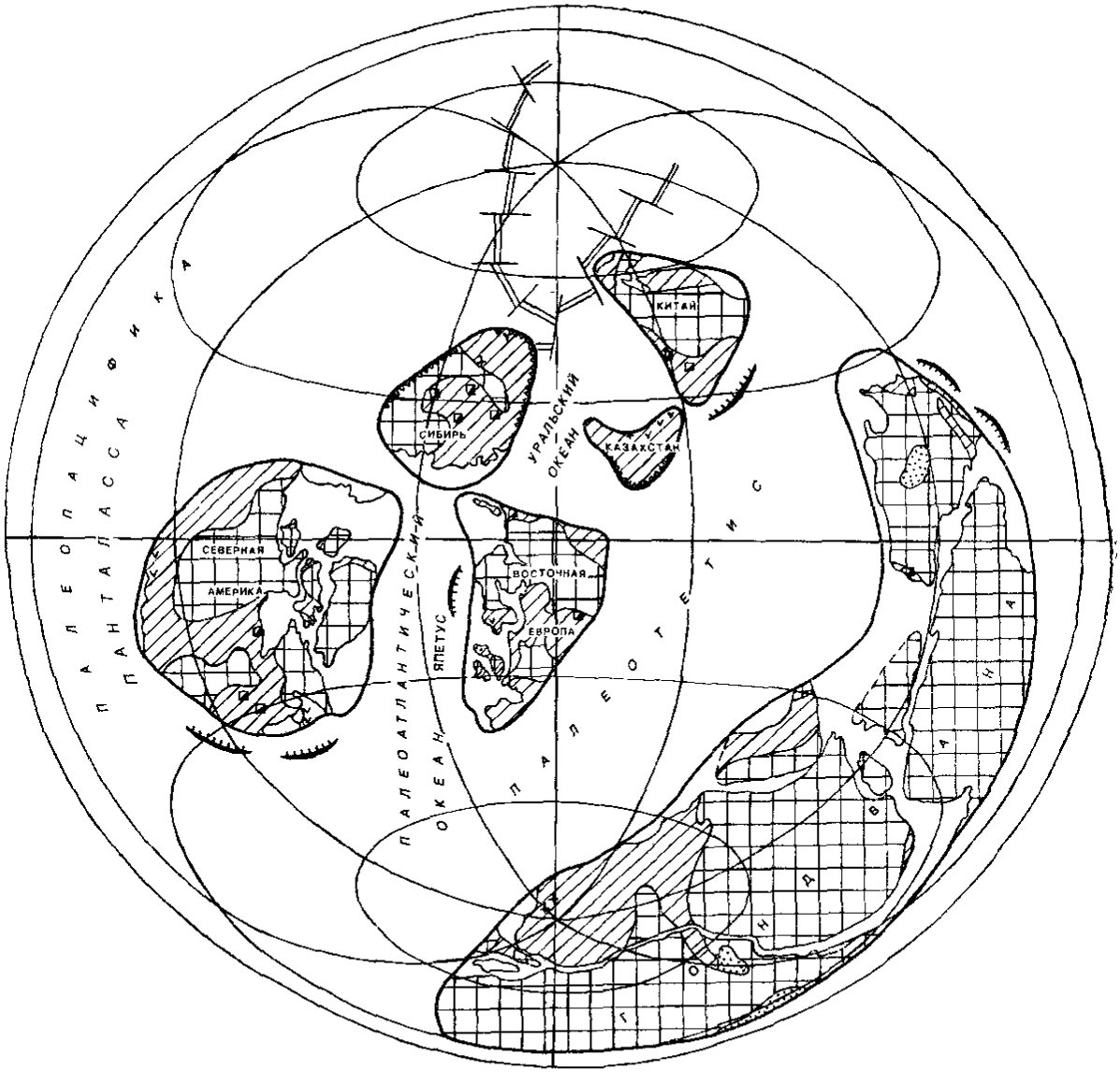


Рис. 10.5. Положение материков и океанов в позднем ордовике (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

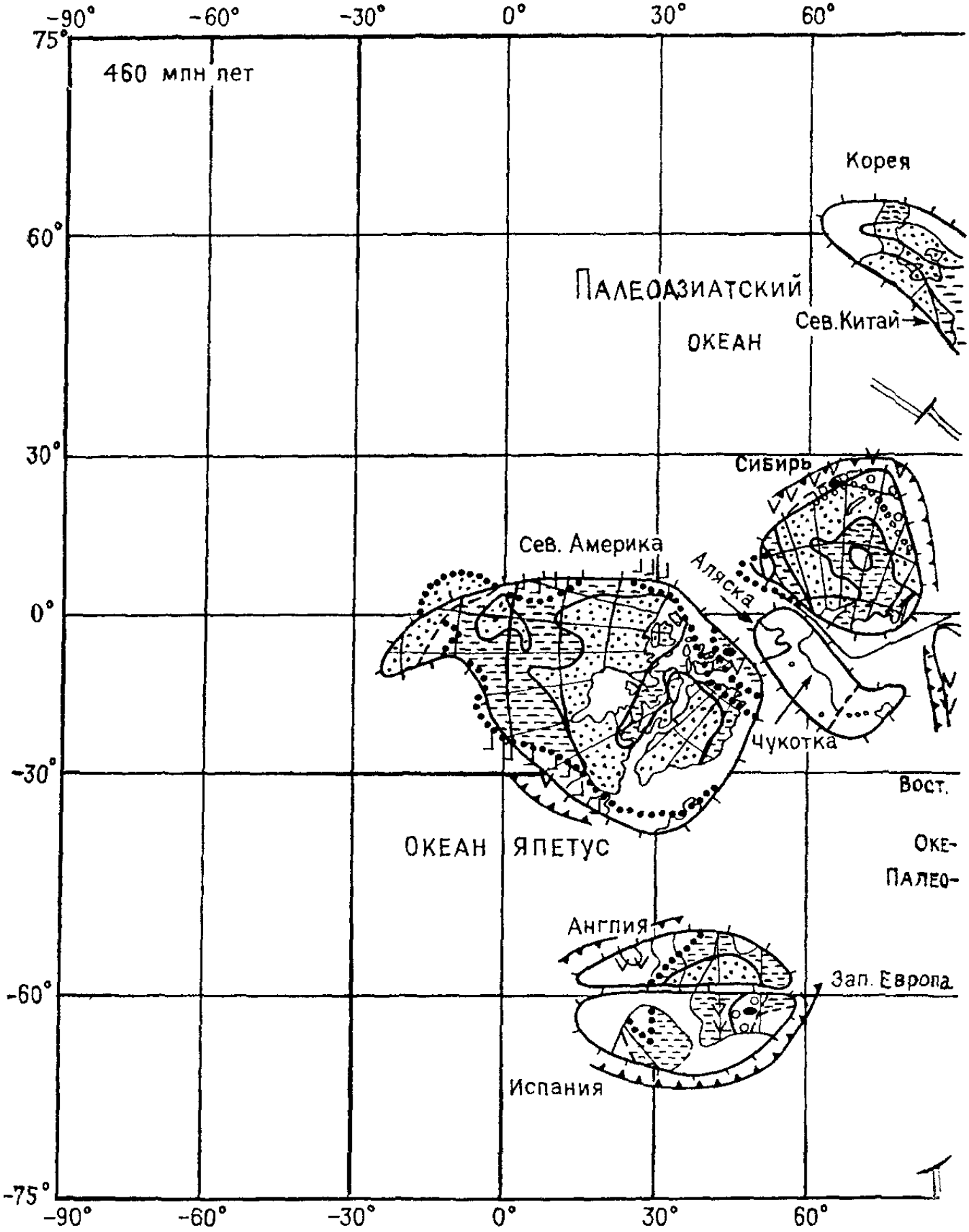
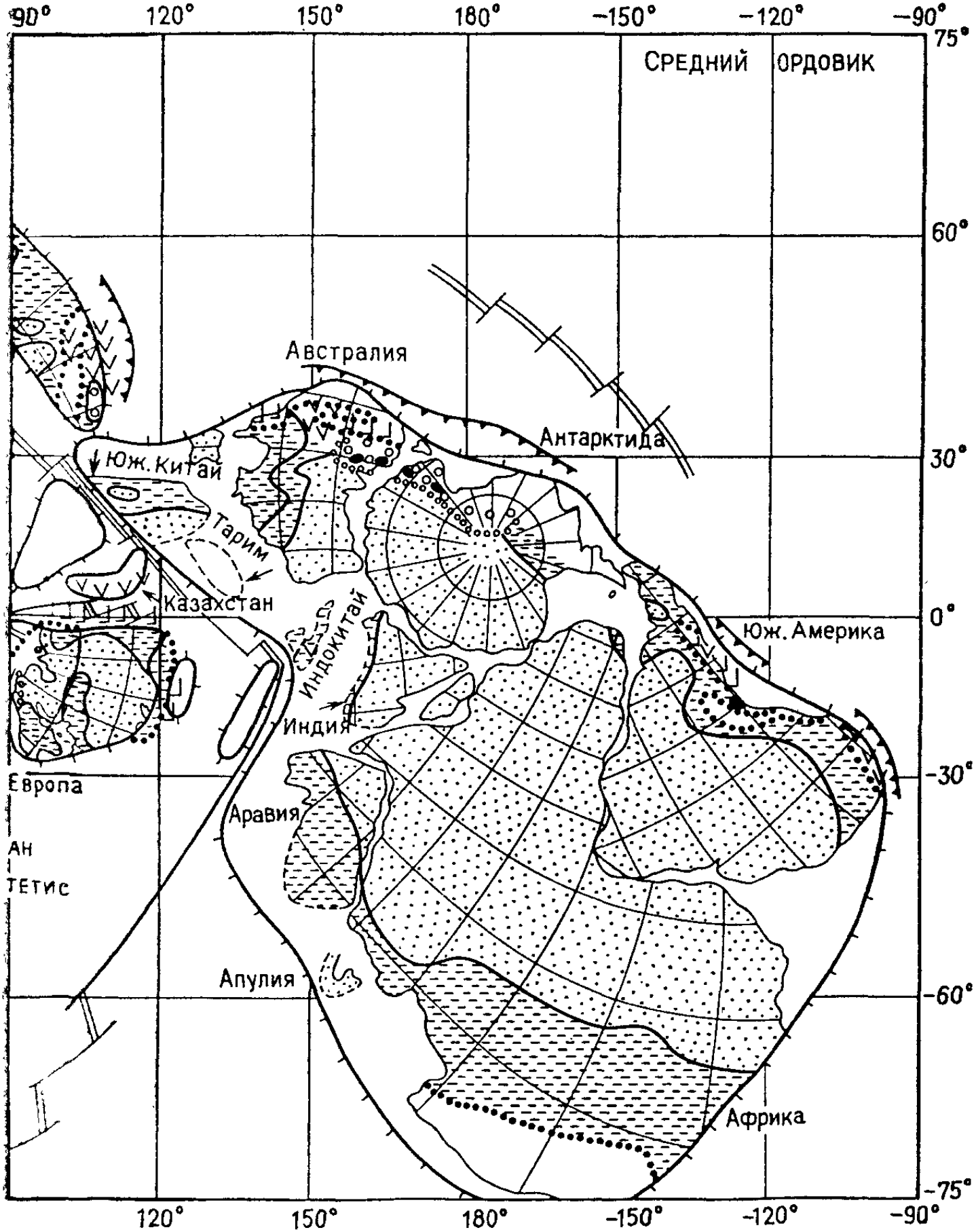


Рис. 10.6. Палеотектоническая реконструкция для среднего ордовика (проекция му). Условные обозначения



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславинско-

см. на рис. 9.4

сравнению с ситуацией в раннем ордовике; можно лишь отметить дальнейшее продвижение к югу трансгрессии в Сахаре. Мало изменилась обстановка и на континентах северной группы (рис. 10.6).

Межматериковые океанские бассейны — Япетус, Палеотетис, Палеоазиатский, Арктический — в среднем ордовике достигли максимальной ширины. По их активным окраинам продолжали развиваться вулканические дуги; этот процесс теперь распространился на Аппалачи и интенсивно проявлялся в Центральном Казахстане, Алтае-Саянской области и Северном Тянь-Шане, на Урале. В глубоководных частях перечисленных океанов накапливались глинистые и кремнистые осадки, а также вулканиты. На континентальном склоне формировались турбидиты. В обрамляющих их шельфовых зонах преобладало терригенно-карбонатное осадконакопление.

В конце эпохи в ряде подвижных поясов активных окраин континентов и микроконтинентов начались деформации сжатия, сопровождавшиеся обдукцией офиолитовых покровов на бывшие пассивные континентальные окраины, а также поднятиями и горообразованием в более внутренних зонах. Эти процессы наиболее ярко проявлены в Аппалачах, где соответствующая фаза тектогенеза получила название *таконской* (от горы Таконик в США). Таконские деформации Аппалачей были вызваны столкновением островной дуги с Северо-Американским континентом. Другим районом интенсивных тектонических деформаций явился Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань; причиной деформаций также было столкновение континентальных глыб: микроконтинента Среднего Тянь-Шаня — обломка Таримского континента — с более крупным Казахско-Киргизским микроконтинентом (Казахстанией). Здесь широкое распространение получили связанные с этой фазой тектогенеза граниты. Аналогичные события отмечены еще в трех регионах — в Марокканской Месете, в Лахланской системе Австралии и на юге Центральных Анд.

В позднем ордовике Гондвана располагалась в основном уже в южной околополярной области и Южный полюс находился в Северной Африке, охваченной в связи с этим покровным оледенением, следы которого известны на пространстве от Ньюфаундленда, Новой Шотландии, северо-западной Франции до крайнего юга Африки, а на востоке до Египта включительно. Факт распространения следов этого оледенения на атлантическую окраину Северной Америки и запад континентальной Европы показывает, что эти районы все еще тяготели к Гондване и находились в высоких широтах.

Бо́льшая часть Гондваны в позднем ордовике оставалась сушей, но мелкое море проникало в область будущего разъединения Западной Африки и севера Южной Америки. Северная Америка также подверглась морской трансгрессии, наибольшей за весь палеозой, в то время как остальные северные континенты испытали регрессию: Китайско-Корейский континент полностью освобо-

дился от морских вод, в Восточной Сибири регрессия также была значительной, меньшие масштабы она имела в Восточной Европе.

Обстановка в подвижных поясах местами претерпела существенные изменения вследствие таконского орогенеза. Так, значительно расширились контуры Казахско-Киргизского микроконтинента. Увеличились размеры суши и на востоке Алтае-Саянской области, а также на западе Тасманского пояса Австралии, на юге Центральных и севере Южных Анд. На других участках тех же и других подвижных поясов продолжали активно развиваться вулканические дуги, в частности в Северо-Американских Кордильерах, Аппалачах, Центральной Европе, Южном Тянь-Шане, Циляньшане, Катазии (юго-восточный Китай), Лахланской системе Австралии.

10.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

На протяжении ордовикского периода климат претерпел существенные изменения. В раннем ордовике он был в целом теплым с некоторым преобладанием аридных условий, но в среднем ордовике усилилась гумидизация климата, а в позднем началась новая аридизация с одновременным понижением температур, возникновением в полярных районах ледниковых шапок и развитием обширного покровного оледенения.

В течение всего ордовикского периода тропические условия существовали в пределах Северо-Американской, Восточно-Европейской, Сибирской, Австралийской платформ и на крайнем юге Южной Америки (рис. 10.7). Палеоклиматическая зональность на палеогеодинамической основе показана на рис. 10.8. Эти условия обосновываются интенсивным карбонатонакоплением, присутствием сульфатно-карбонатных и существенно эвапоритовых осадков, рифовых тел, развитием континентальных толщ с высокой степенью дифференциации осадочного материала, возникшего в основном за счет размыва латеритных и каолиновых кор выветривания. Морские бассейны тропической и экваториальной областей были населены весьма теплолюбивой фауной, состоящей из разнообразных кораллов, мшанок, строматопор, брахиопод, трилобитов и моллюсков.

Выделяются две крупные палеозоогеографические области с тропическим комплексом фауны, которые отличаются друг от друга экологическими особенностями. В позднем ордовике в наиболее северной Канадско-Сибирской области были распространены коралловые, мшанковые и строматолитовые биогермы, обитали брахиоподы (ринхоллидно-ортидо-строфоменидный комплекс), трилобиты (батиуриды, реноплеуриды) и цефалоподы (актиноцератиды). В южной (Казахстано-Аппалачской) области широко распространены кораллово-мшанковые биогермы, своеобразный комплекс брахиопод, ортоцератитовая фауна цефалопод, а из трилобитов известны только реноплеуриды.

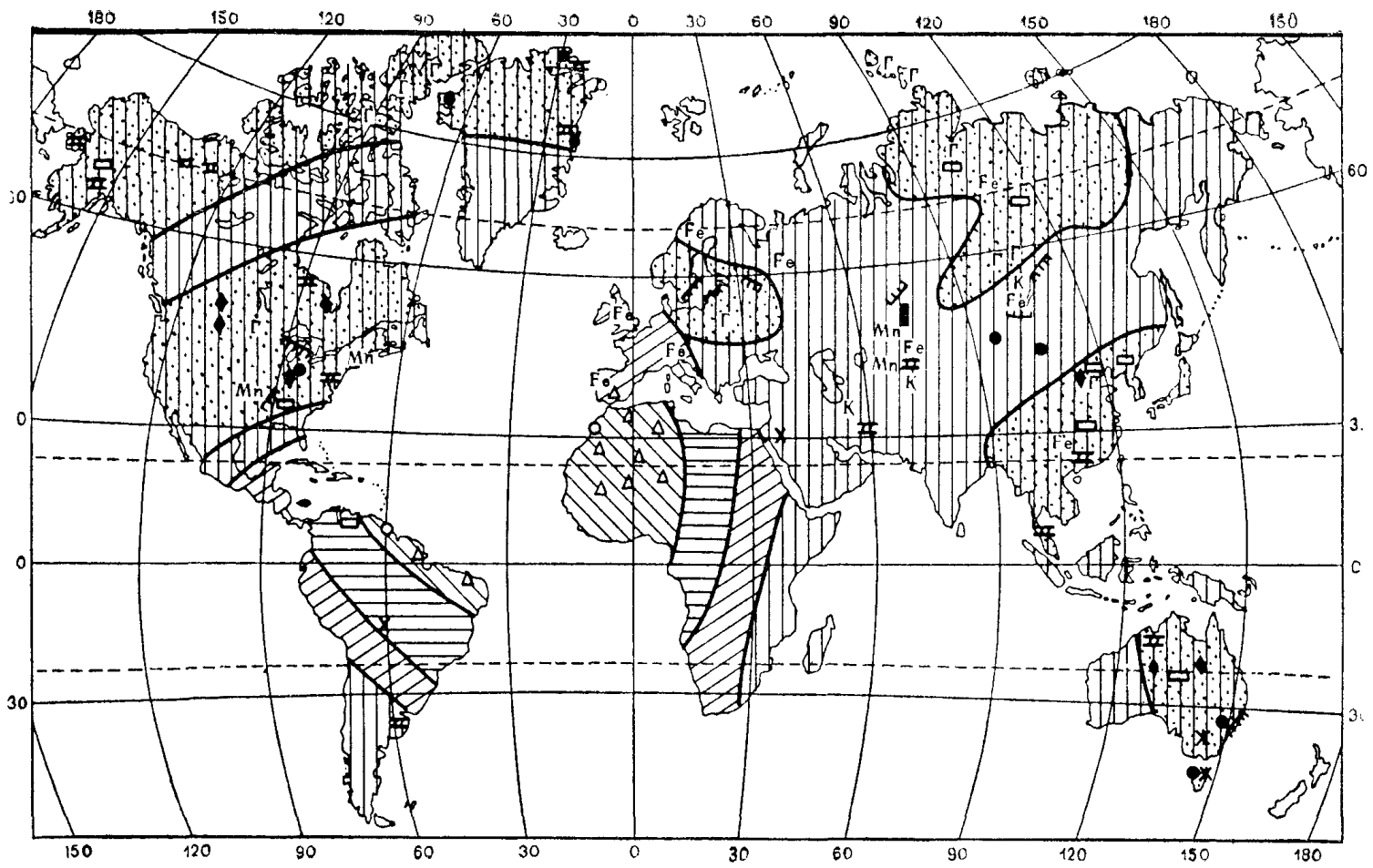


Рис. 10.7. Климатическая зональность материков в ордовикском периоде (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

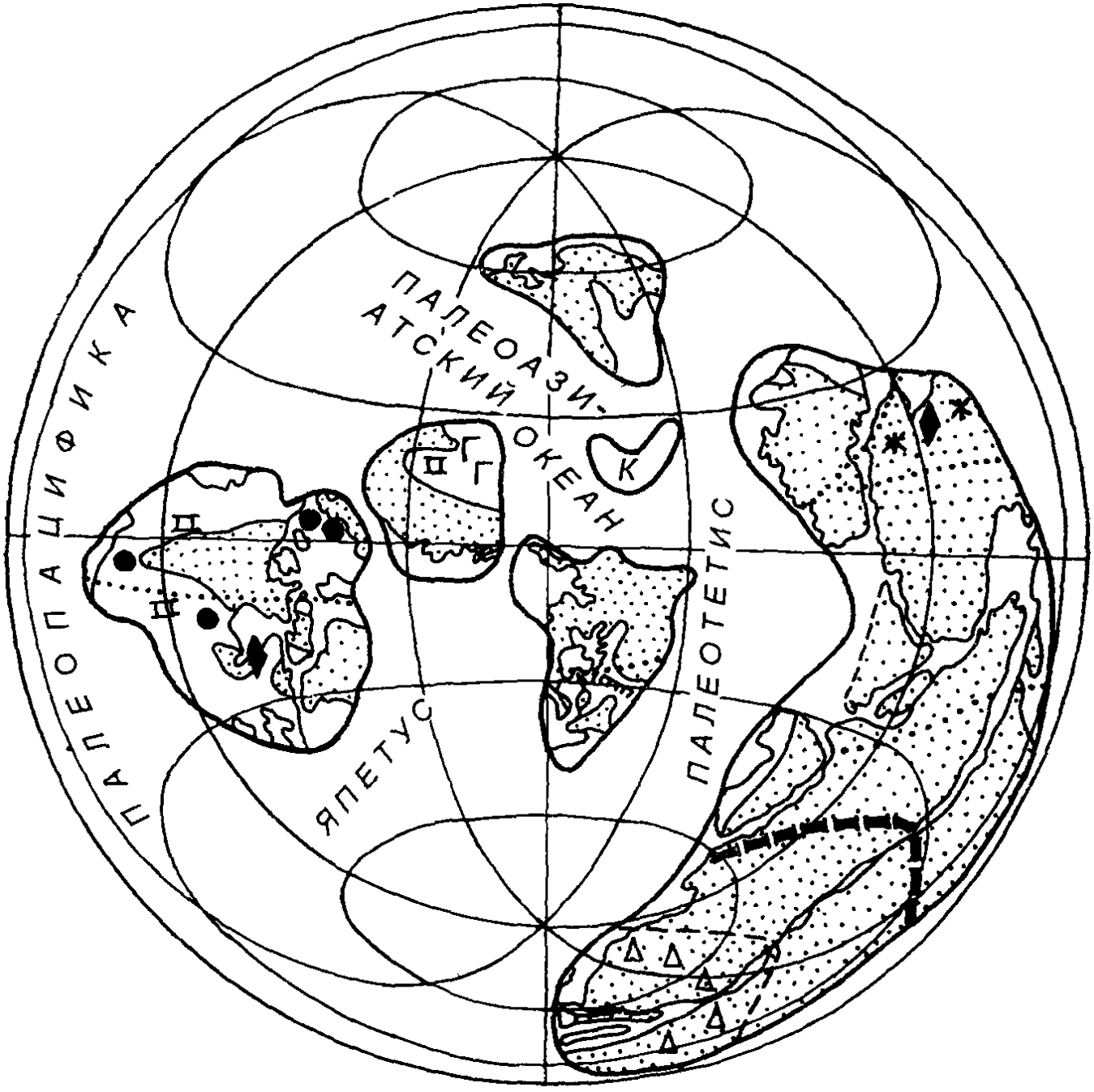


Рис. 10.8. Климатическая зональность ордовикского периода на палеогеодинамической основе. Условные обозначения см. на рис. 9.6

По степени увлажненности в пределах тропического пояса выделяются области аридного и гумидного климата. На Северо-Американской платформе аридный климат существовал на севере Канады и на Аляске. По-видимому, к южному аридному поясу относилась территория США. В Мичиганском бассейне преобладают доломиты и хемогенные оолитовые известняки, а в бассейне Иллинойс присутствуют слои ангидритов. Однако в среднем ордовике климат здесь стал гумидным. В позднем ордовике эвапориты стали формироваться в Виллистонском бассейне и бассейне Гудзонова залива. Значительным распространением пользуются гипсоносные отложения этого возраста в штатах Иллинойс, Монтана и Северная Дакота.

Предположительно термический экватор проходил от провинции Британская Колумбия до средней части о. Баффинова Земля.

В течение всего ордовика в Евразии аридные условия господствовали в Восточной Сибири, Южном Китае и Индокитае. К южному аридному поясу относились Прибалтика и юг Скандинавии.

Экваториальный влажный климат в течение всего ордовикского периода существовал на востоке Восточно-Европейской платформы, на Урале, в Западной Сибири, Центральном Казахстане, Прибайкалье и Забайкалье. В Восточной Сибири, Западной и Центральной Европе господствовали гумидные тропические условия. Именно в таком климате происходило формирование оолитовых железных руд севера Скандинавии, Бретани, Нормандии и северо-запада Испании, разнообразных карбонатов и каолинитовых глин.

Значительная часть Австралии находилась в аридных тропических условиях, лишь на юге и в Новой Зеландии продолжали существовать гумидные условия. Показатели теплых, почти тропических условий известны на северо-западе Африки и северо-востоке Южной Америки.

Среди верхнеордовикских отложений Южной Америки и северо-запада Африки широко распространены ледниковые отложения. На Африканском континенте они известны в Магрибе и в Южной Африке (р. Оранжевая), а на Южно-Американском континенте — в Бразилии (р. Парана), Северной Аргентине и Боливии. Типичные тиллиты, флювиогляциальные пески и захороненные ледниковые долины с отполированными днищами обнаружены в Сахаре и на Аравийском полуострове.

Оледенение в Южной Америке и на северо-западе Африки носило покровный характер, а в Южной Африке и на Аравийском полуострове существовали горные ледники. Центры оледенений находились в Бразилии, на северо-западе Сахары и на Аравийском полуострове. Ледники на Южно-Американском континенте двигались в западном и юго-западном направлениях, а в Африке — в северном направлении.

Похолодание, наступившее в позднем ордовике, сильно отразилось на особенностях литогенеза. Тропический пояс существенно сузился, а увлажнение на всей планете заметно уменьшилось. Уровень океана понизился, сократились площади карбонатонакопления, значительно обеднились фаунистические комплексы, расширилось терригенное осадконакопление и в перигляциальных областях появилось много аркозового материала.

10.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Многие продуктивные горизонты Мидконтинента США (штаты Канзас и Оклахома), которые дают почти одну треть годовой добычи нефти США, имеют ордовикский возраст. В ордовике были сформированы месторождения горючих сланцев на Восточно-Европейской платформе (Эстония) и оолитовые шамозит-гематитовые руды осадочного происхождения на Ньюфаундленде, а

также на территории Аргентины и в ряде стран Западной Европы.

В раннем и среднем ордовике образовались зернисто-ракушняковые фосфориты на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, в Англии и Швеции, бокситы Китая и проявления бокситов в Центральном Казахстане. В глинистых сланцах нижнего ордовика Швеции известен уран осадочного происхождения.

С магматизмом ордовика связаны месторождения меди и кобальта Норвегии, полиметаллических руд Салаирского кряжа и золота Казахстана.

ГЛАВА 11. СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Силурийская система была установлена в 1835 г. английским геологом Р. Мурчисоном, как и кембрий и ордовик, в Уэльсе. Ее название происходит от наименования древнего кельтского племени силуров. Объем силурийской системы с течением времени менялся. Первоначально ее выделяли в составе отложений от подошвы тремадокского яруса до подошвы девонского «древнего красного песчаника», т. е. она включала почти весь ордовик. В 1960 г. силурийская система была утверждена в ее современном объеме.

11.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

На Британских островах силурийская система представлена морскими мелководными и глубоководными (граптолитовыми) фациями. Стратиграфические разрезы этих фаций слабо увязаны друг с другом. Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР было рекомендовано нижнюю границу силура проводить по подошве граптолитовой зоны, расположенной в основании лландоверийского яруса. При этом силур принято делить на два отдела (табл. 11.1).

Таблица 11.1

Общие стратиграфические подразделения силурийской системы

Отдел	Ярус
Верхний	даунтонский S_2d (пшидольский S_2p)
	лудловский S_2ld
Нижний	венлокский S_1v
	лландоверийский S_1l

Продолжительность силурийского периода по сравнению с другими периодами довольно короткая — всего около 30 млн лет. По принятой в России геохронологической шкале силур начался около 435 млн лет назад и закончился 405 млн лет назад. Близкие параметры предполагают английские (начало 438 и конец 408 млн лет назад) и французские (начало 435 и конец 410 млн лет назад) исследователи.

Названия «лландоверийский», «венлокский» и «лудловский» ярусы впервые были предложены Р. Мурчисоном для карбонатно-терригенных отложений Британии, содержащих разнообразный комплекс органических остатков, имеющих широкое распространение. Эти подразделения являются общепринятыми, несмотря на то что в ряде стран существуют другие их наименования.

Лландоверийский ярус был установлен в Уэльсе в 1859 г. и назван по местности Лландовери. В стратотипе он представлен чередованием ракушняков и граптолитовых сланцев общей мощностью до 1000 м. Наряду с граптолитами в них встречаются табуляты, брахиоподы, трилобиты.

Венлокский ярус был установлен также Р. Мурчисоном в Англии в 1829 г. и название получил по местности Венлок. В стратотипическом разрезе отложения венлока продолжают лландоверийские и состоят из чередования ракушняков и граптолитовых сланцев, мощностью около 600 м. Кроме граптолитов в них встречаются в большом количестве кораллы, брахиоподы, по которым устанавливается зональное деление.

Лудловский ярус установлен Р. Мурчисоном в 1833 г. и назван по местности Лудлов в Шропшире (Англия). Представлен преимущественно ракушняками и реже граптолитовыми сланцами, мощностью около 450 м. Главнейшими органическими остатками являются кораллы, брахиоподы и граптолиты.

В процессе исследований было обнаружено, что верхняя часть отложений, выделенных Р. Мурчисоном под названием «лудловский ярус», не содержит ископаемых остатков в стратотипическом районе и к тому же залегает на нижележащих с несогласием. Длительное время эти толщи носили название «нижний и верхний лудловский ярусы».

В 1879 г. Ч. Лэпворт верхнюю часть карбонатного разреза силура Англии, не содержащую граптолитов, предложил именовать даунтонским ярусом. Позднее к даунтонскому ярусу были присоединены отложения, залегающие в основании девона, в которых были обнаружены остатки граптолитов. В 1950 г. Е. Вайт выделил в составе даунтонского яруса ряд палеонтологических зон. Вместе с тем стратиграфическое положение отложений этого яруса до сих пор строго не определено. Исходя из этого названием «даунтонский ярус», по мнению российских и ряда зарубежных геологов, не следует пользоваться, и он не может быть выбран в качестве ярусного подразделения.

В 1960 г. О. И. Никифорова и А. М. Обут предложили за нижним лудловским ярусом, в его старом понимании, оставить назва-

ние «лудлов» со стратотипом в Англии, а верхнему лудлову, соответствующему борщевскому и чертковскому горизонтам Подолии с их стратотипами по р. Днестр, дать новое название «тиверский ярус». Отложения, соответствующие этому ярусу, в Англии из-за размыва частично отсутствуют.

Наиболее полно тиверский ярус представлен в бассейне р. Днестр. Здесь обнажается чередование карбонатно-терригенных пород мощностью до 300 м. Они содержат многочисленные и разнообразные группы фауны, в том числе табуляты, мшанки, брахиоподы, большое количество остракод, гастропод, двустворок, тентакулитов и наутилоидей.

Однако это предложение не нашло поддержки, и многие геологи нередко вместо даунтонского яруса предпочитают выделять пшидольский ярус, стратотип которого находится в Чехии.

11.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

В силурийском периоде органический мир стал намного богаче и разнообразнее, чем в начале палеозоя. Фауна и флора населяли морские просторы, а сушу постепенно стали заселять высшие растения.

В морях силурийского периода главенствующее положение занимали те же группы организмов, которые доминировали в кембрии и ордовике. Характерные формы организмов изображены на рис. 11.1. По-прежнему важнейшую роль играли граптолиты, на основании которых и производится расчленение силура. Граптолиты представлены двурядными и главным образом однорядными осеносными формами (Rastrites, Monograptus). Количество видов однорядных граптолитов резко сокращается, но отдельные их формы доживают до раннего девона. Рифостроители представлены строматопороидеями, табулятами (Halysites, Paleofavosites), гелиолитами. Впервые появились двузонные четырехлучевые кораллы, у которых в отличие от однозонных развита пузырчатая ткань, нередко заполняющая всю внутренность теки (Goniophyllum). Головоногие моллюски хотя и представлены теми же группами, что и в ордовике, но совершенно иными видами. Появились бактритиды, явившиеся предковыми формами более поздней группы аммоноидей. Наряду с отрядами брахиопод, характерными для ордовикского периода, широко распространены атрипиды, спириферицы, ринхонеллиды, появились первые продуктиды. Для силурийского периода характерно появление брахиопод со сложно построенным ручным аппаратом.

Иглокожие в основном представлены прикрепленными формами, но заметно уменьшается число цистоидей, резко возрастает значение морских лилий, появляются бластоидеи. Сильно сокращается количество, а значит, и роль трилобитов, но усиливается значение конодонтов, которые становятся более разнообразными.

Наряду с перечисленными организмами морские бассейны силурийского периода населяли простейшие, губки, черви, остракo-

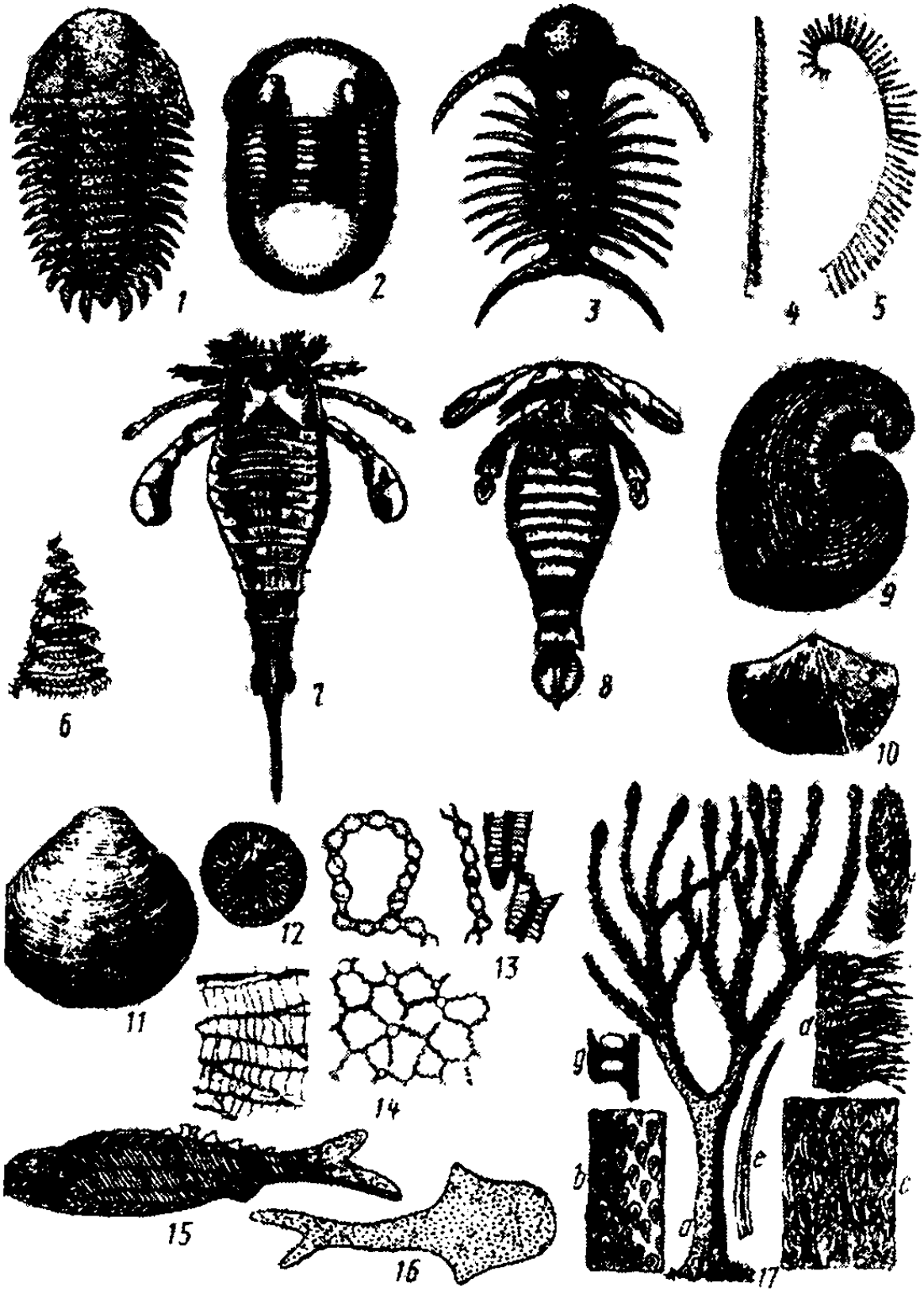


Рис. 11.1. Характерные представители силурийских организмов. Трилобиты: *1* — Cheirurus; *2* — Illaenus; *3* — Deiphion. Граптолиты: *4* — Monograptus; *5* — Rastrites; *6* — Sprirograptus. Ракоскорпионы: *7* — Eurypterus; *8* — Pterygotus. Брахиоподы: *9* — Conchidium; *10* — Eospirifer; *11* — Pentamerus. Кишечнополостные: *12* — Streptelasma; *13* — Halysites; *14* — Palaeofavosites. Двоякодышащие рыбы: *15* — Lamarkia; *16* — Birkenia. Растения: *17* — Lepidodendron: *a* — реставрированное дерево; *b* и *c* — куски коры; *d* — кусок ствола с листьями; *e* — лист; *f* — плодовая шишка; *g* — два листа из шишки с плодами

ды, эвриптериды, водные скорпионы, двустворчатые моллюски, гастроподы, древнейшие тентакулиды, мшанки, морские ежи и морские звезды. Характерной особенностью силурийского периода является освоение во второй его половине бесчелюстными позвоночными организмами пресноводных бассейнов. В конце силура появились первые настоящие рыбы. Продолжали развиваться различные водоросли, среди них синезеленые, зеленые, бурые, красные. На суше появились мхи, грибы, а также высшие растения — риниофиты, а в самом конце силура — примитивные плауновые.

11.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В раннем силуре Гондвана все еще находится в Южном полушарии, причем в основном в его высоких широтах, кроме Австралии. На площади Гондваны развивается широкая трансгрессия, вероятно являющаяся следствием эвстатического повышения уровня Мирового океана после исчезновения позднеордовикского покровного оледенения. Эта трансгрессия затронула Южную Америку, Северную и Западную Африку, Аравию. Некоторое расширение морских бассейнов наблюдается и на северных континентах, за исключением Северной Америки, где, напротив, происходит регрессия. Все эти континенты располагались в экваториальном и тропическом поясах — Сибирь и Гиперборея к северу от экватора, Северная Америка и Восточная Европа — к югу (рис. 11.2 и 11.3).

Многие эпиконтинентальные моря обладали нормальной соленостью и в их пределах формировались тонкотерригенные и карбонатные осадки. Размерность обломочного материала возрастала в сторону областей сноса. В процессе развития регрессии, особенно во второй половине силура, связь с открытым морем терялась и полузамкнутые бассейны с повышенной соленостью становились ареной накопления эвапоритов. Мощные эвапоритовые толщи, состоящие из пластов солей, сульфатов и доломитов, были сформированы в Мичиганском бассейне, примыкавшем к Аппалачам. В другом засоленном бассейне — Гудзонова залива — среди доломитов имеются прослои гипса и ангидрита. Этот бассейн временами осушался, и тогда формировались красноцветные гипсоносные и карбонатные континентальные отложения. Третий эвапоритовый бассейн в позднем силуре располагался на севере Северо-Американской платформы в районе о. Сомерсет (Канадский Арктический архипелаг). Довольно широким распространением в пределах Северо-Американской платформы пользовались рифовые фации, а отдельные рифы протягивались на значительные расстояния.

Бассейны с повышенной соленостью в раннем силуре находились и в пределах Печорской впадины на Восточно-Европейской платформе.

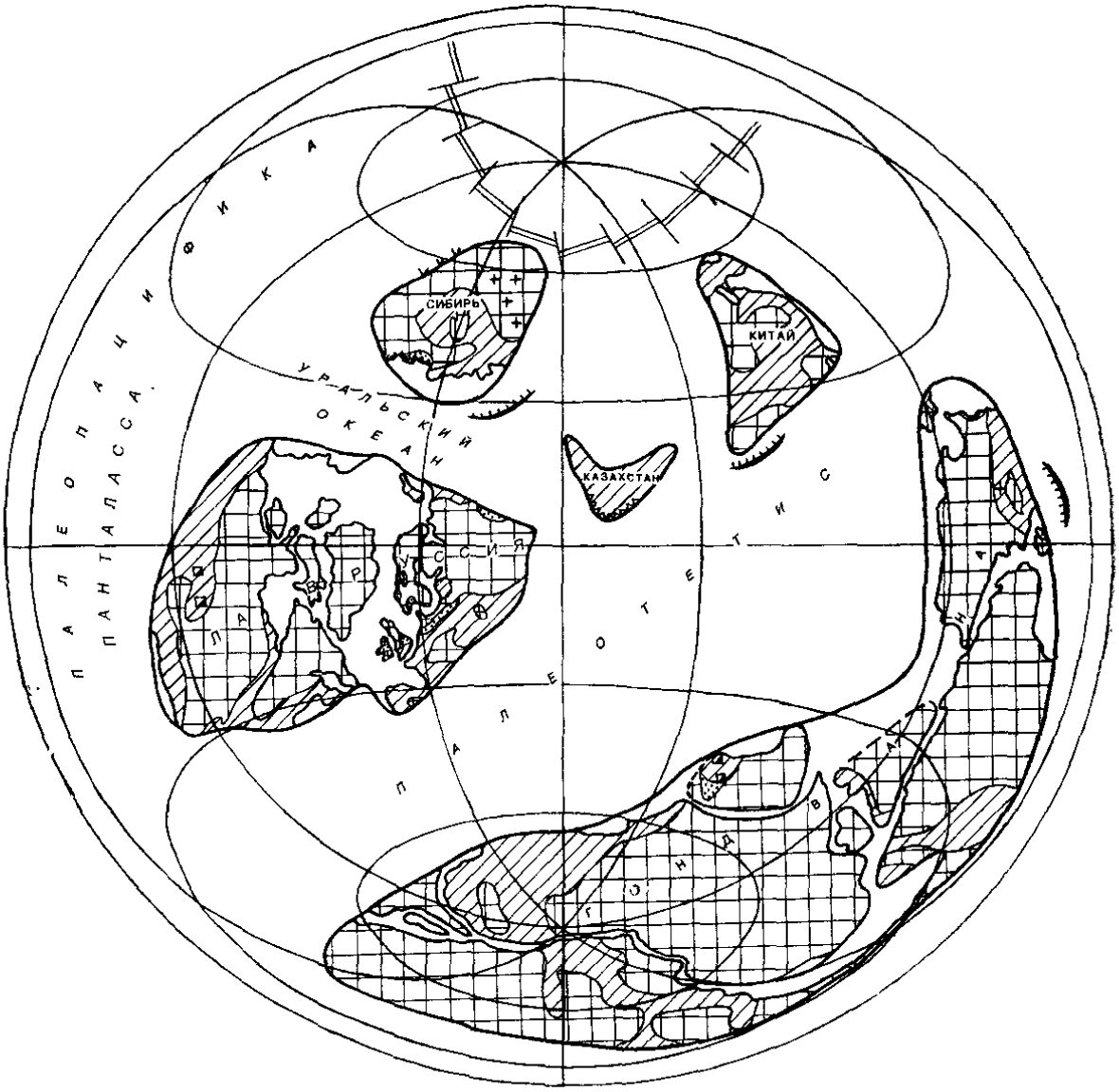


Рис. 11.2. Положение материков и океанов в силурийском периоде (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

На Сибирской платформе в раннем силуре развивается широкая трансгрессия, а во второй половине силура, как и на других материках, началась регрессия. Вся территория Тунгусского и Таймырского бассейнов представляла собой единый морской бассейн. Среди осадков преобладали карбонаты, содержащие очень обильный комплекс бентосной фауны. Только на севере Таймырского бассейна широко распространены граптолитовые сланцы. В конце силура Тунгусский бассейн обмелел и временами терял связь с открытым морем. В связи с возникновением участков моря с повышенной соленостью преобладало накопление доломитов и местами гипсов. В конце силура обмелел Сетта-Дабанский бассейн и уменьшилась площадь Яно-Колымского моря, где формировались известково-доломитовые осадки, а на северо-востоке известны и эвапориты и небольшие покровы базальтов.

Во всех подвижных поясах произошли определенные изменения. В Протоатлантическом океане — Япетусе — расширение сменяется тенденцией к закрытию этого бассейна, достигающей своей кульминации в конце периода (см. рис. 11.3). На северо-запад-

ной окраине Япетуса складчато-надвиговые деформации охватывают Южные Аппалачи и Восточную Гренландию. Эта тенденция к закрытию Япетуса связана с перемещением к северо-западу микроконтинентов, ранее отделившихся от Гондваны, — Авалонии и Арморики, а также со сближением Восточной Европы (Балтики), Гипербореи и Северной Америки (Лаврентии). В течение силурийского времени в пределах океана Япетус располагались многочисленные небольшие островные поднятия, сложенные вулканитами или рифогенными постройками. Сохранившиеся до настоящего времени фрагменты этого океана представлены разнообразным комплексом пород.

В Иннуитской системе на месте ранее существовавшего глубоководного прогиба с глинистым осадконакоплением началось формирование флишевого комплекса. Глубоководные условия с глинистым осадконакоплением сохранились только в крайней западной части. Севернее флишевого трога располагалась шельфовая зона с участками островной суши. На шельфе накапливались мощные толщи карбонатных образований. Аппалачская система почти в два раза сократилась в размерах. В Аппалачах преобладали активные поднятия, сопровождающиеся складчатостью и метаморфизмом. Вместе с тем здесь сохранились протяженные зоны прогибания с подводными, а по краям — и наземными излияниями основных и средних лав. В перерывах между извержениями накапливались морские терригенные комплексы. Вулканизм соответствовал островодужному. Наряду с вулканитами и терригенными отложениями присутствуют рифовые известняки.

В Уачита-Мексиканской системе в глубоководных условиях продолжалось накопление глинистых, песчаных, а иногда и карбонатных осадков мощностью в первые сотни метров.

На окраинах океана в областях, испытавших поднятие, в частности в Восточной Гренландии и на о. Ньюфаундленд, происходили наземные и подводные извержения риолитов и андезитов. Их мощность превышает 3 км.

В пределах обширной Британо-Скандинавской системы сохранилась суша на севере Ирландии и Шотландии и в районе Восточного Финнмарка. Ее рельеф довольно расчлененный, так как в прилегающих бассейнах присутствуют как тонкозернистые, так и грубообломочные осадки. В осевой зоне по-прежнему существовали глубоководные условия и накапливались пелитовые осадки, впоследствии преобразованные в граптолитовые сланцы. В северном направлении они сменяются флишевыми толщами.

В конце силура поднятия охватили Восточно-Английский блок и Шпицберген. Складчато-надвиговые и метаморфические процессы и активные поднятия привели к возникновению расчлененной суши.

Одновременно и сопряженно с сужением Япетуса шло расширение западной части Палеотетиса, точнее Реикума. В восточной части Палеотетиса начинается поднятие осевой зоны Циляньшаня.

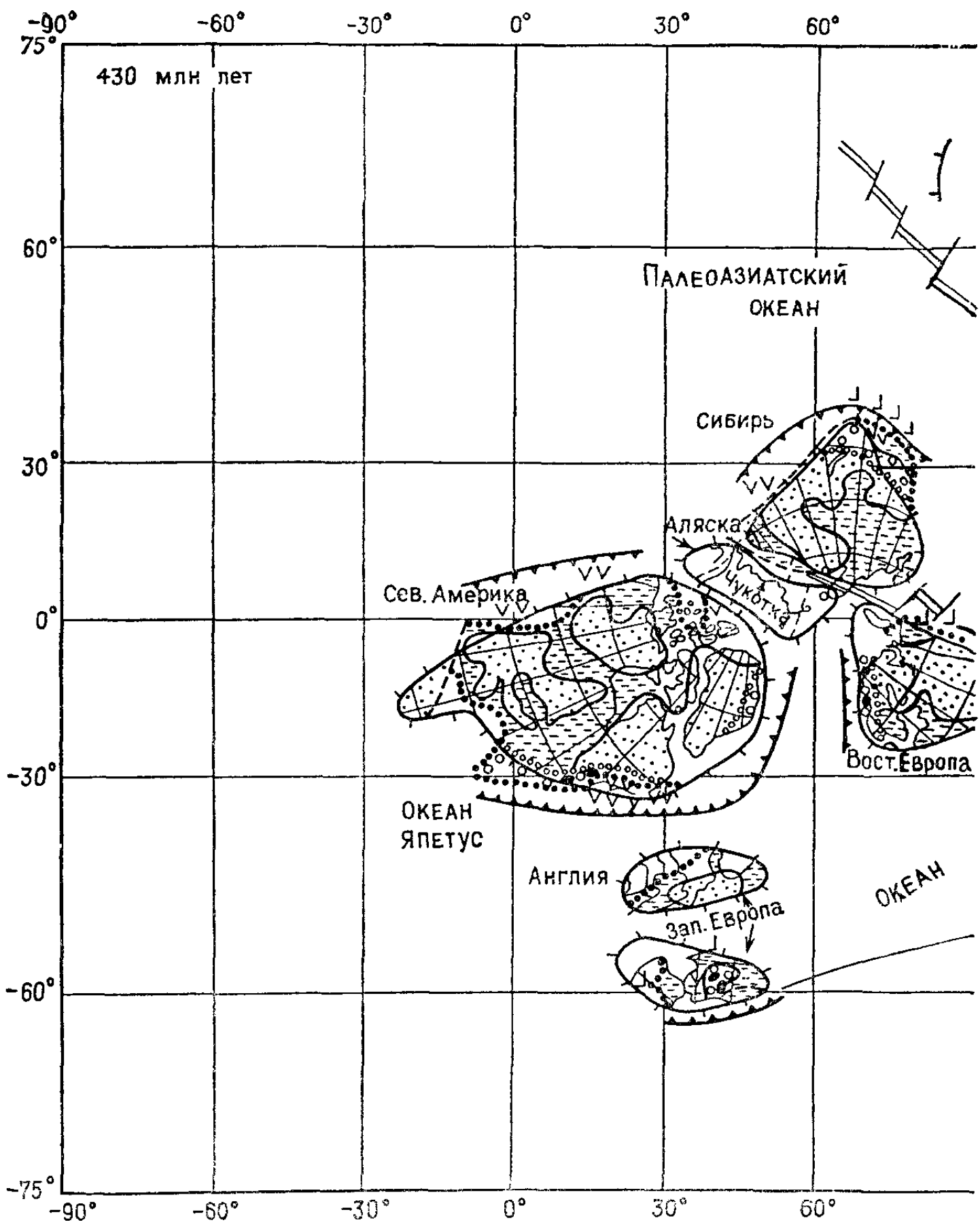
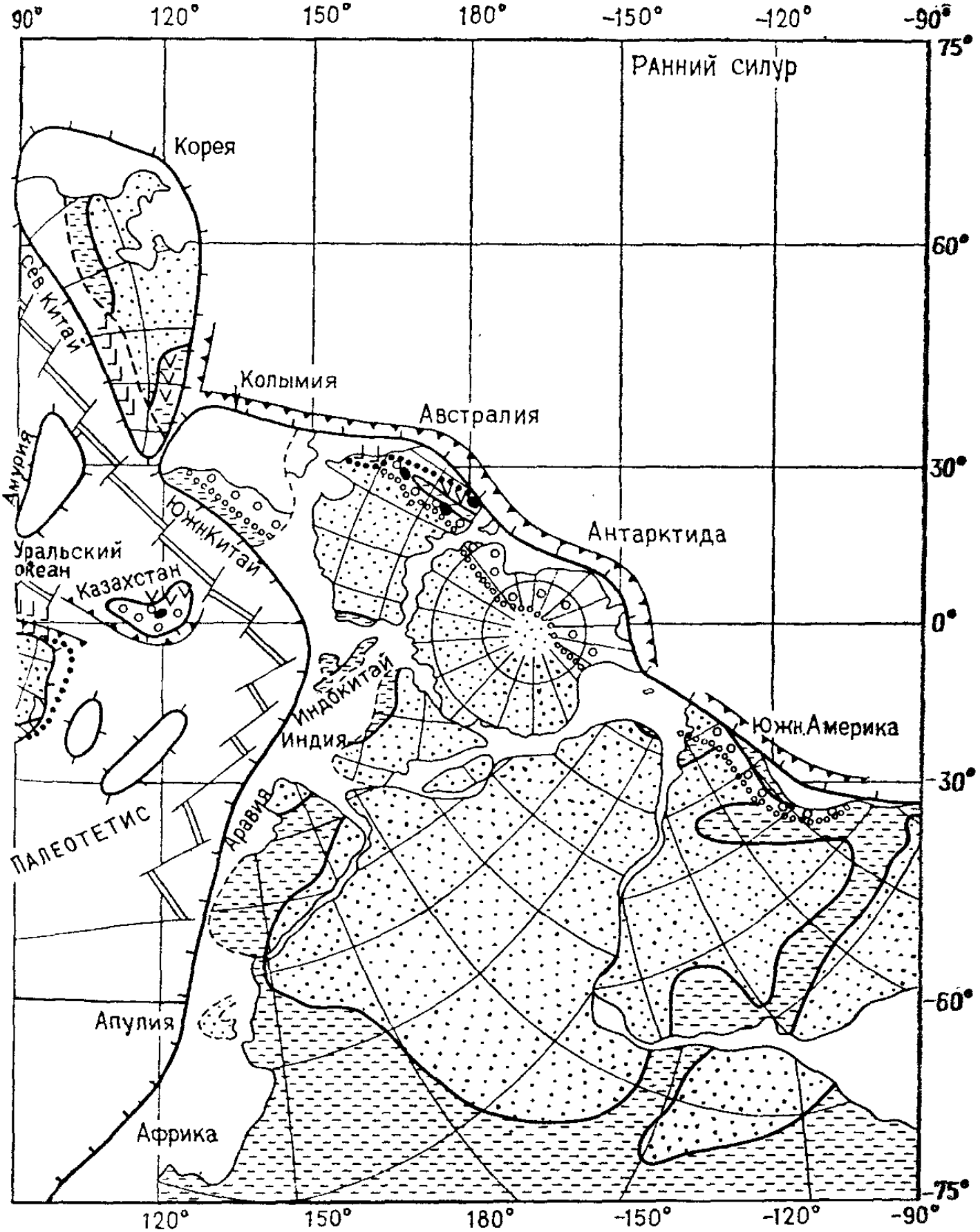


Рис. 11.3. Палеотектоническая реконструкция для раннего силура (проекция му). Условные обозначения



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславинско-

см. на рис. 9.4

В западной части Палеотетиса в пределах Южных Альп, Саксо-Тюрингии и на Иберийском полуострове располагались глубоководные зоны, где накапливались глинистые и кремнисто-глинистые осадки. Шельф находился на востоке Центральноиберийской зоны. Вулканические извержения основного состава в подводных условиях происходили в пределах Южных Карпат и в Центральноиберийской зоне. В позднем силуре состав вулканитов стал кислым.

На севере Кавказской области располагался шельф, где происходило накопление песчано-глинистых осадков. На Большом Кавказе находился глубоководный бассейн с глинистым осадконакоплением.

В восточной части Палеотетиса вследствие поднятия осевой зоны началось формирование грубообломочного комплекса или морской молассы. Глубоководные участки сохранились в Куньлуне. Здесь происходило извержение андезитобазальтовых лав, а в перерывах между извержениями формировались граувакки.

В центральной части Урало-Охотского пояса возникает (возможно, это произошло уже в ордовике) новая ось спрединга, которая протягивалась по всей длине Палеоазиатского океана. Она проходила вдоль Оби, мимо оз. Зайсан через Китай в Южную Монголию и далее снова в Китай (Дунбэй) и к Охотскому и Японскому морям. В пределах Обь-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской систем, которые являлись осевой частью Палеоазиатского океана, в глубоководных условиях происходили подводные излияния, а в промежутках между извержениями формировались сланцевые и кремнистые комплексы мощностью в несколько километров. На континентальном склоне, в пограничной области между Джунгаро-Балхашской системой и Казахстанским орогеном, накапливались терригенные осадки мощностью до 10 км.

По составу осадков в Тянь-Шаньской системе выделены шельфовые зоны, в пределах которых накапливались карбонатно-терригенные комплексы и глубоководные с глинисто-сланцевым осадконакоплением.

В Дальневосточном поясе выделяется шельфовая и глубоководная область. В шельфовой области на древней (докембрийской) континентальной коре формировались карбонатно-терригенный и риолитовый комплексы. В восточной глубоководной области на коре океанского типа отлагались глинистые и карбонатные осадки. В обрамлении Ханкайского массива происходили подводные базальтовые излияния и накапливались кремнистые и кремнисто-глинистые осадки. Сам Ханкайский массив служил областью сноса. В Корякском нагорье накапливались вулканогенные (андезитобазальтовые) и терригенные образования.

Палеоазиатский океан ограничивался шельфовыми зонами Алтае-Северомонгольского пояса, переходящими в сильно расчлененную сушу завершившей свое развитие северо-восточной части Алтае-Саянской области. В небольших, но глубоких впадинах располагались водоемы, многие из которых имели связь с откры-

тым морем. В их пределах формировались молассы и разнообразные по составу и мощности грубообломочные толщи.

В шельфовой зоне, примыкавшей к Алтае-Северомонгольскому орогену, накапливались терригенные осадки, иногда рифовые известняки. На юго-западе Монголии распространены андезиты островодужного типа. С юга Алтае-Северомонгольский орогенный пояс обрамлялся зоной, в пределах которой существовала кора океанского типа, имелись проявления подводного вулканизма и шло кремнистое осадконакопление.

В Казахстанской орогенной области сократилась площадь остаточных морских бассейнов и расширились возвышенности и горные области. В морском прогибе в северо-западной части Прибалхашья и хр. Кетмень располагались рифовые массивы, ограничивающие заливы, где формировались мощные толщи конгломератов и грубозернистых песчаников. Мощности грубообломочных образований во впадинах Центрального и Южного Казахстана превышают 5 км.

В Западно-Тихоокеанском поясе отмечается вступление в орогенный этап развития Катазиатской системы юго-восточного Китая, а в Восточно-Тихоокеанском — поднятия охватывают восточную зону Южных Анд.

В общем в раннем силуре во всех подвижных поясах сохранялись глубоководные зоны с накоплением глинисто-кремнистых осадков и островные дуги с известково-щелочным вулканизмом.

Главным событием позднесилурийской эпохи было окончательное закрытие основной части Япетуса, столкновение Гренландского выступа Северной Америки со Скандинавским Восточной Европы и несколько позже ее же Шотландского выступа с микроконтинентом Арморика и в результате начало становления складчатой горной системы Британских и Скандинавских каледонид, получивших свое название от древнеримского названия Шотландии — Каледония. Термин «каледониды» был распространен затем на все складчатые системы, возникшие в первой половине палеозойской эры, от ордовика до среднего девона включительно. Британо-Скандинавские каледониды, включившие также Восточную Гренландию и Западный Шпицберген, спаяли в единый крупный континент — Лавруссию (Еврамерику) Северную Америку и Восточную Европу.

Орогенез конца силура — начала девона проявился не только в Протоатлантическом поясе, но и в других подвижных поясах. В Урало-Охотском поясе он довершил консолидацию большей части Центрального Казахстана, за исключением Джунгаро-Балхашского бассейна, Северного Тянь-Шаня и Алтае-Саяно-Монгольской области, существенно затронув также Байкальскую горную область на северо-востоке и даже вызвав деформации осадочного чехла южной части Сибирского кратона. Тувино-Монгольский, Баргузино-Витимский и Центральномонгольский микроконтиненты окончательно сомкнулись с Сибирским континентом. Каледонский

тектогенез затронул и часть пояса, смежную с Китайско-Корейским континентом.

В Средиземноморском поясе каледонские деформации затронули северную окраину его европейского сегмента, от Южной Англии, Северной Бельгии и Германии и далее вдоль юго-западной окраины Восточно-Европейского континента, замкнув здесь море Торнквиста. Но эти деформации продолжались и в первую половину раннего девона. В восточной части того же пояса они привели к формированию складчатого горного сооружения Циляньшаня, то же на его северной периферии.

В Западно-Тихоокеанском поясе областью проявления интенсивных деформаций той же эпохи была Катазиатская система юго-восточного Китая, но они частично затронули также Лахланскую систему Восточной Австралии.

В Восточно-Тихоокеанском поясе дислокации и поднятия конца силура охватили восточные зоны Южно-Американских Кордильер, но лишь на некоторое время прервали их погружение.

На остальной площади подвижных поясов продолжалось развитие вулканических дуг, в частности в Аппалачах и Ньюфаундленде, на Урале, в Южном Тянь-Шане, в Южной Монголии, в Лахланской системе Австралии, в Северо-Американских Кордильерах. В тылу этих дуг располагались глубоководные окраинные моря. Спрединг продолжался в осевой зоне Палеоазиатского океана, а также в Палеотетисе и, вероятно, в других палеоокеанах, включая Тихий.

Гондвана сохраняла свою монолитность и, как и раньше, испытывала на большей части своей площади слабое поднятие. Морские условия сохранялись в Сахаре, а восточнее, в Северной Африке и Аравии, чередовались с континентальными. Северные континенты были втянуты в поднятия, и здесь повсеместно наблюдалась регрессия.

11.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В начале силурийского периода на континентах продолжали господствовать сравнительно прохладные условия. Для этого времени известны небольшой мощности ледниковые толщи в Боливии, на севере Аргентины и на востоке Бразилии. Не исключено, что ледники покрывали некоторые районы Сахары, так как здесь обнаружены флювиогляциальные отложения. Мариногляциальные отложения известны на севере Ньюфаундленда и провинции Новая Шотландия в Канаде. По развитию тиллитов и ленточных глин оконтуривается область наиболее холодного климата на севере и северо-востоке Южно-Американского континента и на севере Африки (рис. 11.4 и 11.5).

В течение силура тропические условия существовали на значительной части Северо-Американского, Восточно-Европейского и на юге Сибирского континентов. Здесь развиты экстракарбонатные формации (т. е. карбонаты с высоким содержанием магния),

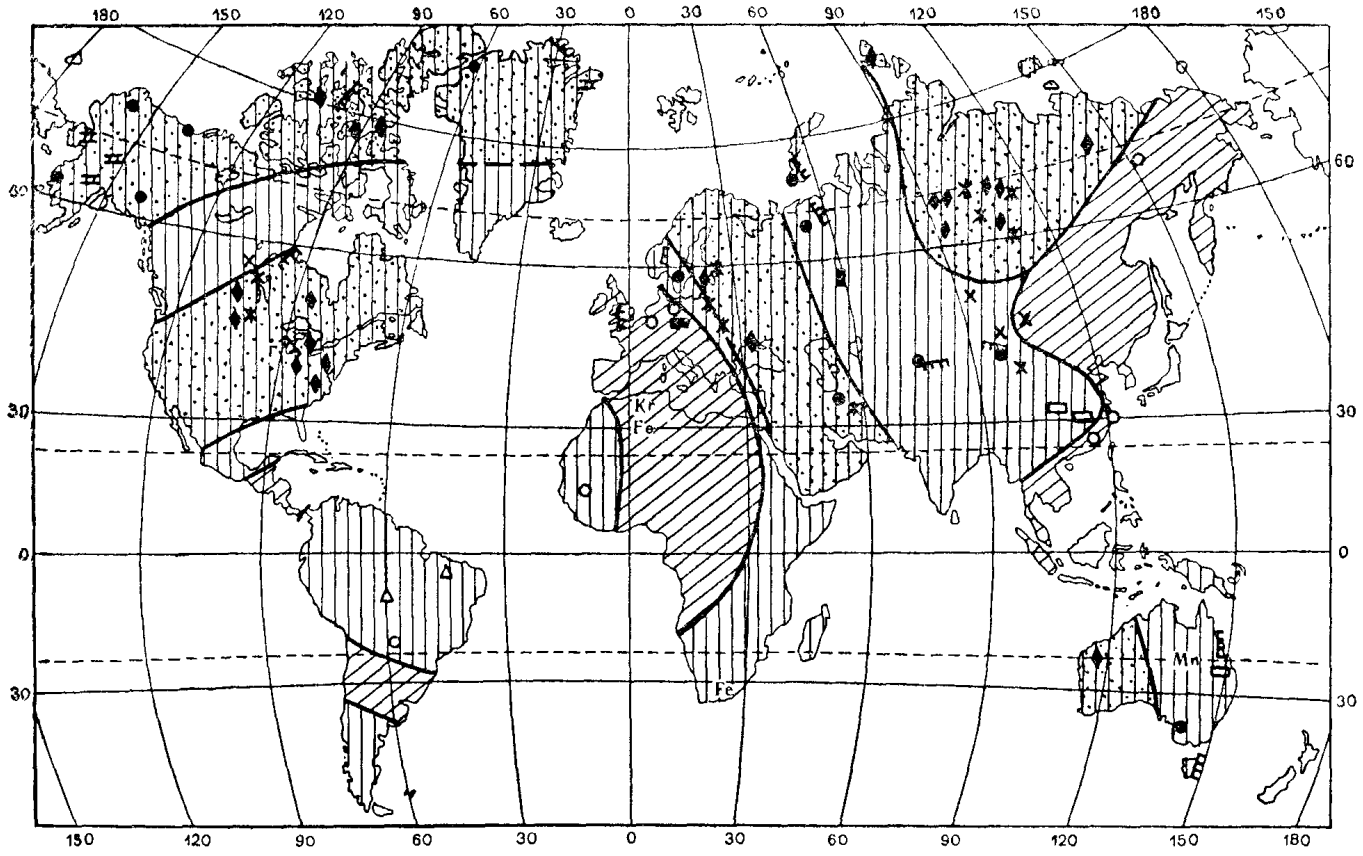


Рис. 11.4. Климатическая зональность материков в силурийском периоде (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

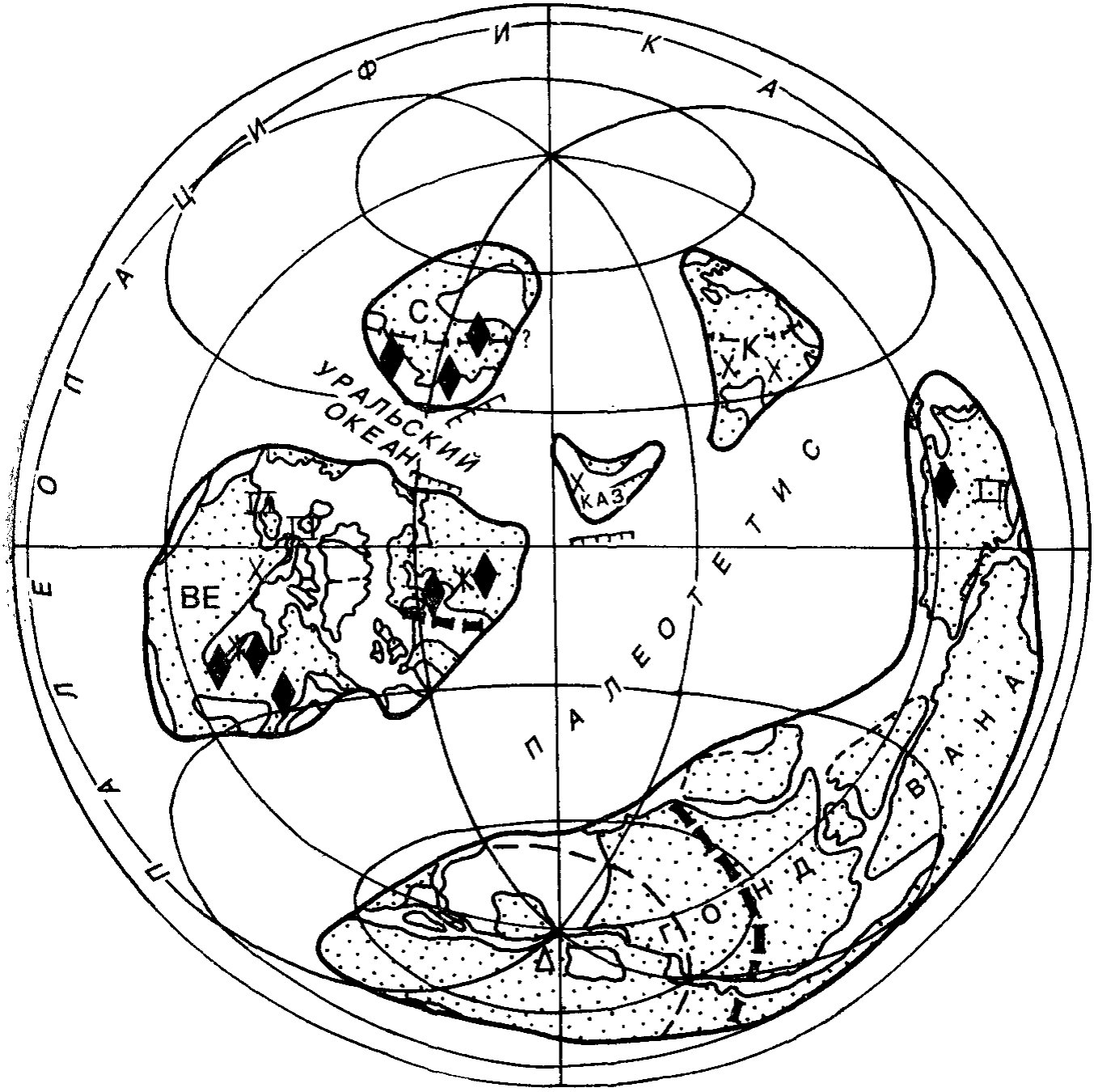


Рис. 11.5. Климатическая зональность силурийского периода на палинспастической основе. Условные обозначения см. на рис. 9.6

а среди терригенных толщ большая роль принадлежала олигомиктовым и мезомиктовым образованиям. Известны карбонатно-сульфатные и соленосные отложения. Северный аридный пояс располагался в пределах Аляски, северо-западной и северной Канады, на Канадских Арктических островах и значительной части Гренландии. Южный пояс аридного климата находился в центральной части Северо-Американского континента, на Восточно-Европейской платформе и на западе Австралии.

В тропических морях существовали благоприятные условия для развития кораллово-брахиоподовой фауны. Выделяются по крайней мере три палеобиогеографические области. В наиболее обширной тропической области обособляются Европейская, Восточно-Африканская, Кордильерская, Сибирская, Центральноазиатская и Австралийская провинции. Две другие области, Мальвино-Кафрская и Восточно-Азиатская, характеризуются присутст-

вием обедненных комплексов кораллов, брахиопод и граптолитов и по термическому режиму, возможно, являлись субтропическими областями.

Экваториальная область располагалась на Северо-Американском континенте между североканадским и центральноамериканским аридными секторами. Экваториальные влажные условия существовали в пределах Новой Земли, Урала, Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области. В морях экваториальной области, имевших нормальную соленость, формировались органогенные и оолитовые известняки и располагались огромные рифовые постройки.

11.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Некоторые залежи нефти в США приурочены к силурийским отложениям. Силурийские осадочные комплексы включают толщи каменной соли, наиболее крупные запасы которой сосредоточены в пределах Северо-Американской платформы. В силурийское время образовались месторождения оолитовых железных руд в Клинтоне (США) и ряд более мелких месторождений и проявлений в Африке. С каледонскими кислыми интрузиями связаны месторождения золота Северного Казахстана, Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Генетическую связь с ультраосновными интрузиями имеют месторождения хромита на Урале, а также асбеста на о. Ньюфаундленд и в провинции Квебек (Канада). С пегматитами связаны месторождения редких металлов в Аппалачах и Восточной Сибири.

ГЛАВА 12. ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

Девонская система была установлена в 1839 г. А. Седжвиком и Р. Мурчисоном на территории Англии, в графстве Девоншир, по имени которого и была названа.

12.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

Расчленение девонской системы было проведено в Арденнах на территории Бельгии, Франции и Рейнских Сланцевых гор в Германии. Девонская система подразделяется на три отдела (табл. 12.1).

Девонский период начался 408 (по данным французских геологов 410) млн лет назад и закончился 360 млн лет назад. Следовательно, продолжительность периода составляет около 50 млн лет.

Граница между силуром и девоном в настоящее время является единственной официально принятой Стратиграфической комиссией Международного геологического конгресса. Верхняя граница официально не утверждена. Ввиду того что в начале девонского

Таблица 12.1

Общие стратиграфические подразделения девонской системы

Отдел	Ярус
Верхний	фаменский D_3fm
	франский D_3f
Средний	живетский D_2gv
	эйфельский D_2ef
Нижний	эмский D_1e
	зигенский D_1z (пражский)
	жединский $D_1\check{z}$ (лохковский)

периода продолжалась обширная регрессия, начавшаяся еще в силуре, возникло множество разнообразных фациальных обстановок с разнохарактерной фауной. Это сильно затрудняет расчленение и сопоставление разрезов. Ввиду этого ярусное деление нижнего девона Рейнской области основано на морской фауне, а соответствующих по возрасту отложений Англии — на остатках рыб, встречающихся в лагунно-континентальных отложениях.

Жединский ярус, названный А. Дюмоном в 1848 г. по р. Жедин в Арденнах, объединяет нижние слои девона Арденнско-Рейнской области. Они представлены прибрежными фациями и трансгрессивно залегают на отложениях кембрия (отсюда вытекают трудности в определении точной границы с силуром). В стратотипе нижняя часть представлена конгломератами Фепан мощностью 10—40 м, аркозами Эбб мощностью 30 м и сланцами Мондрешон с прослоями песчаников. В песчаниках и сланцах находятся богатые комплексы брахиопод. В верхней части располагаются красные и бордовые сланцы с небольшими известковыми конкрециями, появляются прослои красных и зеленых песчаников и кварцитов. Общая мощность около 750 м. Они охарактеризованы остатками рыб.

Название «зигенский ярус» впервые употребил Э. Кайзер, обозначив им в Рейнских Сланцевых горах грауваккн. Наиболее полно зигенские грауваккн представлены в области Зигерланд, где развиты лагунные и прибрежно-морские фации с остатками рыб, двустворчатых моллюсков и брахиопод. Мощность отложений в стратотипическом разрезе составляет 4000 м.

Эмский ярус установлен К. Дорлодо в 1900 г. в местечке Эмс вблизи Кобленца в Рейнской области. Отложения этого яруса представлены толщей песчаников, кварцитов и сланцев с прослоями вулканических пород. Мощность достигает 2000 м. В слоях встречаются скопления брахиопод, двустворчатых моллюсков и изредка кораллов.

Ранее зигенский и эмский ярусы объединялись в один ярус, который назывался кобленцским. Однако согласно решению Международной стратиграфической комиссии нижний девон ныне принимается в объеме трех ярусов.

Эйфельский ярус назван А. Дюмоном в 1848 г. по Эйфельским горам, где находится стратотипический разрез. Объем яруса видоизменен и после работ М. Дюссельдорфа в 1937 г. принят в объеме кальцеоловых и верхнекультриюгатовых лаупхерских слоев со стратотипом в Веттерльдорфском разрезе Эйфельских гор. Здесь обнажается толща мергелей, плитчатых известняков, известковых песчаников и кораллово-строматопоровых известняков, мощностью около 450 м. В толще в большом количестве встречаются кораллы родов Favosites, Calceola, Damophyllum и остатки цефалопод.

Живетский ярус выделен в Арденнах Омалиусом д'Аллуа в 1839 г. Название происходит от г. Живе, расположенного в Северной Франции. Этот ярус объединяет отложения, охарактеризованные стрингоцефаловыми брахиоподами, присутствием кораллов и реже трилобитов. Слагается ярус известняками и известковыми сланцами, органогенными и органогенно-обломочными известняками.

Франский ярус установлен в 1862 г. Омалиусом д'Аллуа в Бельгии. Название получил от дер. Фран близ г. Кувена. В стратотипическом разрезе слагается сланцами и рифовыми кораллово-строматопоровыми известняками, мощностью около 500 м. Охарактеризован брахиоподами, кораллами и двустворчатыми моллюсками.

Фаменский ярус впервые выделен в Арденнах А. Дюмоном в 1855 г. Название получил от местности Фамен в Бельгии. Здесь развиты песчаники, сланцы с прослоями известняков. В стратотипической местности характеризуется большой изменчивостью. В морских отложениях присутствуют кораллы и брахиоподы, а в лагунных — остатки рыб и отпечатки растений.

В последние годы многие исследователи предлагают вместо жединского и зигенского выделять лохковский и пражский ярусы, установленные в разрезах Баррандова синклинория в Богемском массиве в Чехии. Здесь же находится признанная граница девона и силура, проводимая между пшидольским и лохковским ярусами.

12.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

В конце раннего палеозоя произошло вымирание, а в ряде случаев простое угасание многих групп организмов, некогда широко распространенных на Земле. После них возникли новые группы животных и растений, которые и определили облик органического мира позднего палеозоя. Главное отличие состояло в том, что жизнь стала развиваться не только в морях и пресноводных бассейнах, но и на суше. В позднем палеозое широко расселились наземная растительность и сухопутные позвоночные. Вместе с тем жизнь в морях продолжала эволюционировать. Появились первые аммоноидеи с простой лопастной линией, достигли рас-

цвета четырехлучевые кораллы, мшанки, фузулиниды, некоторые отряды замковых брахиопод.

В изменении состава органического мира на рубеже раннего и позднего палеозоя повинны не только поступательное эволюционное развитие, но главным образом изменения условий среды обитания. Эти изменения были вызваны интенсивными проявлениями тектонических движений, изменениями палеогеографических обстановок, состава атмосферы и космическим воздействием.

Органический мир морей в целом был более разнообразен, чем в силуре. Характерной особенностью девона является преобладающее развитие разнообразных рыб. Нередко его даже называют периодом рыб. В это же время началось угасание граптолитов, цистоидей, трилобитов и наутилоидей. Широко распространены были переживавшие период своего расцвета замковые брахиоподы, четырехлучевые кораллы, табуляты, морские лилии. Наиболее характерные организмы представлены на рис. 12.1.

Количество родов замковых брахиопод в девоне достигло максимального значения за все время их существования. Особенно разнообразны спириферидьі (Euryspirifer, Cyrtospirifer), атрипиды (Atrypa, Karpinskia), ринхонеллиды (Hypothyridina, Junannella, Ladogia) и теребратулиды. Широко распространились представители надсемейства продуктит. Брахиоподы, отличающиеся богатством видов и быстрой изменчивостью во времени, являются самой важной группой, используемой при детальном расчленении девонских отложений.

В девонском периоде широкое развитие получили также аммоноидеи. Они длительное время, вплоть до конца мезозоя, были одной из самых распространенных и важных в стратиграфическом отношении групп морских животных. В начале девона появились агониатиты (Timanites) и гониатиты (Tornoceras). В начале позднего девона возникли Clymenia, которые по типу лопастной линии и форме раковины были сходны с гониатитами, но отличались тем, что сифон у них был приближен к спинной стороне. Их жизнь была короткой, и уже в конце девона климении исчезли.

Одновременно с развитием аммоноидей происходило угасание другой группы головоногих моллюсков — наутилоидей. Особенно быстро вымирали представители наутилоидей, обладавшие прямой раковиной.

Дальнейшее развитие получили кораллы. Хотя по сравнению с силуром количество табулят уменьшилось, но большое значение стали приобретать четырехлучевые кораллы (Calceola). Последние вместе с мшанками и строматопороидеями принимали участие в построении рифов.

Среди беспозвоночных были широко развиты также ракоскорпионы, остракоды, тентакулиты, морские лилии, бластоидеи, рецептакулиты, губки, фораминиферы, древние морские ежи, двустворчатые и брюхоногие моллюски и особенно конодонты. Последние имеют важное стратиграфическое значение.

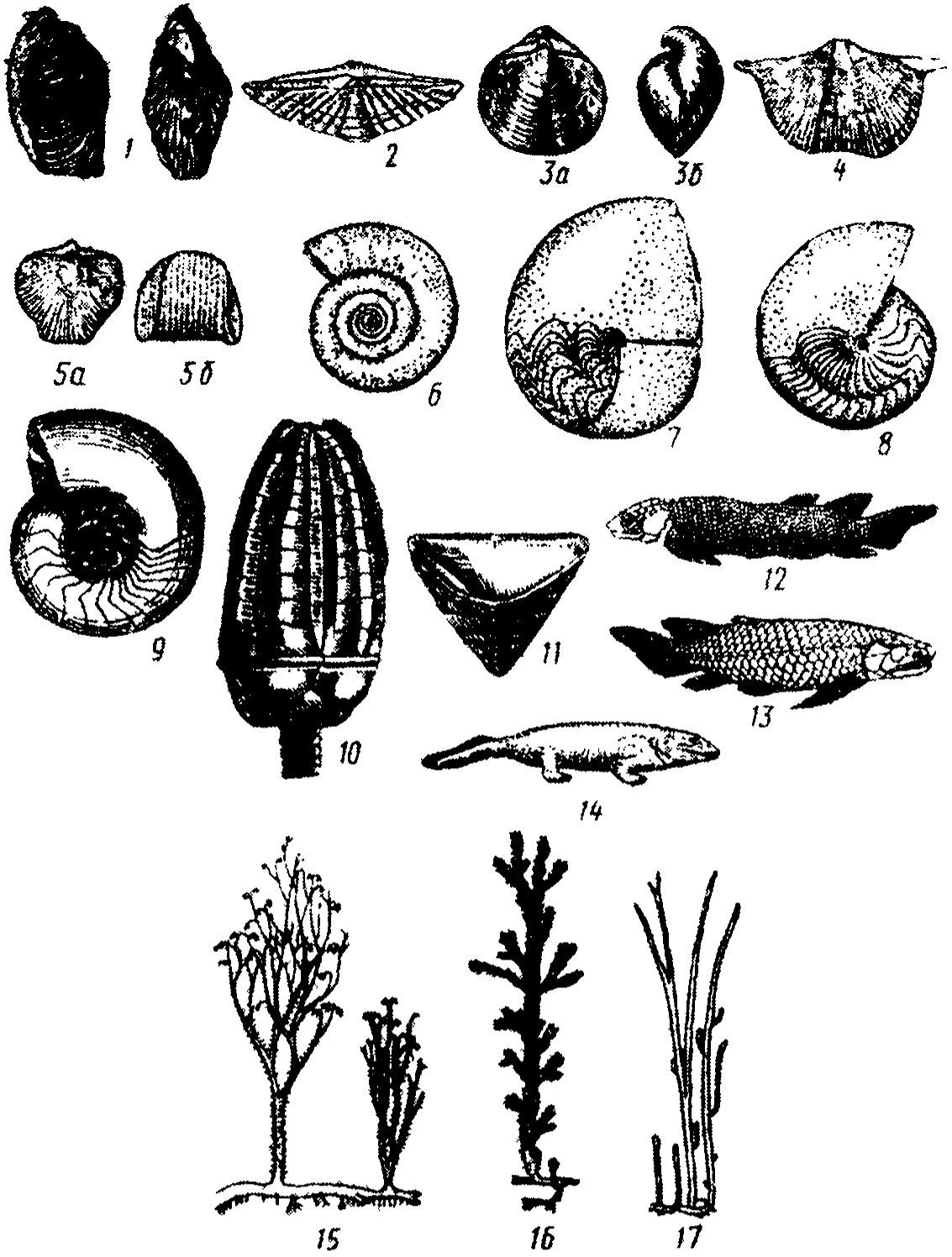


Рис. 12.1. Характерные представители девонских организмов:
Брахиоподы: *1* — Karpinskia; *2* — Euryspirifer; *3а* и *3б* — Stringocephalus; *4* — Cyrtospirifer; *5а* и *5б* — Hypothyridina. Климении: *6* — Clymenia. Агониатиты: *7* — Timanites. Гониатиты: *8* — Tornoceras; *9* — Anarcestes. Криноидеи: *10* — Cupressocrinus. Кораллы: *11* — Calceola. Двоякодышащая рыба: *12* — Dipterus. Кистеперая рыба: *13* — Holoptychius. Земноводные: *14* — Ichthyostega. Риниофиты: *15* — Psilophyton; *16* — Asteroxylon; *17* — Rhynia

Все возрастающее значение стали приобретать позвоночные. Среди них главенствующее положение занимали рыбы: панцирные, хрящевые и костные, — а также бесчелюстные рыбообразные организмы. У панцирных или пластинокожих рыб голова и передняя часть туловища были покрыты мощным панцирем из твердых крупных пластин. Они вели малоподвижный образ жизни. Хрящевые или акуловые появились в середине девона, но но-

вый расцвет испытали в мезозое. Большим разнообразием обладали костистые рыбы, среди них многочисленные представители кистеперых, лучеперых и двоякодышащих (Dipteris). Кистеперые рыбы (Holoptychius) обладали веретенообразным телом и массивными плавниками, которые не только служили средством плавания, но и помогали перемещаться по дну. Сходство скелетов плавников кистеперых рыб со скелетами конечностей земноводных дало основание считать их предками земноводных животных.

Девонские моря были населены разнообразными водорослями, причем известковые водоросли вместе с кишечнополостными принимали участие в строительстве рифовых тел.

Считается, что крупная регрессия на рубеже силура и девона активизировала выход растений на сушу и способствовала их быстрому расселению и приспособлению к наземному образу жизни. В раннем и среднем девоне на суше господствовали риниофиты, которые росли в основном в заболоченных ландшафтах. В конце девона риниофиты повсеместно вымерли. В среднем девоне вместе с риниофитами существовали уже все основные группы споровых растений. Это плауновые, членистостебельные и папоротники, а в конце девона появились и первые представители голосеменных; многие из кустарниковых превратились в древовидные. Большим распространением в позднем девоне пользовались представители разноспорового папоротника Archaeopteris, поэтому нередко позднедевонскую флору называют археоптерисовой.

Наземная растительность в основном развивалась в приморских областях, чему весьма благоприятствовал мягкий теплый и влажный климат. Более удаленные от моря части континентов в это время были лишены растительности.

12.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В итоге каледонского орогенеза обстановка на земном шаре к началу девона заметно изменилась. Возникли и продолжали воздыматься в раннем девоне горные сооружения в Северо-Атлантическом регионе, включая теперь и Северную Гренландию, в Центральном Казахстане и Северном Тянь-Шане, в Алтае-Саяно-Монгольской и Байкальской области, Циляньшане и Катазии, на западе Лахланской системы Австралии и в южной половине Анд. Продукты размыва этих сооружений заполняли межгорные и предгорные (например, перед Циляньшанем) впадины в виде молассовых толщ, которые впервые с этого времени получили столь широкое развитие. Новым элементом, по крайней мере для палеозоя, явилось образование краевого вулканоплутонического пояса андского типа в Центральном Казахстане на границе каледонид и остаточного Джунгаро-Балхашского бассейна, интенсивно заполнявшегося обломочным материалом. Подобный пояс возник и в Центральной Монголии. Поднятия охватили и платформенные части северных континентов, вызвав здесь дальнейшую

регрессию моря. Они распространились на Гондвану, за исключением ее западной части — Южной Америки, Антарктиды и крайнего юга Африки.

Спрединг продолжался в Уральском и Южно-Тяньшаньском бассейнах, а также в осевой зоне Урало-Охотского пояса, простиравшейся через Зайсан, Южную Монголию, Большой Хинган и кулисообразно подставлявшейся Монголо-Охотской системой, на западе начинавшейся энсиалическим бассейном в тылу упоминавшегося выше вулканоплутонического пояса, обрамлявшего Южно-Монгольский сегмент Палеоазиатского океана.

На севере европейской части Средиземноморского пояса (Палеотетиса) возникла новая ось спрединга, породившая внешние зоны европейских герцинид — Реногерцинскую, Южно-Португальскую. Спрединг продолжался, очевидно, и в осевой зоне Палеотетиса, включая ее индокитайские ветви. Продолжалось и развитие вулканических дуг в тех же сегментах подвижных поясов, что и в позднем силуре (см. выше).

Лавруссия в раннем девоне располагалась в экваториальных широтах, Казахстания — в тропической зоне, Сибирь, Китай и Корея — в умеренных широтах Северного полушария, в то время как Гондвана целиком находилась в Южном полушарии, в его умеренных и высоких широтах (рис. 12.2 и 12.3).

В среднем девоне континент Лавруссия, образованный к началу девона в результате столкновения Северной Америки и Восточной Европы (Балтики, Фенносарматии), продолжал испытывать интенсивное поднятие, особенно его водораздельный хребет, образованный североатлантическими каледонидами. Продукты размыва этого хребта и прилегающей суши, представленные красноцветными обломочными осадками «древнего красного песчаника — Олдреда», накапливались в межгорных и предгорных прогибах Гренландии, Британии, Скандинавии и Шпицбергена.

В течение самой среднедевонской эпохи по периферии Лавруссии возникли новые складчатые горные сооружения, опоясавшие ее с юга и северо-запада. К ним относится прежде всего складчатая система Ньюфаундленда и Северных Аппалачей; породивший ее импульс сжатия получил название акадской эпохи орогенеза. Он сопровождался внедрением многочисленных плутонов гранитоидов. После акадского диастрофизма на площади Северных Аппалачей и Ньюфаундленда вскоре установился платформенный режим. В Южных Аппалачах акадский орогенез проявился слабее и не привел к завершению геосинклинального развития. Причину акадского орогенеза усматривают в столкновении с североамериканской частью Лавруссии микроконтинента Авалония.

В мелководной части Западно-Канадского бассейна возникли протяженные барьерные рифы. В заливах, отграниченных от открытого моря рифами, а также в Иллинойском, Мичиганском, Приннуитском бассейнах и в бассейне Гудзонова залива в условиях повышенной солености отлагались эвапориты. К концу дево-



Рис. 12.2. Положение материков и океанов в девонском периоде (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

на соленость морских вод стала нормальной и эвапоритовое осадконакопление сменилось карбонатным и карбонатно-глинистым. Повышенная соленость морских вод в позднем девоне была характерна только для южной части Западно-Канадского бассейна, ограниченного рифами. Среди осадков в основном преобладали разнообразные доломиты, а гипсы и ангидриты имели подчиненное значение.

На юго-востоке и востоке платформы верхний девон представлен характерным комплексом черных битуминозных сланцев. Они распространены от Гудзонова залива до Аризоны на юге. Располагавшиеся на северной и восточной периферии Северо-Американской платформы орогенные области представляли собой возвышенные равнины и низкогорья. В ряде районов существовали узкие межгорные прогибы, заполняемые молассой.

Регрессия охватила и восточную часть Лавруссии. Балтийско-Московский бассейн в раннем девоне превратился во внутриконтинентальный, временами пересыхающий засолоненный водоем. В его периферических зонах отлагались песчано-глинистые русловые, пойменные, дельтовые и карбонатно-терригенные лагунные осадки мощностью в несколько десятков метров. На юге-западе

платформы, в сильно сократившемся Волыно-Подольском бассейне, накапливались терригенно-карбонатные осадки.

Значительные территории Восточно-Европейской платформы представляли денудационную низменность с небольшими холмисто-увалистыми водоразделами. Крупные возвышенности и низкогорья располагались только на северо-западе, где находился завершивший свое развитие Британо-Скандинавский подвижный пояс. Во второй половине девона во время развития трансгрессии наиболее низменные участки платформы были затоплены морем. Максимум трансгрессии пришелся на живетский век. В центральных частях морского бассейна в условиях повышенной солености накапливались пласты каменной соли, гипса и доломитов. В прибрежной зоне и на приморских низменностях были распространены красноцветы. В конце девона ранее континентальные области оказались затопленными морем и возросла роль карбонатов. В пределах Днепровско-Донецкого авлакогена изливались лавы щелочно-базальтового типа. Впоследствии эта относительно глубоководная область с некомпенсированным прогибанием превратилась в лагуну с эвапоритовым осадконакоплением. Кроме этого района эвапориты продолжали осаждаться в центральной, западной и южной областях платформы. Наряду с этим происходило формирование относительно глубоководных битуминозно-кремнистых осадков так называемого доманика в северной и северо-восточной частях Восточно-Европейской платформы.

В Западной и Центральной Европе эквивалентом акадского орогенеза является лигерийская эпоха деформаций. Она привела к складчато-надвиговым деформациям и гранитообразованию в полосе, протягивающейся от южной части Арморикапского массива Франции до Богемского массива в центре Европы, и затронула также центральную зону палеозойского массива Иберийского полуострова. Эта полоса складчатых сооружений не примкнула непосредственно к основному телу Лавруссии, а продолжала отделяться от нее узким, но все еще глубоководным бассейном, осевая часть которого отвечала Реногерцинской зоне среднеевропейских герцинид. Предполагается, что формирование лигерийской складчатой цепи явилось результатом коллизии между Авалонским микроконтинентом и более южными микроконтинентами — также отторженцами Гондваны.

Деформации среднедевонской эпохи затронули, однако, и центральную часть Лавруссии — зону североатлантических каледонид, где вызвали складчатые дислокации нижней части молассовой формации Олдреда, отделив ее несогласием от верхней части.

Лавруссия в среднем девоне своей центральной частью располагалась на экваторе. На значительном расстоянии к северо-востоку от нее, уже в умеренных широтах, находился Сибирский континент. К этому времени он нарастился за счет причленения Тувино-Монгольского и Баргузино-Витимского микроконтинентов, а также каледонид Западного Саяна и Алтая.

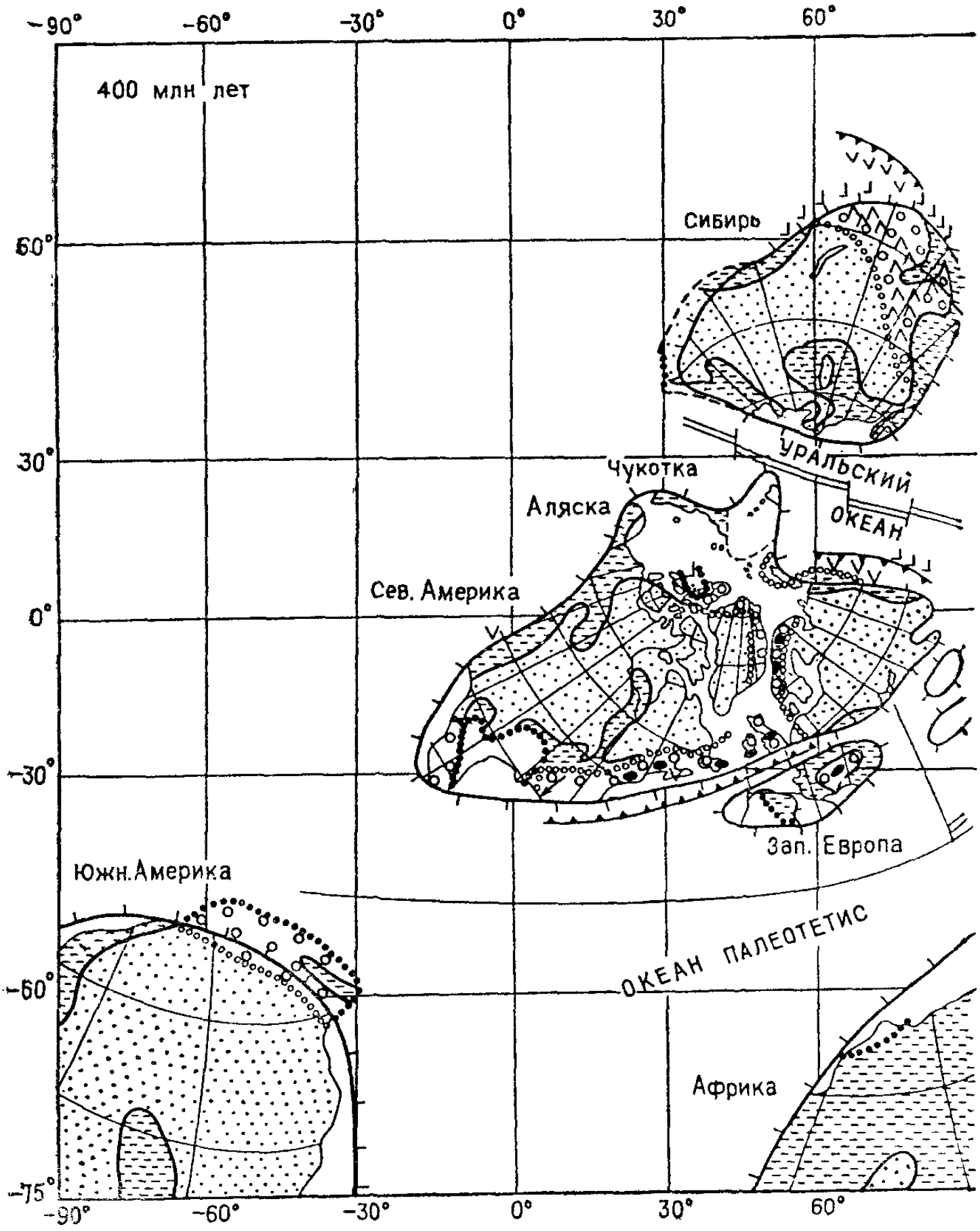
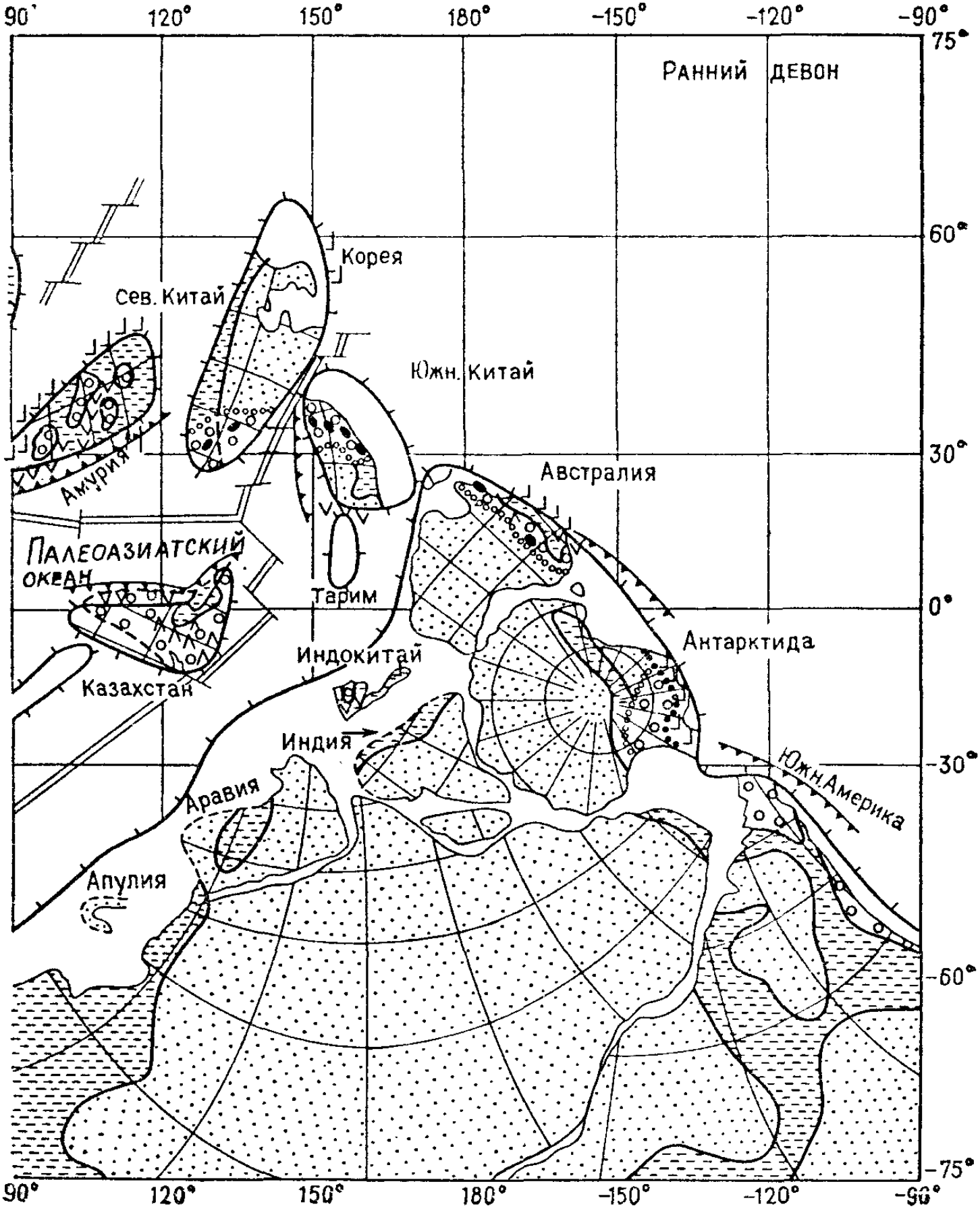


Рис. 12.3. Палеотектоническая реконструкция для раннего девона (проекция скому). Условные обозначения



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславин-

см. на рис. 9.4

Начиная с раннего девона территория Колымо-Омолонского и Тайганосского массивов стала интенсивно прогибаться и отделилась от Сибирской платформы (возможно, это произошло в раннем палеозое). Сократился в размерах Тунгусский бассейн. Он расчленился протяженными участками островной суши и приобрел облик полузамкнутой лагуны. В его пределах временами соленость повышалась. Наряду с глинами и алевролитами здесь имеются мощные пласты гипса, а иногда встречаются слои каменной соли. Аналогичные осадки распространены в низовьях Хатанги. В Таймырском бассейне соленость вод оставалась нормальной и преобладало осаждение карбонатов. Такие же условия существовали в Яно-Колымском бассейне.

Максимальные размеры Тунгусский морской бассейн имел в середине франского века. Преобладали карбонатные и эвапоритовые осадки, которые свидетельствуют о полузамкнутом характере бассейна и периодическом изменении его солености. Повышенная соленость вод была характерна и для Хатангского бассейна. Таймырский бассейн, соединявшийся во время наибольших трансгрессий с Тунгусским, характеризовался большими глубинами, нормальной соленостью вод и осаждением на западе глинисто-карбонатных отложений доманикового типа. В Вилюйском бассейне в конце девона происходили излияния платобазальтов и отлагались континентальные пески. В фаменском веке в его пределах формировался гипсоносный и соленосный комплекс.

На территории Чукотки и Новосибирских островов, относящихся к Гиперборейской платформе, накапливались карбонатные и карбонатно-терригенные отложения. Со стороны Палеоазиатского океана, имевшего еще значительную ширину, Сибирский континент окаймлялся краевым вулканоплутоническим поясом, в тылу которого широко проявлялся рифтогенный щелочно-базальтовый вулканизм. Уральская периферия океана по-прежнему представляла активную окраину с вулканическими островными дугами, которые существовали и в области будущего Южного Тянь-Шаня.

Палеоазиатский океан разделялся на востоке на два бассейна Казахским континентом, существенно увеличившимся в размерах в северо-восточном направлении за счет причленения области каледонской складчатости. В среднем девоне произошло дальнейшее, хотя и небольшое, расширение этой области в связи с проявлением в районе Караганды новых деформаций сжатия. Их относят к тельбесской эпохе, выделенной восточнее, в Алтае-Саянской области, и эквивалентной акадской эпохе Северной Америки и лигерийской Западной Европы. С востока и юго-востока Казахстания была окаймлена мощным краевым вулканоплутоническим поясом, отделявшим ее от Джунгаро-Балхашского бассейна, принадлежавшего южной, Тянь-Шаньской, ветви Палеоазиатского океана. В тылу этого пояса происходило погружение Тенизской и Джезказганской впадин, заполнявшихся красноцветной континентальной молассой.

Китайско-Корейский континент располагался в умеренных широтах Северного полушария к востоку от Сибирского, отделяясь от него Палеоазиатским океаном. На юго-востоке к нему примыкала новообразованная, продолжавшая воздыматься каледонская складчатая система Циляньшаня с молассовым прогибом перед нею. Западнее располагался Таримский континент, а юго-восточнее Южно-Китайский (Янцзы), заметно увеличившийся в размерах после причленения Катазиатской каледонской складчатой системы, к этому времени уже закончившей свое орогенное развитие. Лишь по ее восточной периферии, в современной прибрежной зоне и на шельфе Южно-Китайского моря, сохранялись условия геосинклинального погружения. Находившиеся южнее Южно-Китайского континента Синобирманский (Шанский) и Индосинийский микроконтиненты испытывали поднятие, первый относительное, а второй и абсолютное.

Внутренние, платформенные, области северной группы континентов, особенно Восточно-Европейского, развивались в среднем девоне под знаком нарастающей трансгрессии или во всяком случае расширения области осадконакопления. Кроме того, на Восточно-Европейской и Сибирской платформах начался активный рифтогенез, сопровождавшийся излияниями и внедрениями продуктов щелочно-базальтовой магмы.

Суперконтинент Гондвана продолжал сохранять в среднем девоне свою монолитность и тенденцию к преобладанию поднятий. Он по-прежнему располагался целиком в Южном полушарии, достигая его высоких широт. Относительные опускания с накоплением морских осадков охватили Сахарскую плиту, впадины Южной Америки — Амазонскую, Мараньон, Парана, а также крайний юг Африки и полосу вдоль Трансантарктического хребта.

Режим активных окраин был свойствен южноамериканской, антарктической и восточноавстралийской периферия Гондваны. При этом здесь почти повсеместно происходили энергичные поднятия, а промежуточные прогибы заполнялись осадками типа флиша и моласс. На востоке Австралии развитие Лахланской системы завершилось эпохой складчатости, получившей название табберабериской.

Гондванский суперконтинент и северная группа континентов разделялись широкой широтной полосой океана Палеотетис. Его южная окраина была пассивной, а северная — активной, с микроконтинентами, островными дугами и окраинными морями. Ширина была максимальной на западе, между Северной Америкой, с одной стороны, и Южной Америкой и Африкой — с другой, а также на востоке, между Восточной Европой и Аравией и далее, и минимальной между Западной Европой и Африкой, а также на крайнем востоке, между Южным Китаем, Синобирманией и Индосинией на севере и Австралией и Антарктидой на юге.

Позднедевонская эпоха характеризуется прежде всего общим снижением тектонической активности, особенно на конвергентных границах плит, и нарастающей морской трансгрессией, обуслов-

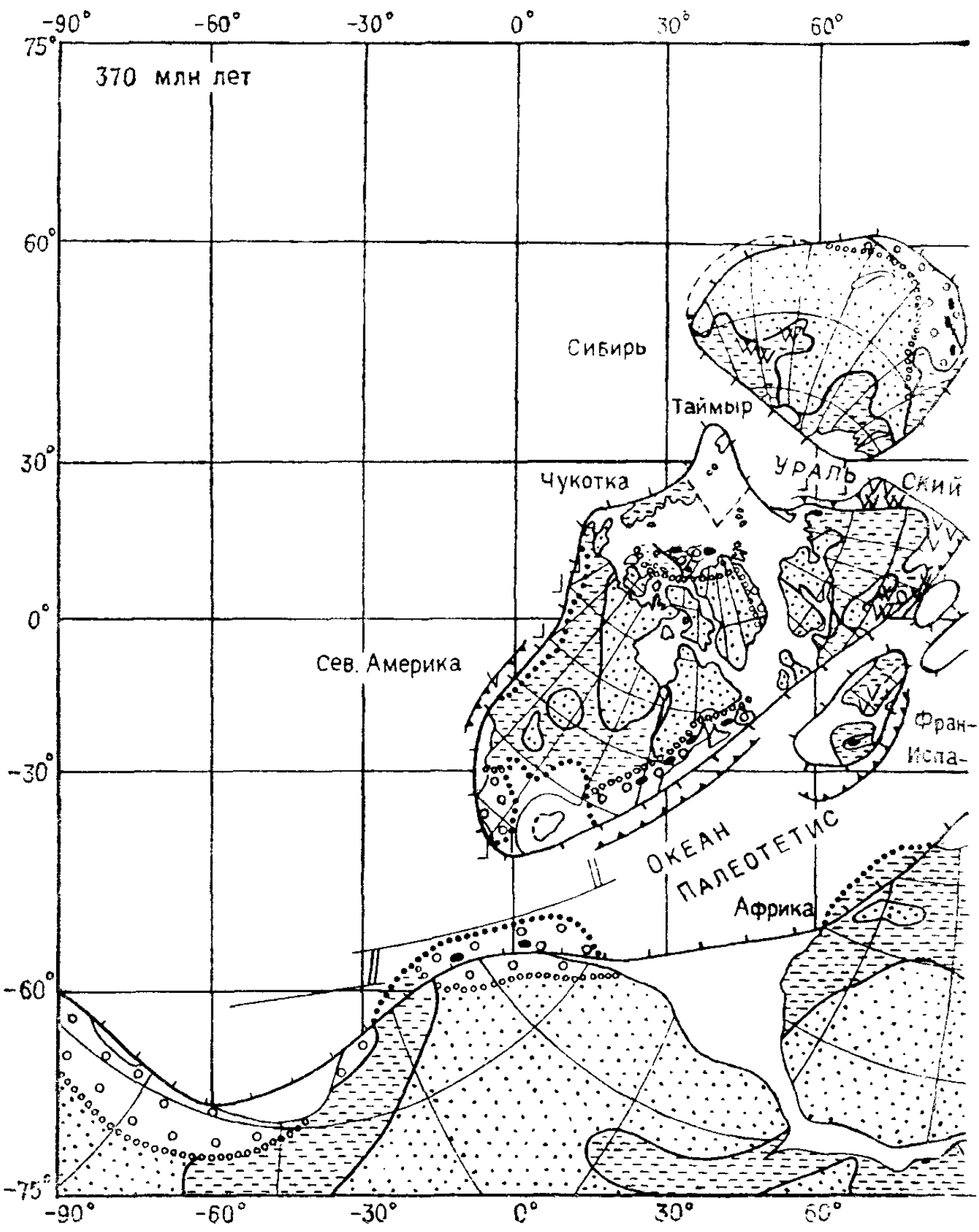
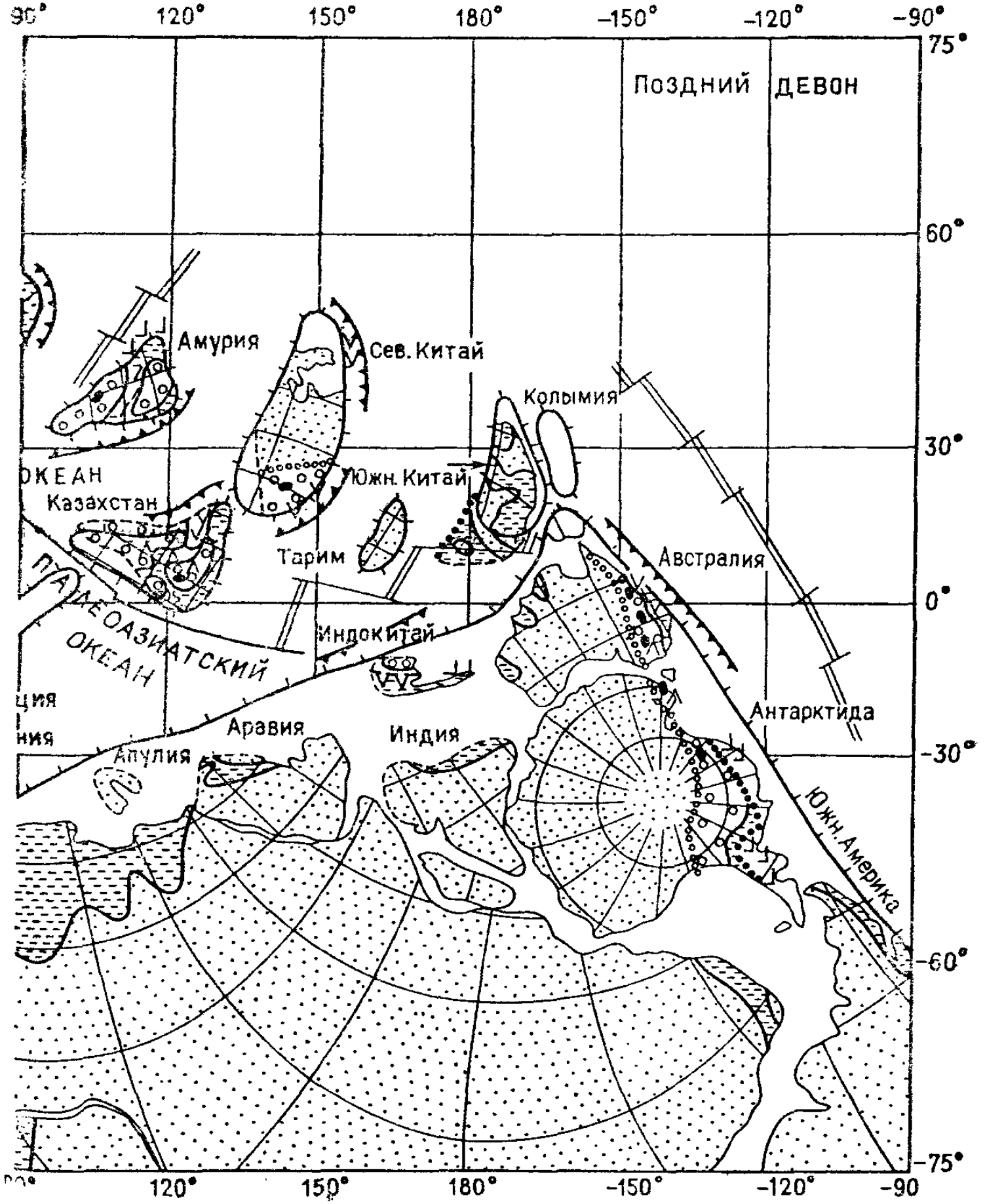


Рис. 12.4. Палеотектоническая реконструкция для позднего девона (проекция скому). Условные обозначения



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславин-

см. на рис. 9.4.

ленной общим повышением уровня Мирового океана (рис. 12.4). Снижение тектонической активности выразилось в затухании поднятий в пределах каледонских, включая акадские и синхронные с ними, складчатых систем, что привело к их пенепленизации, затоплению морем и началу накопления осадочного чехла. Последнее наиболее четко наблюдается в Британии и Центральном Казахстане, а в юго-восточном Китае и частично в Восточной Австралии платформенный режим начал устанавливаться уже в среднем девоне.

Однако общая тектоническая и географическая ситуация в позднем девоне мало изменилась по сравнению со средним девоном. Главное и существенное изменение состояло в том, что удаление друг от друга трех из крупнейших континентальных глыб Восточного полушария — Лавруссии, Сибири и Казахстании, а также Тарима сменилось их сближением. Это привело к началу сокращения размеров всех бассейнов Палеоазиатского океана — Уральского, Туркестанского (Тянь-Шань), Монгольского. В них появились или продолжали свое развитие многочисленные вулканические дуги, расположенные над соответствующими зонами субдукции океанской литосферы.

В пределах Урала расширились островные поднятия и шельфовая область. В условиях нормальной солености вод здесь отлагались известковые, реже доломитовые и песчано-глинистые осадки. В восточной, глубоководной зоне продолжалась вулканическая деятельность. В составе вулканитов кроме базальтов большую роль играют андезиты. В промежутках между извержениями отлагались тонкие терригенные и кремнистые осадки. Во второй половине девона интенсивные погружения на Урале сменялись кратковременными регрессиями. Такая дифференциация движений отразилась на условиях осадконакопления. Большое распространение в прибрежных зонах получили рифогенные фации. Протяженные рифовые массивы отделяли от открытого моря участки, где условия осадконакопления сильно менялись. В осевой части Урала возникла протяженная островная суша. Ее размеры с течением времени увеличивались. В условиях жаркого климата на островах формировались залежи бокситов, в пределах континентального склона — турбидиты. В составе вулканитов преобладали андезиты. В восточной части Уральского пояса уменьшились масштабы базальтового вулканизма и глубоководного осадконакопления. Так же как и на западе, ведущую роль играли здесь рифогенные карбонаты. В течение второй половины девона в центральной части Новой Земли происходили подводные излияния базальтов и осаждались терригенные и кремнистые толщи, вероятно, в глубоководной обстановке.

В раннем девоне в Центральноазиатском поясе происходило интенсивное прогибание. Особенно сильно прогибались Обь-Зайсанская, Южно-Монгольская и Монголо-Охотская системы. На их территориях формировались вулканиты основного состава, кремнистые и глинистые глубоководные осадки. В Южной Монголии

в северном направлении они сменялись базальтово-андезитовой ассоциацией островодужного типа. Далее к северу располагался тыловой бассейн, в котором накопилось почти 3 км песков и глин.

В среднем и позднем девоне Центральноазиатский пояс вступил в зрелую стадию развития. Это выразилось в расширении шельфовых зон и областей накопления флиша и в усилении андезитового вулканизма в Обь-Зайсанской, Южно-Монгольской и Монголо-Охотской системах. На шельфе и континентальном склоне накапливались терригенные толщи. Вулканизм представлен островодужными известково-щелочными ассоциациями. С течением времени постепенно исчезают глубоководные области. Только на юге Монголии сохранился глубоководный бассейн с глинисто-кремнистым осадконакоплением. В районах Большого и Малого Хингана продолжался островодужный андезит-риолитовый вулканизм. Здесь на континентальном склоне накапливались карбонатно-терригенные осадки и формировались турбидиты.

В противоположность Палеоазиатскому океану смежная, восточная, часть Палеотетиса в позднем девоне продолжала расширяться, а в его западном сегменте, особенно между Западной Европой и Африкой, напротив, шло сближение микроконтинентов, некогда отделившихся от Гондваны, с их «материнским» суперконтинентом (см. рис. 12.4). Приближался к своему закрытию северный бассейн Палеотетиса в Западной Европе и Аппалачах. Происходило сближение между Западной Гондваной и Лавруссией, но к концу девона их все еще разделяло расстояние в 2500 км.

Деформации сжатия в позднем девоне имели значительно меньшее распространение, чем в среднем. Они проявились в основном в Иннуитской системе, включая север Аляски и, вероятно, зону подводного хребта Ломоносова. Эти деформации являлись следствием продолжающегося столкновения Гиперборei с Лавруссией. Складчато-надвиговые деформации затронули также западную окраину Лавруссии; они получили название антлерского орогенеза; он примерно одновременен элсмирскому орогенезу северной окраины, о котором речь шла выше. Далее к западу простиралась активная окраина, включавшая вулканическую дугу и задуговый бассейн. На восточной, Уральской, окраине Лавруссии в середине эпохи началось надвигание островных дуг на континент с образованием мощной флишевой толщи перед фронтом надвига. Наконец, на южной, также активной окраине Лавруссии импульс сжатия, предваряющий полное закрытие Среднеевропейского окраинного бассейна Палеотетиса, приходится на рубеж девона и карбона; он известен как бретонская фаза орогенеза. Эта фаза открывает уже герцинскую эру тектогенеза, в то время как акадской заканчивается каледонская эра.

Между тем восточная часть Лавруссии развивалась под знаком господства процессов растяжения. Это выразилось в формировании двух крупных рифтовых систем, сходящихся в юго-восточном, прикаспийском, углу континента, — субширотной Припятско-Дне-

провско-Донецкой и субмеридиональной Баренцевско-Каспийской. Процесс рифтогенеза усилился, и на востоке Сибирского континента возникли Вилюйский рифт и рифты Верхояно-Колымской области (см. рис. 12.4). И в Восточной Европе, и в Сибири рифтогенез продолжал сопровождаться базальтовым, повышенной щелочности вулканизмом. Вместе с тем Лавруссия в начале эпохи испытала нарастающую трансгрессию моря, в особенности ее западная, североамериканская, часть. Эта трансгрессия к концу эпохи сменилась регрессией.

Китайско-Корейский и Таримский континенты сохранили свое положение и на большей своей площади испытывали абсолютное поднятие, равно как и Индосинийский микроконтинент.

Гондвана, сохраняя свою монолитность, начала также подвергаться рифтогенезу: образовались рифты Саура-Угарта в Северной Африке, Карнарвон, Фицрой, Амадиес в Австралии. При этом она стала смещаться к северу, хотя значительная ее часть оставалась в полярных широтах Южного полушария. В некотором противоречии с глобальной тенденцией Южная Америка и Африка испытали некоторую регрессию моря; трансгрессия проявилась лишь в пределах ближневосточного выступа суперконтинента.

Активные окраины Гондваны — южноамериканская, антарктическая, австралийская — в основном продолжали развиваться в орогенном режиме. В Австралии орогенная область расширилась к северу и востоку и отделилась от океана краевым вулканоплутоническим поясом.

12.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Климатическая зональность в девонском периоде была более четкой, чем в начале палеозоя. В течение раннего и среднего девона Урал и прилегающие области Восточно-Европейской платформы располагались в экваториальном поясе, где среднегодовые температуры составляли 28—31 °С. В Закавказье в это время средние температуры изменялись в пределах 23—28 °С, что соответствует тропическому поясу. Аналогичные температуры существовали в Западной Австралии, что установлено по изотопам кислорода и углерода в кальцитовых раковинах брахиопод.

Исходя из широкого распространения индикаторов тропического и экваториального климата, можно предполагать, что на всех материках в девоне существовал высокий температурный режим. По степени увлажненности выделяются аридные и гумидные пояса, разделенные зонами переменно-влажного климата (рис. 12.5). В пределах аридной области развиты континентальные гипсоносные и карбонатные красноцветы, эоловые фации, а также высокомагнезиальные карбонаты, доломиты и эвапориты.

В среднем девоне аридный климат господствовал на значительной части Канады. Соленакопление кроме Аппалачского и Виллистонского бассейнов происходило на территории провинций Альберта и Саскачеван, в бассейне р. Маккензи. В позднем дево-

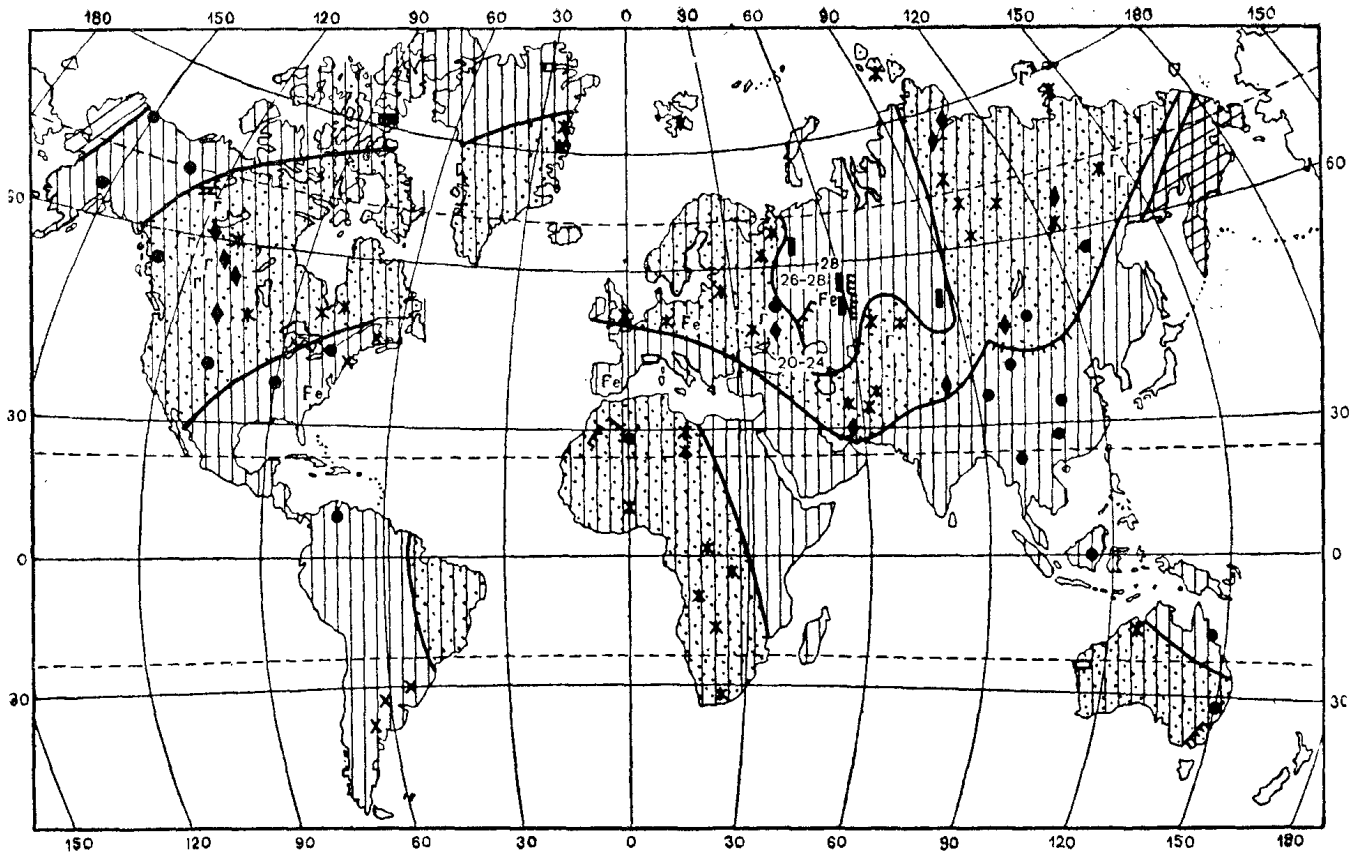


Рис. 12.5. Климатическая зональность материков в девонском периоде (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см на рис. 9.5

не границы аридного пояса оконтуриваются развитием эвапоритовой формации.

Показателями высокой засушливости в среднем и позднем девоне в Восточной Европе, Сибири и на Китайско-Корейской платформе были не только типичные аридные красноцветы, слои каменной соли и гипса, разнообразные сульфатно-карбонатные осадки, пролювиальные и эоловые фации, но и наличие на поверхностях микрослоистых песчаников и доломитов следов усыхания и выделения кристаллов гипса и соли. Толщи каменной соли известны в Припятской, Днепровско-Донецкой и Московской впадинах. В связи с нарастанием трансгрессии аридность ослабевает и засушливость становится сезонной. Именно в результате господства такого климата образовались весьма пестрые по составу толщи, когда сульфатно-эвапоритовые слои многократно сменяются пачками органогенных известняков, а на приморских низменностях аридные красноцветы переслаиваются с толщами каолинитовых глин, сидеритами и шамозитовыми рудами.

На ослабление аридности в Казахстане указывает появление красноцветов аллювиального и озерного происхождения, в которых присутствуют прослои тонких и хорошо отсортированных кварц-аркозовых и кварц-полевошпатовых песков.

Аридные красноцветы, сульфатно-карбонатные и эвапоритовые осадки были широко распространены в Сибири. В Тунгусской впадине и в Хатангском прогибе в лагунно-континентальных условиях формировались красноцветы со слоями доломитов, гипсов, ангидритов каменной и калийных солей. Крупные солеродные лагуны находились на западе и северо-западе Анабарского массива. Широко развиты эвапориты в Вилюйской впадине.

В связи с нарастанием увлажнения в конце девона в Восточной Сибири проявляются слои, обогащенные гидрооксидами железа и оксидами марганца. Среди континентальных пестроцветных терригенных толщ появляются пласты кварцевых песчаников и алевролитов и горизонты, обогащенные конкрециями сидерита и фосфоритов.

На значительных пространствах Южно-Американского, Африканского и Австралийского континентов господствовали аридные тропические условия. Именно в таких условиях были сформированы континентальные гипсоносные и карбонатные красноцветы, сульфатно-карбонатные и эвапоритовые толщи. Лишь в некоторых районах Гондваны, в частности в центральных районах Уругвая, в Аргентине и на юге Австралии, в раннем девоне господствовали гумидные условия. Здесь широким распространением пользовались мономиктовые и олигомиктовые толщи, нередко содержащие остатки влаголюбивых растений. Глины в основном каолинитового состава.

На протяжении девона гумидный климат господствовал на крайнем северо-западе Северо-Американского континента, на Урале, на юге и северо-востоке Азии, на северо-востоке Африки. Во всех перечисленных регионах в морях накапливались рифоген-

ные известняки, располагались рифовые массивы, а мелководные участки все время сохраняли нормальную соленость морских вод. Континентальные осадки представлены сероцветными толщами, обогащенными каолинитом. Много остатков папоротниковых, имеются прослои угля, в частности на Аляске, о. Батхерст в Канадском Арктическом архипелаге. Углистые сланцы и тонкие терригенные породы, обогащенные углистыми частицами, известны на Тимане, в Юго-Восточной Азии.

По режиму увлажнения в Евразии удается выделить и область с переменным увлажнением. Такой климат господствовал в Лавруссии, Казахстане и Сибири.

Экваториальные условия были свойственны Тиману, Уралу, Алтае-Саянской области и Южному Китаю. На Северо-Американской платформе экваториальные условия предположительно существовали на юге США и на севере Мексики, а в Австралии — в ее северо-восточной части.

Регрессия в раннем девоне, когда возникло множество изолированных и полуизолированных бассейнов, способствовала обособлению фаунистических комплексов. В среднем и позднем девоне общение между морями стало более свободным и разница между комплексами организмов стала менее заметной.

На территории Евразии выделяется Урало-Тяньшаньская провинция, соответствующая экваториальному поясу. Она характеризовалась развитием кораллово-строматопоровых рифов, многочисленными скоплениями брахиопод. В тропических условиях развивалась фауна Арденно-Рейнской, Салаиро-Алтайской провинций, а в несколько более умеренных условиях — комплексы Арктической провинции. Последняя, охватывая Таймыр и Верхояно-Чукотский регион, протягивалась на территорию Аляски. Во всех перечисленных провинциях отсутствуют крупные рифовые постройки, меньше кораллов, однообразнее видовой и родовой состав другой фауны. В конце среднего девона обособившаяся Алтае-Саянская провинция имела тесную связь с Монголо-Охотской и Китайской провинциями. На протяжении всего девона существовала Джунгаро-Балхашская провинция и только в позднем девоне обособилась Восточно-Европейская. Кроме перечисленных выделяются Кордильерская, Аппалачская, Австралийско-Новозеландская и Мальвино-Кафская провинции. Последняя охватывала территорию Южной Америки и юг Африки.

Перечисленные провинции характеризуются развитием эндемичных родов и видов, а временами и семейств брахиопод, кораллов и строматопор.

12.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Специфика палеогеографических и палеотектонических условий предопределила формирование и локализацию экзогенных полезных ископаемых. В зонах влажного климата формировались самые древние в истории Земли угольные пласты. Месторождения

этого возраста известны на о. Медвежий в Норвегии, на Тимане и северо-востоке Кузнецкой впадины (месторождение Барзас). На Тимане распространены битуминозные сланцы. Девонский возраст имеют важные нефтегазоносные горизонты Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей, Припятского прогиба, месторождений Канады, США, Амазонской впадины и Сахары.

Осадочные месторождения железных руд известны в Татарии, на Урале, в Аппалачах, Испании, Турции. Месторождения девонских бокситов формировались на восточном склоне Северного и Южного Урала и на Тимане.

В зонах аридного климата накапливались мощные толщи калийных солей. Наиболее крупные месторождения их имеются в провинции Саскачеван в Канаде и в Белоруссии.

С вулканическими проявлениями девонского возраста связаны залежи медноколчеданных руд восточного склона Урала и северного склона Кавказа, преобладающая часть колчедано-полиметаллических месторождений Рудного Алтая; железомарганцевых и свинцово-цинковых месторождений Атасуйского района Центрального Казахстана. К умеренно кислым интрузиям приурочены железные руды гор Благодать и Высокая на Урале, которые ныне полностью выработаны, месторождения Темиртау в Казахстане и Тельбес на юге Сибири.

В девонском периоде образовалась большая часть алмазоносных кимберлитовых трубок Сибирской платформы и Архангельской области (северо-восток Восточно-Европейской платформы).

ГЛАВА 13. КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД

Каменноугольная, или карбоновая, система выделена в 1822 г. английскими геологами У. Конибиром и У. Филлипсом в Западной Европе. Современный ее объем установлен в 1839 г. А. Седжвиком и Р. Мурчисоном. Свое название система получила по наличию в ее составе большого количества пластов каменного угля. Каменноугольный период начался 360 млн лет назад и завершился 286 (по схеме французских геологов — 295) млн лет назад, т. е. его продолжительность порядка 70 млн лет.

13.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

Подразделение каменноугольной системы на отделы и ярусы в различных странах проведено по-разному ввиду больших отличий в геологической истории и в составе отложений. В Англии, Бельгии, Франции и Германии карбон делится на два отдела. Это обусловлено тем, что нижняя часть системы представлена морскими отложениями, а верхняя — континентальными. Двучленное деление каменноугольная система имеет также на территории США. Здесь выделены миссисипский и пенсильванский отделы. Оба они рассматриваются в Северной Америке как особые систе-

мы, но это предложение было отклонено Международным конгрессом по геологии карбона в 1958 г. и не было принято XXI сессией МГК в 1960 г.

Во многих регионах России и сопредельных государств каменноугольная система целиком представлена морскими отложениями с богатым комплексом ископаемых остатков. Детальное изучение фаунистических комплексов и их распределения по разрезу позволило выделить в ее составе ряд ярусов, которые получили международное признание (табл. 13.1).

Таблица 13.1

Общие стратиграфические подразделения каменноугольной системы

Россия		Западная Европа		Северная Америка
Отдел	Ярус	Отдел	Ярус	Система
Верхний	гжельский C_3g	верхний (силезский)	стефанский	пенсильванская
	касимовский C_3k			
Средний	московский C_2m		вестфальский	
	башкирский C_2b			
Нижний	серпуховский C_1s		намюрский	миссисипская
	визейский C_1v	нижний (динантский)	визейский	
	турнейский C_1t		турнейский	

Согласно предложению французских стратиграфов, граница между нижним — динантским и верхним — силезским отделами проводится между визейским и серпуховским (намюрским) ярусами, а в России между серпуховским и башкирским. Эти различия связаны с тем, что западноевропейская шкала отражает распространение в нижнем карбоне, в динанте, карбонатных фаций, которые протягиваются от Британии через Францию и Бельгию в Германию, и развитие в верхнем карбоне, в силезском отделе, в частности в Силезии, обломочных образований с возрастающей степенью угленосности. Широкое распространение морских отложений и обилие фауны в России обусловили построение детальной биостратиграфической шкалы карбона с выделением не двух, а трех отделов. На состояние американской схемы деления карбона повлияло резкое отличие между морским, в основном карбонатным, миссисипием и паралическим угленосным пенсильванием. Эта граница совпадает с границей нижнего и среднего карбона в России.

Турнейский ярус получил название от г. Турне в Бельгии. Он был выделен К. Коником в 1842 г. Ярус слагается известняками, содержащими большое число гониатитов, присутствует масса фораминифер.

Визейский ярус назван по г. Визе в Бельгии. Выделен К. Дюроком в 1882 г. Визе является верхним ярусом динантского отдела Западной Европы или средним ярусом нижнего карбона России. В стратотипическом разрезе выражен известняками, в которых обильно представлены гониатиты, фораминиферы и конодонты.

Стратотипической местностью серпуховского яруса является центральная часть Восточно-Европейской платформы. Свое название ярус получил в 1890 г. от г. Серпухова по предложению С. Н. Никитина как эквивалент нижнего намюра (см. ниже). Длительное время геологи пользовались западноевропейской шкалой и лишь в 1974 г. самостоятельный серпуховский ярус был восстановлен в стратиграфической шкале. В стратотипическом районе он включает тарусский, сташевский и протвинский горизонты, представленные карбонатно-терригенными породами с остатками фораминифер, брахиопод, конодонтов, по которым проводится зональное деление.

Башкирский ярус был установлен С. В. Семихатовой в 1934 г. в Горной Башкирии, где в нем имеются обильные остатки аммоноидей. В состав башкирского яруса входят краснополянский, северокельтменский, прикамский, черемшанский и мелекесский горизонты. В известняках, мергелях и известковистых песчаниках наряду с аммоноидеями встречаются брахиоподы, кораллы и фораминиферы.

Московский ярус был установлен в 1890 г. С. Н. Никитиным в Подмосковье. Справедливости ради надо отметить, что впервые это название было предложено еще Р. Мурчисоном для известняков с остатком брахиопод карбона, широко распространенных в Подмосковье.

На основании обильной и разнообразной фауны проведено детальное расчленение московского яруса. В качестве синонима этого яруса в Западной Европе в 1893 г. предложен вестфальский ярус, содержащий обильные остатки флоры. Долгое время название «московский ярус» относилось ко всему среднему отделу карбона. Ярус слагается известняками и на основании фаунистических комплексов разделяется на 4 горизонта: верейский, каширский, подольский и мячковский. Наряду с брахиоподами встречается большое количество аммоноидей, фораминифер и конодонтов.

Касимовский ярус является синонимом тегулиферового горизонта. В качестве самостоятельного горизонта он был установлен В. М. Даньшиным в 1947 г. В том же году Г. И. Теодорович предложил перевести его в ранг яруса, что и было сделано решением Межведомственного стратиграфического комитета в 1985 г. В стратотипической местности в Подмосковье касимовский ярус раз-

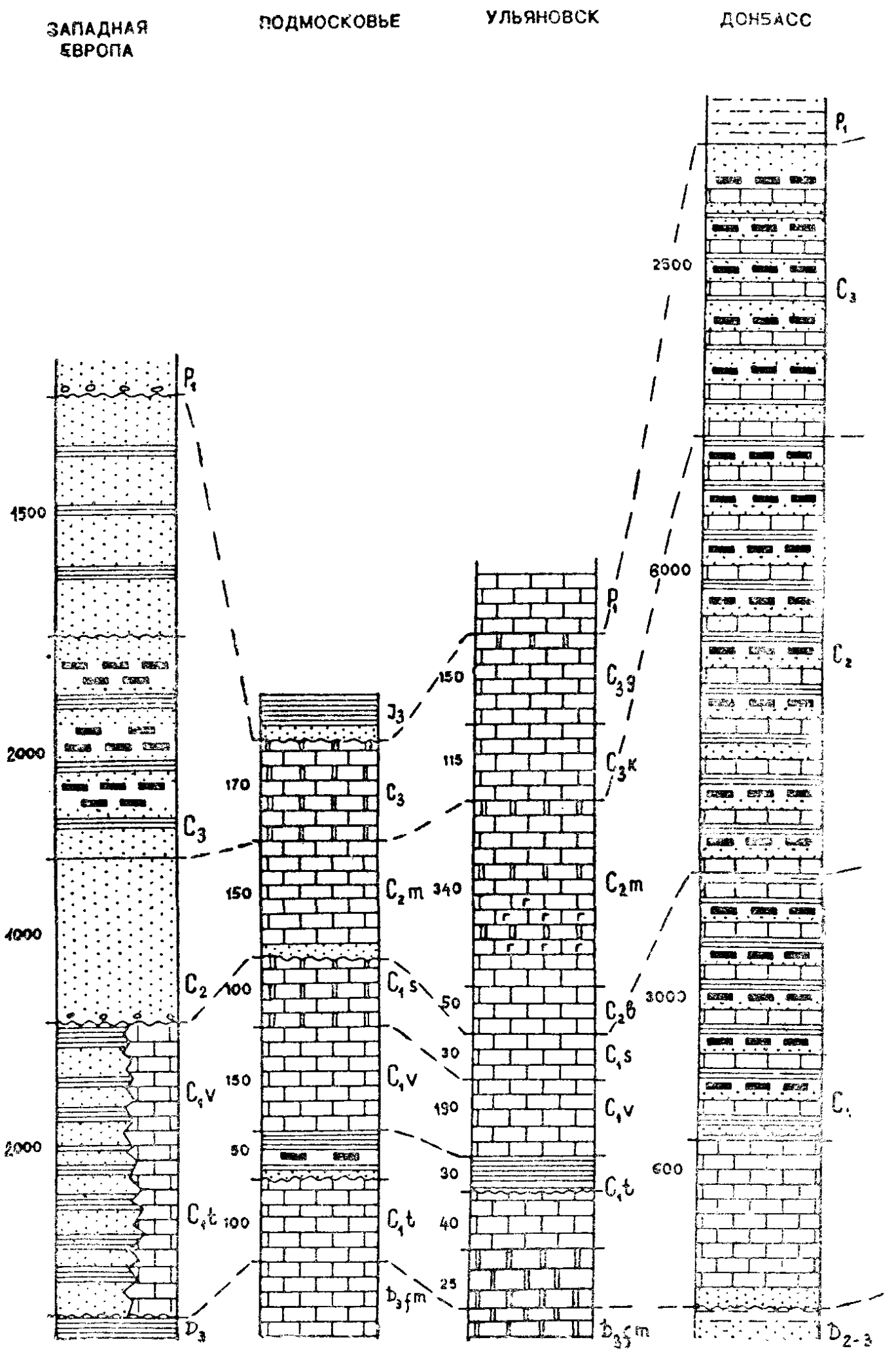


Рис. 13.1. Сводные стратиграфические разрезы каменноугольных отложений. Условные обозначения см. на рис. 8.1

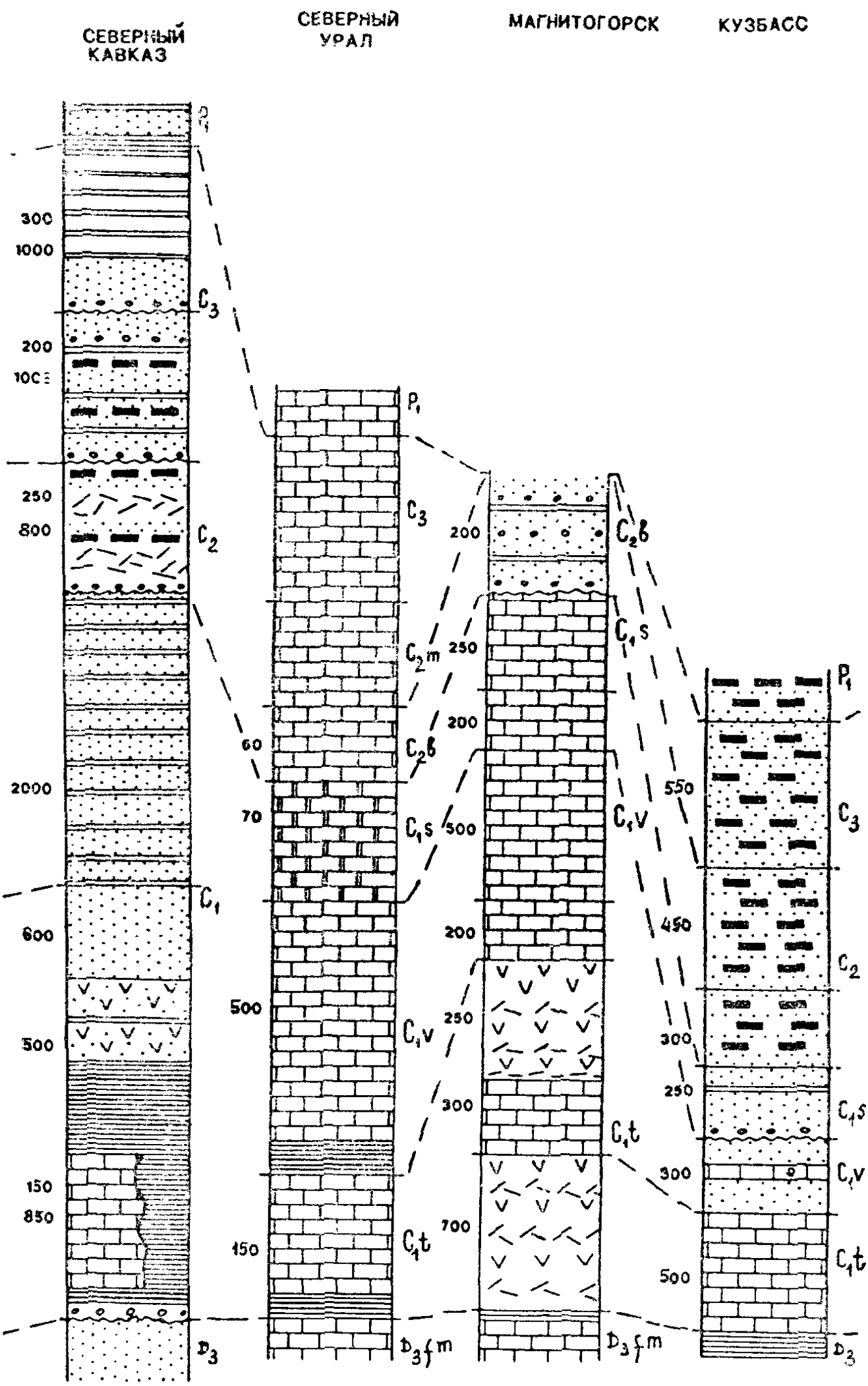

СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ
СЕВЕРНЫЙ УРАЛ
МАГНИТОГОРСК
КУЗБАСС
P1
300
1000
C3
200
100
250
800
C2
2000
C1
600
500
150
850
D3
P1
C3
C2m
60
C2b
70
C1s
500
C1v
150
C1t
D3fm
200
C2b
C1s
250
200
C1v
500
200
250
300
C1t
700
D3fm
P1
550
C3
450
C2
300
250
C1s
300
C1v
500
C1t
D3

Рис. 13.1

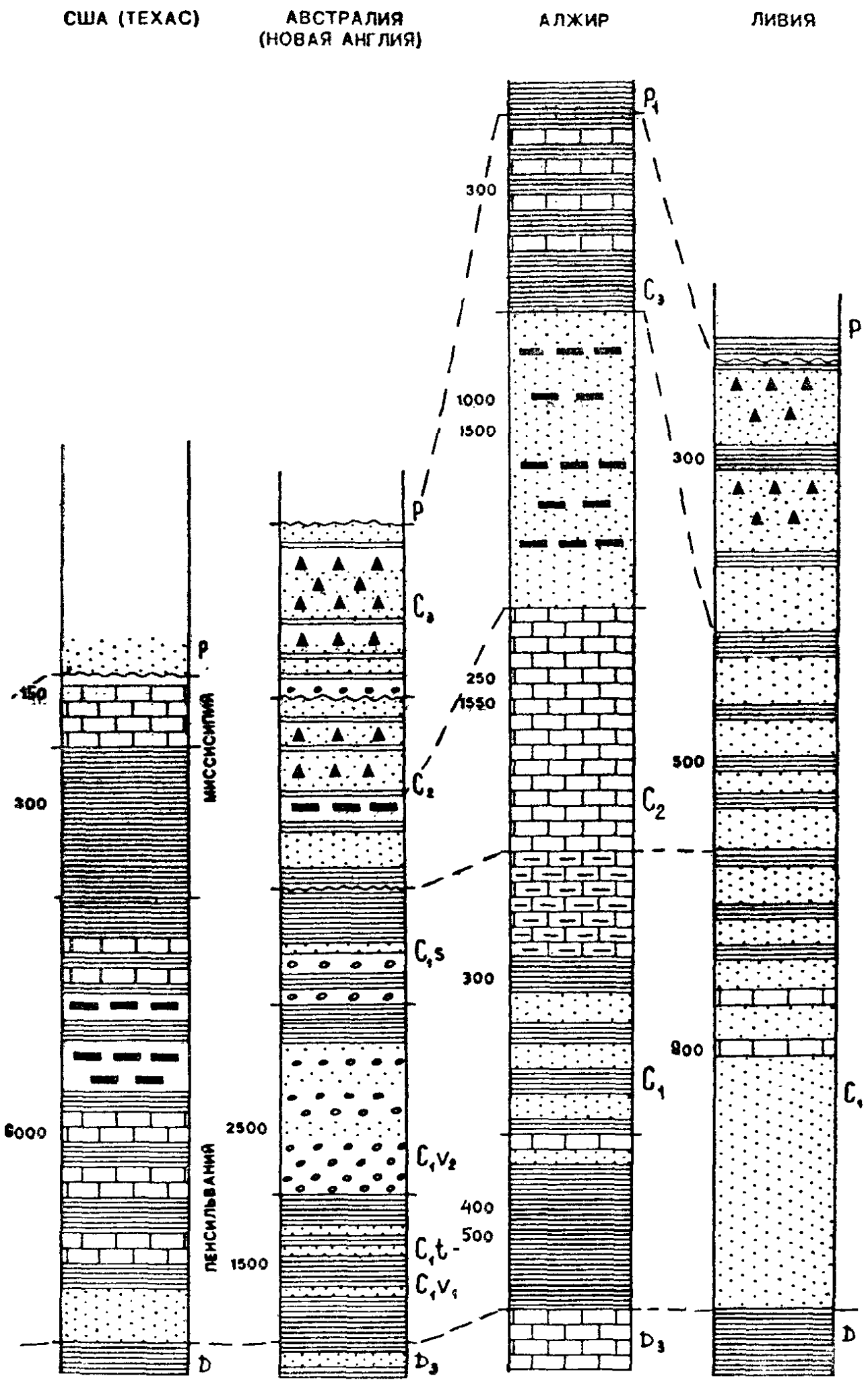

США (ТЕХАС)
АВСТРАЛИЯ (НОВАЯ АНГЛИЯ)
АЛЖИР
ЛИВИЯ
P
150
300
6000
МИССИСИПИЙ
ПЕНСИЛЬВАНИЙ
D
P
C_3
C_2
C_1s
2500
C_1V_2
1500
C_1t - C_1V_1
D_3
P_1
300
C_3
1000
1500
250
1550
C_2
300
C_1
400
500
D_3
P
300
500
800
C_1
D

Рис. 13.1

деляется на кревякинский, хамовнический, дорогомиловский и яузский горизонты. Все они слагаются известняками, мергелями и известковистыми песчаниками, содержащими обильные комплексы фораминифер.

В конце XIX в. С. Н. Никитин в качестве самостоятельного выделил и гжельский ярус (от г. Гжель в Подмосковье). В известняках присутствуют аммоноидеи, фузулиниды и брахиоподы.

В западноевропейской шкале в составе верхнего карбона выделяют намюрский, вестфальский и стефанский ярусы. Намюрский ярус отвечает серпуховскому и трем нижним горизонтам башкирского яруса. Вестфальский соответствует верхней половине башкирского и московскому ярусам, а стефанский ярус — касимовскому и гжельскому. Для морских отложений среднего и верхнего карбона повсеместно в мире применяется деление, разработанное в России.

Некоторые разрезы каменноугольных отложений представлены на рис. 13.1.

13.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

В составе органического мира каменноугольного периода сильно снижается роль древнепалеозойских форм. Еще задолго до наступления периода вымирают древнейшие представители наземной флоры — риниофиты. В начале карбона вымирают последние граптолиты, полностью теряют свое значение трилобиты и гигантские раки, снижается численность наутилоидей. На смену некогда господствующим группам пришли иные отряды и классы растительного и животного царства. Наиболее примечательной чертой каменноугольного периода является пышное развитие древесной наземной растительности, покрывавшей все континенты. Важная особенность — появление в середине периода новой группы наземных позвоночных — пресмыкающихся.

Органический мир морей в этот период очень своеобразен, хотя в его составе продолжали существовать все те типы животных, что и в более ранние периоды. Широким развитием стали пользоваться фораминиферы, в частности фузулиниды, замковые брахиоподы, гониатиты, четырехлучевые кораллы, мшанки, морские лилии и древние морские ежи. Несмотря на кажущееся сходство с девонскими организмами, во всех перечисленных группах произошло значительное обновление состава семейств, родов и видов. Различные органические остатки изображены на рис. 13.2 и 13.3.

Одной из наиболее важных и характерных групп беспозвоночных животных являлись крупные фораминиферы со сложно построенной спиральнозавитой раковиной, относящиеся к семейству фузулинид (Fusulina, Triticites). Фузулиниды в каменноугольных отложениях встречаются в массовом количестве, являются породообразующими и имеют большое стратиграфическое значение.

Широко распространены замковые брахиоподы, хотя по сравнению с девонским периодом количество родов несколько сокра-

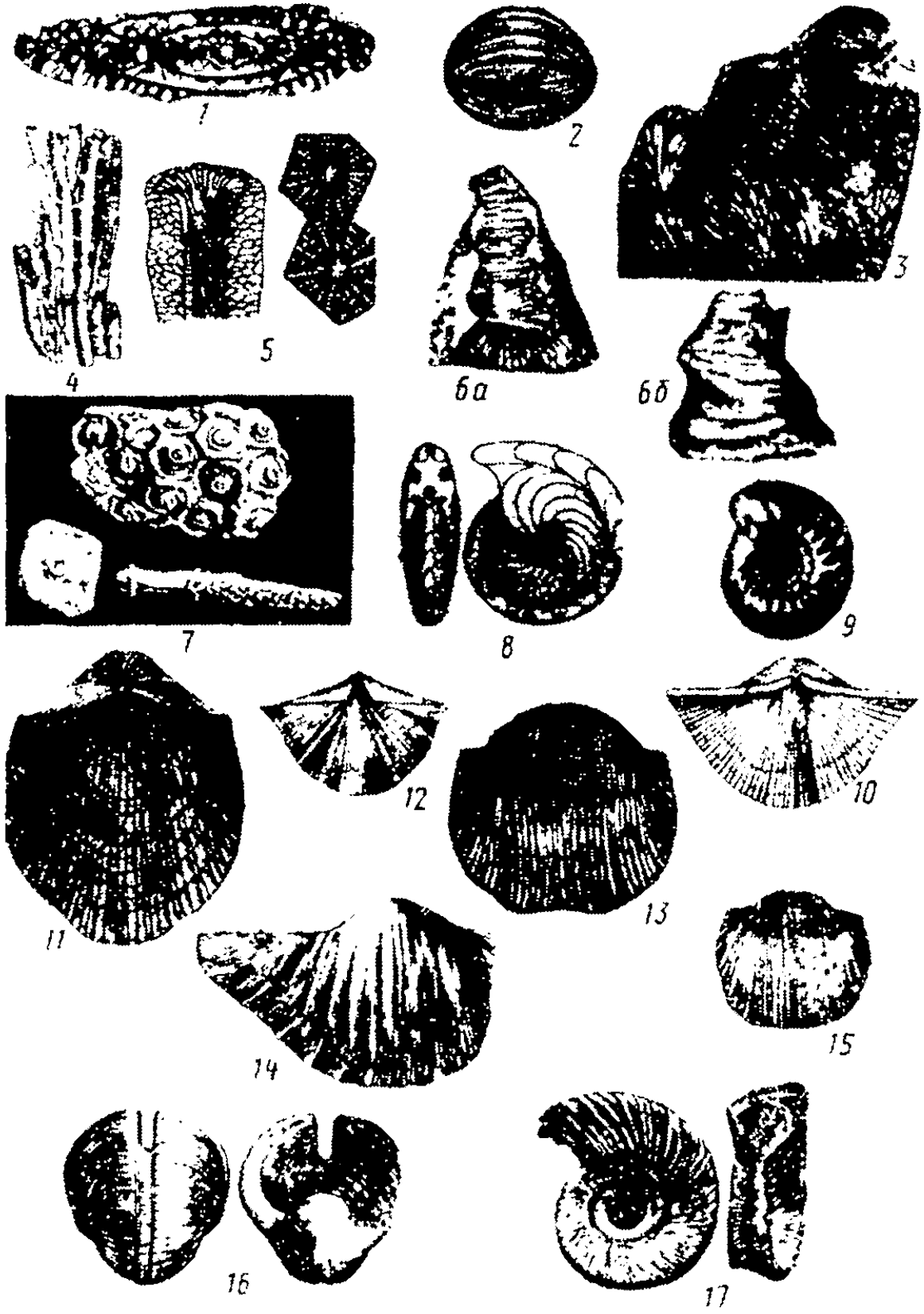


Рис. 13.2. Характерные представители каменноугольных организмов. Простейшие: *1* — Fusulina (C_2—C_3), *2* — Schwagerina (C_3). Кораллы: *3* — Chaetetes (C_1—C_2), *4* — Syringopora, *5* — Lonsdaleia, 6а и 6б — Caninia. Древние морские ежи: *7* — Archaeocidaris (C_1—C_2). Гониатиты: *8* — Aganites, *9* — Gastrioceras. Брахиоподы: *10* — Unispirifer (C_1), *11* — Choristites, *12* — Neospirifer (C_1—P), *13* — Productus, *14* — Gigantoproductus (C_1), *15* — Dictyoclosus (C_1—P). Гастроподы: *16* — Bellerophon, *17* — Euomphalus

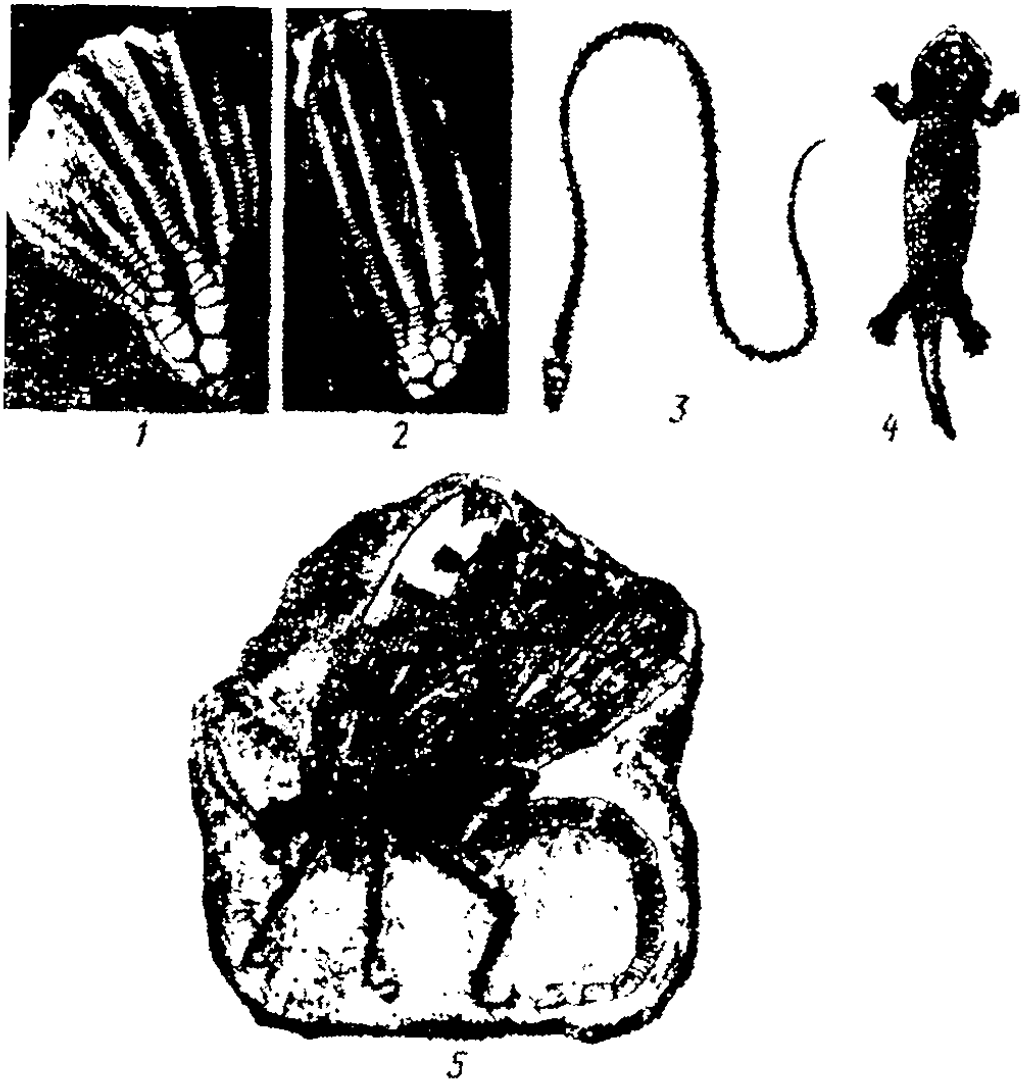


Рис. 13.3. Некоторые организмы каменноугольного периода.
Морские лилии: *1* — Poteriocrinus multiplex, *2* — Cromocrinus; паицирноголовые земноводные: *3* — Dolichosoma, *4* — Scineosaurus, *5* — Protophasma dumasii — гигантское насекомое карбона

тилось. Резко изменился их родовой и видовой состав. Преобладали спириферидьі Unispirifer, Spirifer, Choristites, Neospirifer и особенно продуктиды — Avonia, Buxtonia, Ovatia, Dictyoclostus, в основном их крупные представители. Причем некоторые из них, в частности Gigantoproductus, достигали размеров до 40 см.

Продолжали развиваться агониатиты и гониатиты. В начале периода они были немногочисленны, но с середины карбона их количество и разнообразие заметно увеличились. Гониатиты продолжали эволюционировать, что отразилось в усложнении лопастной линии и скульптуры раковины. Гониатиты, так же как и фузулиниды, являются важнейшими группами, используемыми для дробного стратиграфического расчленения каменноугольных отложений. Карбон был также временем расцвета четырехлучевых кораллов. Распространены как одиночные (Caninia, Amplexus), так и колониальные (Lonsdaleia, Lithostrotion, Petalaxis) формы. Последние вместе с хететидами, табулятами и мшанками участвовали в рифовых постройках.

Существенное значение в каменноугольной фауне имели игло-

кожие. В начале карбона вымирают последние представители древней группы стебельчатых иглокожих (карпоидеи, цистоидеи, текоидеи), зато большое развитие получили морские ежи, морские лилии и бластоидеи. В морях были достаточно широко представлены губки, остракоды, конодонты, гастроподы и двустворчатые моллюски. Причем последние населяли и пресноводные бассейны. Довольно много гастропод с плоскозавитыми раковинами — Bellerophontidae, Euomphalidae.

Из членистоногих большое распространение получили насекомые. Это скорее всего было связано с пышным расцветом наземной растительности. Насекомые представлены подклассом древнекрылых Palaeoptera, которому из современных насекомых принадлежат стрекозы и поденки. В каменноугольном периоде насекомые были единственными представителями летающего животного мира. Не встречая врагов и конкурентов, они могли свободно развиваться и нередко достигали гигантских размеров. Например, Protophasma dumasii имела размах крыльев в 70 см.

К началу каменноугольного периода резко сокращаются в количестве панцирные рыбы и преобладающее значение получают лишенные внешних костных покровов акулоподобные хрящевые рыбы. Кроме них в карбоне известны земноводные — стегоцефалы. Одни из них напоминали ящериц, другие — змей и крокодилов. Все они обитали в сырых лесах, болотах и замкнутых водоемах.

В середине периода появились первые рептилии — пресмыкающиеся. К ним принадлежали котилозавры, у которых тело было покрыто ороговевшей кожей. В отличие от земноводных этим животным для размножения уже не требовалась водная среда. Они откладывали яйца, защищенные известковой раковиной, в укромных местах суши. Среди пресмыкающихся были хищные, растительноядные и насекомоядные представители.

Каменноугольный период знаменует собой начало совершенно нового этапа в развитии растительности. Группы растений, появившиеся в девоне, в карбоне получили свое дальнейшее развитие. Основной фон растительного покрова составляли древовидные, плауновидные, членистостебельные, папоротники, птеридоспермы и кордаитовые (рис. 13.4).

Плауновидные — наиболее распространенные растения карбона, типичными представителями их были своеобразные растения — лепидодендроны. Некоторые из них достигали высоты 30—40 м. Они имели толстые стволы и сильно разветвленную крону. Высокие прямые, лишенные ветвей стволы достигали в поперечнике 1—2 м, лишь в своей верхней части дихотомически разветвлялись, образуя густые кроны. Стволы лепидодендронов были густо усеяны мелкими листьями, которые отпадали, оставляя после себя своеобразную чешуйчатость.

Другой не менее важной группой каменноугольных споровых растений были папоротники. Большую роль среди них играли крупные древовидные формы со сложными сильно расчлененными перистыми листьями.

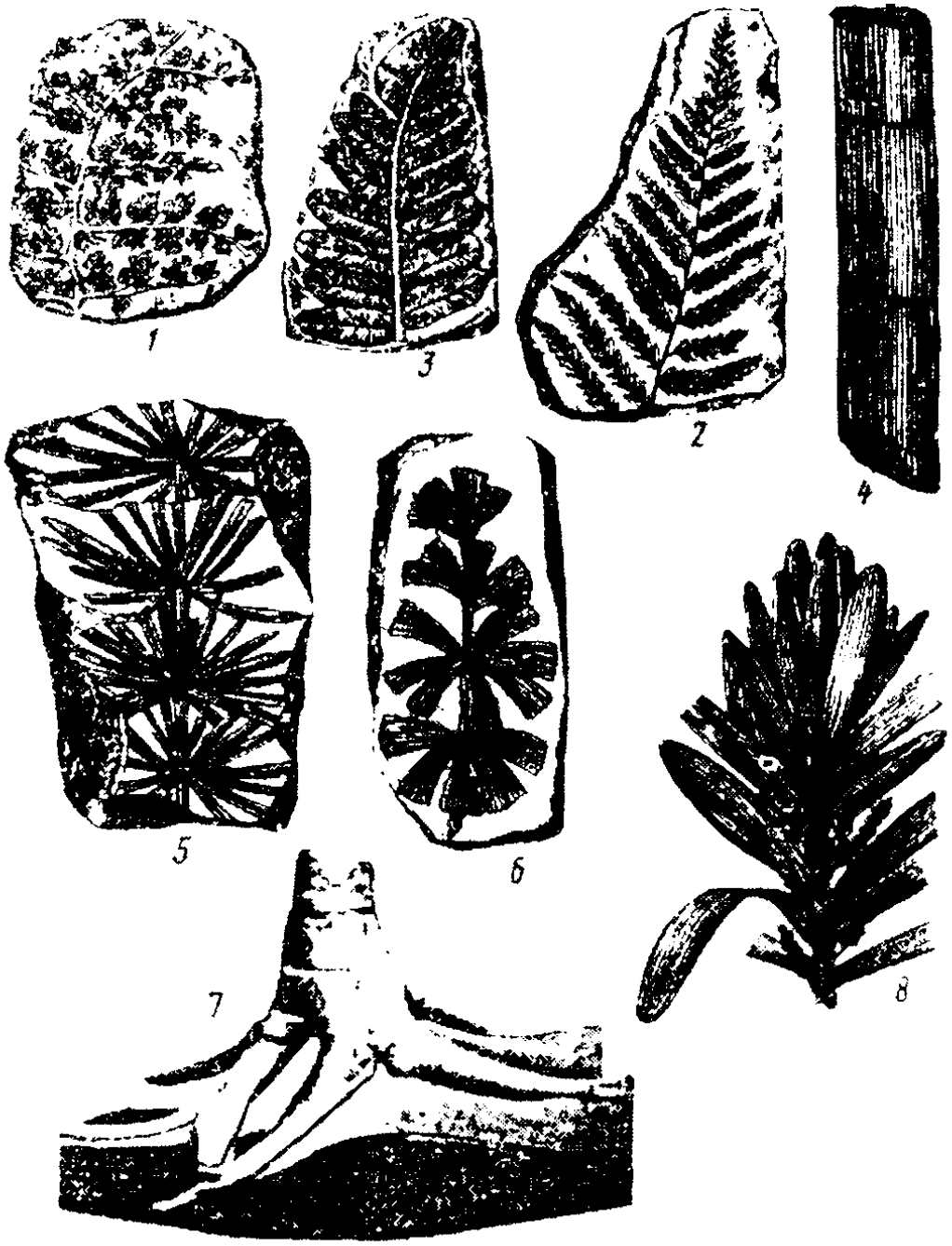


Рис. 13.4. Ископаемые растения каменноугольного периода. Папоротники: *1* — Sphenopteris, *2* — Neuropteris, *3* — Pecopteris. Каламиты и клинолисты: *4* — Asterocalamites, *5* — Annularia, *6* — Sphenophyllum; *7* — ствол сигилярии; *8* — Cordaites

Широко распространенной группой наземных споровых растений являлись каламиты и клинолисты — древовидные растения, родственные современным хвощам. Большое значение приобрели примитивные голосеменные папоротникообразные — птеридоспермиды — Neuropteris, Pecopteris. Они размножались семенами, а способность пережидать засушливые времена года давала им преимущество в заселении удаленных от морских побережий участков суши. Особую группу голосеменных папоротникообразных составляли кордаиты, появившиеся в конце раннего карбона. Они обладали крупными линейно вытянутыми или ланцетовидными листьями с почти параллельным жилкованием. В это же время появились первые хвойные, а в самом конце карбона — гинкговые.

13.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В течение раннего карбона усиливается продвижение Гондваны к северу и ее сближение с Лавруссией (рис. 13.5 и 13.6). В районе Иберийского полуострова и западного Магриба они почти приходят в соприкосновение, а западнее ширина океанского бассейна, отделяющего Западную Гондвану от Северной Америки, сокращается до 600—800 км. Происходит все это несмотря на то, что Лавруссия также смещается к северу, поворачиваясь при этом по часовой стрелке, и сближается с Гипербореей и Сибирью. Первое приводит уже в начале эпохи к полному закрытию Иннуитской геосинклинали на всем ее протяжении, включая Аляску и Чукотку с о. Врангеля, и завершению элсмирского орогенеза. Второе имеет своим следствием резкое, на 2000 км сокращение ширины Палеоазиатского океана и в особенности его Уральского краевого бассейна, на юге которого к концу эпохи произошло также сильное сближение Казахстании с краем Восточно-Европейского континента. При этом на западной окраине Казахстании возник краевой вулканоплутонический пояс. Другой такой же пояс образовался



Рис. 13.5. Положение материков и океанов в раннем карбоне (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.4

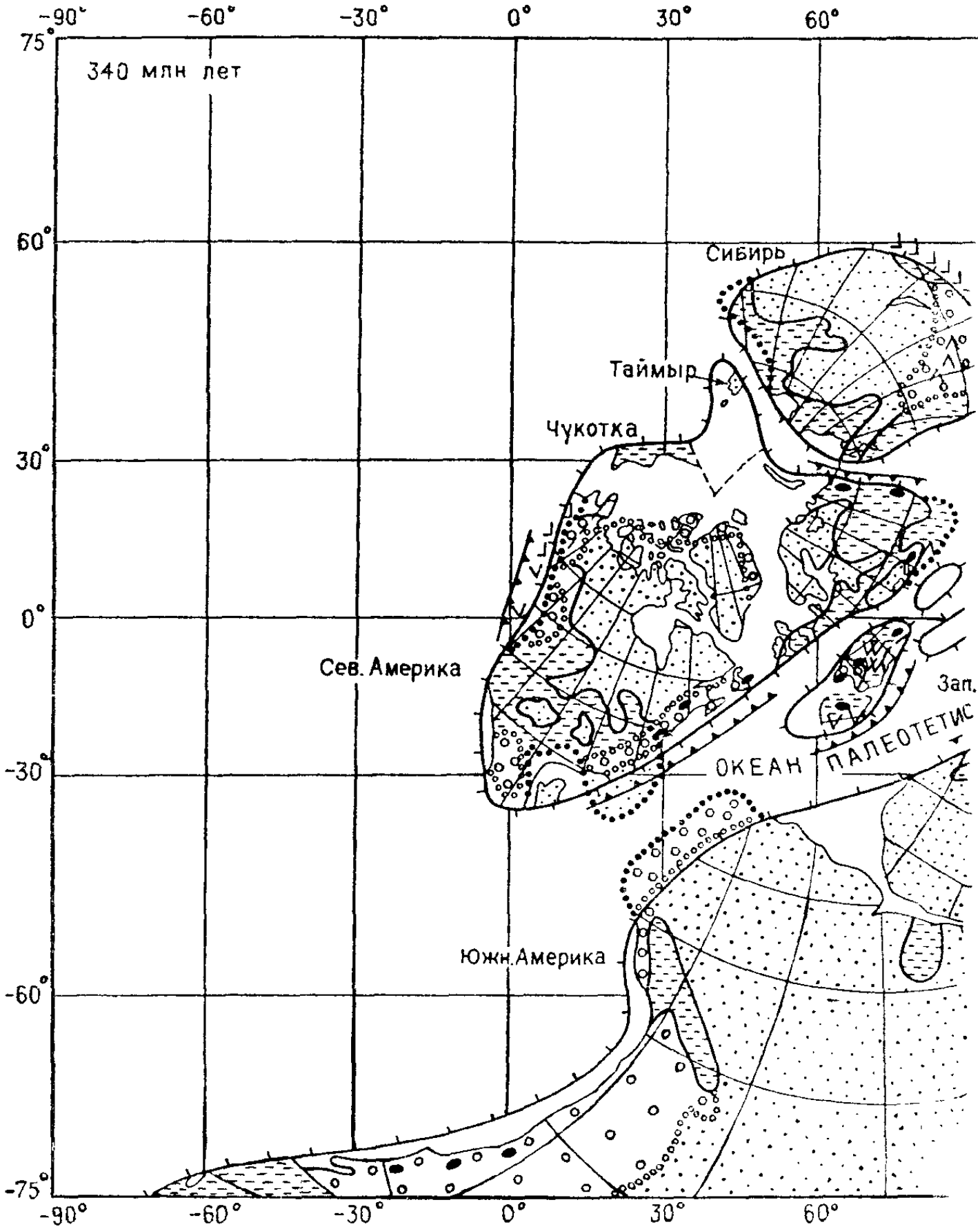
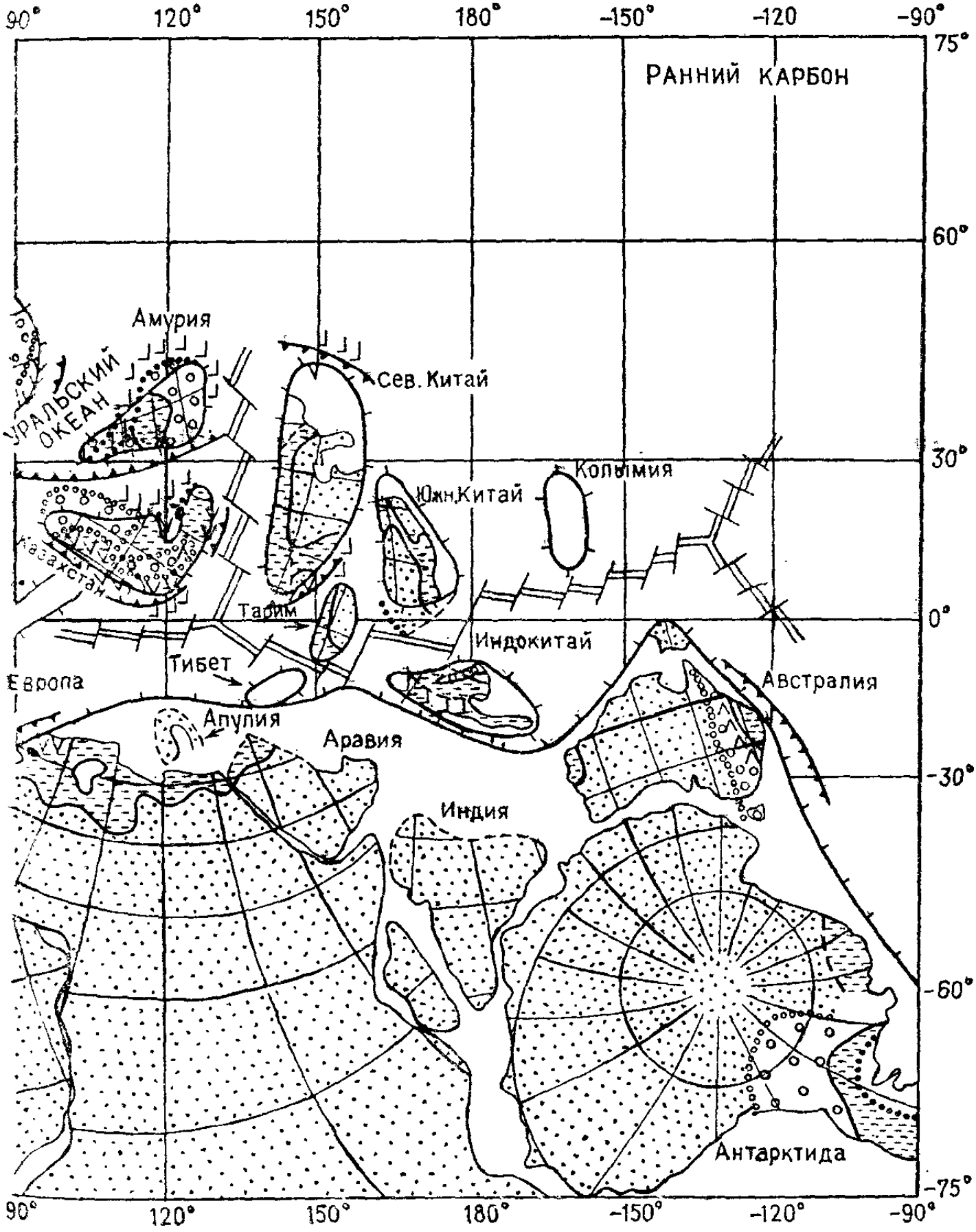


Рис. 13.6. Палеотектоническая реконструкция для раннего карбона (проекция скому). Условные обозначения



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславин-

см. на рис. 9.4

вдоль восточной и северо-восточной периферии Казахско-Киргизского континента, со стороны Туркестанского и Джунгарского бассейнов. Подобные пояса возникли и на противоположной стороне Центральноазиатского бассейна, в юго-восточном обрамлении Сибирского континента и Центральномонгольского микроконтинента.

Таримский и Китайско-Корейский континенты, находившиеся далее к востоку, также стали сближаться с Сибирью и Центральной Монголией. Все это предваряло грядущее закрытие Палеоазиатского океана.

Между тем в Западной Европе в раннем карбоне произошло заполнение осадками и началось смятие в складки и надвиги Саксотюрингского, а затем и Реногерцинского и Южно-Португальского прогибов европейских герцинид с заложением в конце эпохи передового прогиба перед их надвиговым фронтом. Аналогичный процесс развивается в Северной Америке перед Южными Аппалачами и их юго-западным продолжением (Уачита, Маратон). Одновременно в теле Лавруссии, главным образом в пределах каледонского пояса, спаявшего ранее Северную Америку и Восточную Европу, а также Гиперборею, развиваются сдвигово-раздвиговые смещения и порожденные ими впадины, заполняемые обломочными осадками и основными вулканитами повышенной щелочности; местами в них проникают морские воды.

Более древние и более устойчивые части континента, отвечающие Северо-Американской и Восточно-Европейской платформам, испытывают после регрессии в начале эпохи трансгрессию с накоплением преимущественно карбонатных отложений. В конце эпохи наступает новая регрессия. В реликтовых морях формировались эвапориты и терригенно-эвапоритовые осадки, а позднее уже в континентальных условиях красноцветы. В ряде мест происходило накопление угленосных толщ. На западной активной окраине Лавруссии, в Кордильерском поясе, заканчивался антлерский орогенез, а западнее продолжали существовать окраинные моря и вулканические дуги.

В пределах орогенного пояса протекали процессы складкообразования и метаморфизма. Между горными массивами располагались узкие прогибы, в которых в морской обстановке формировались карбонатно-терригенные и флишевые толщи. На севере Кордильерский орогенный пояс смыкался с Иннуитским. В южной части Кордильер началось заполнение флишевыми толщами глубоководной области, отделявшей вулканическую дугу Кламат от материка. В средней части сегмента сохранилась глубоководная обстановка с маломощным осадконакоплением, а на севере, также в условиях больших глубин, начали формироваться спилито-кремнистые и сланцевые комплексы. Они распространены на юге и юго-востоке Аляски и располагаются на коре океанского типа. Их мощность составляет около 4 км. Продолжался островодужный вулканизм в районе архипелага Александра. В этом районе из-

вергались андезиты и базальты и формировались рифогенные известняки и граувакки.

В отличие от Западной Лавруссии на территории Восточно-Европейской платформы в раннем карбоне площадь морского осадконакопления по сравнению с девоном увеличилась. Глубина моря возросла, а соленость стала нормальной. Преобладает карбонатное осадконакопление. Повышенная соленость морских вод сохранилась только в Прикаспийском и Печорском бассейнах, где наряду с карбонатами осаждались эвапориты. В прибрежных частях бассейнов накапливались глинисто-песчаные осадки, которые сменялись континентальными песками и угленосными толщами. Последние формировались на озерно-дельтовых низменностях.

Сибирский континент охватила регрессия, а его северо-восточная, Верхояно-Колымская, пассивная окраина с середины эпохи была вовлечена в интенсивное погружение с накоплением мощного верхоянского комплекса терригенных осадков, которое продолжалось затем до юрского периода включительно.

Почти полная регрессия произошла в Тунгусском бассейне, и только в самом конце раннего карбона в его северо-западную часть проникло море. В условиях нормальной солености в нем осаждались карбонаты. В центральных районах платформы располагались крупные пресноводные бассейны, в которых отлагались пески, алевриты и глины. Произошло расширение Вилюйского бассейна. Здесь в лагунно-континентальных условиях формировался карбонатно-терригенный комплекс, обогащенный гипсами и ангидритами. Остальная часть платформы представляла собой равнину. На территории Чукотки, которая относилась к Гиперборейской платформе, накапливались карбонаты и карбонатно-терригенные осадки.

Восточнее располагались отколовшиеся от Сибири микроконтиненты; на них происходили излияния базальтов и отчасти кислых лав. Еще восточнее намечается существование вулканической дуги, а за ней — океанского пространства. Океанские условия господствовали на площади Камчатки, Сахалина, Сихотэ-Алиня, Японских островов и южнее вдоль окраин Южно-Китайского и Индосинийского континентов. Китайско-Корейский и Таримский континенты оставались поднятыми выше уровня океана, а Южно-Китайский континент, Синобирманский и Индосинийский микроконтиненты испытывали слабое погружение. Морские бассейны располагались на Южно-Китайской платформе. Их конфигурация и глубина с течением времени сильно менялись. Многократно возникали и исчезали острова. Сильно менялись также мощность и фациальный состав осадков. Наряду с карбонатами и карбонатно-терригенными морскими осадками достаточно широко были распространены угленосные.

Палеотетис, почти замкнувшийся в Западном Средиземноморье, резко расширялся к востоку, сливаясь здесь с Палеопацификой — древним Тихим океаном (см. рис. 13.5 и 13.6). Его южная, гондванская, окраина оставалась пассивной, а северная — активной. Здесь существовала сложная, меняющаяся по простиранию обста-

новка с островными дугами, микроконтинентами и отгороженными ими окраинными морями. Таджикский микроконтинент на севере и на юге испытал рифтинг с новообразованием коры океанского типа (офиолиты Южного Гиссара и Северного Памира).

Гондванский суперконтинент почти целиком представлял собой область поднятий; лишь в Северной Африке, северо-восточной Бразилии и местами в Австралии продолжалось континентальное или мелководно-морское осадконакопление. Авлакоген Амадиес в Австралии закончил свое развитие деформациями сжатия.

Западная, андская и восточная, тасманская, окраины Гондваны продолжали развиваться в активном режиме. Он был преимущественно орогенным в Андском поясе, а в Тасманском к востоку от Лахланского орогена и краевого вулканоплутонического пояса располагались окраинное море и вулканическая дуга. Ороген существовал, видимо, и на антарктической окраине Гондваны.

В среднем-позднем карбоне тенденция к сближению континентальных масс усиливается, приводя в конце карбона к столкновению Западной Гондваны с североамериканской и североевропейской частями Лавруссии и Казахстании с ее северным погребенным под Западной Сибирью продолжением — с Восточной Европой (рис. 13.7 и 13.8). Теперь их разделяют лишь узкие передовые прогибы, заполняемые флишем или молассами. Они сопровождают новые мощные орогенные пояса — Уачита, Аппалачский, европейских герцинид, Урало-Южнотяньшаньско-Джунгарский. Их становлению сопутствует внедрение крупных плутонов гранитоидов. Главные импульсы сжатия, их создавшие, приходятся на конец раннего — начало среднего карбона (судетская эпоха, которой предшествовала внутривизейская — саурская, по принятой у нас терминологии), на средний карбон и его границу с поздним (астурийская эпоха). В тыльной части орогенов образуются межгорные молассовые впадины.

В Палеоазиатском океане пока еще сохраняется глубоководный центральный бассейн — Обско-Зайсано-Южномонгольский с восточным продолжением в Китае и Приморье. Другой остаточный бассейн того же океана — Монголо-Охотский — отделен от первого полосой микроконтинентов (Керулен-Аргунский, Буреинский). Оба они открываются на востоке в Палеопацифику. Герцинский ороген Алтая и Центральной Монголии протягивается в северном обрамлении этих бассейнов и в южном — Сибирского континента. Казахско-Киргизский и Сибиро-Монгольский континенты окаймляются вулканоплутоническими поясами — свидетелями продолжающейся субдукции под них коры прилегающих океанских бассейнов.

С течением времени размеры Палеоазиатского океана сокращаются. Особенно интенсивные поднятия происходили в его уральской части, где стали расширяться размеры островов. Состав отложений в прогибах стал более пестрым. Постепенно возрастает роль континентальных фаций, и дальнейшее развитие получает островодужный вулканизм. Глубоководные прогибы с маломощ-

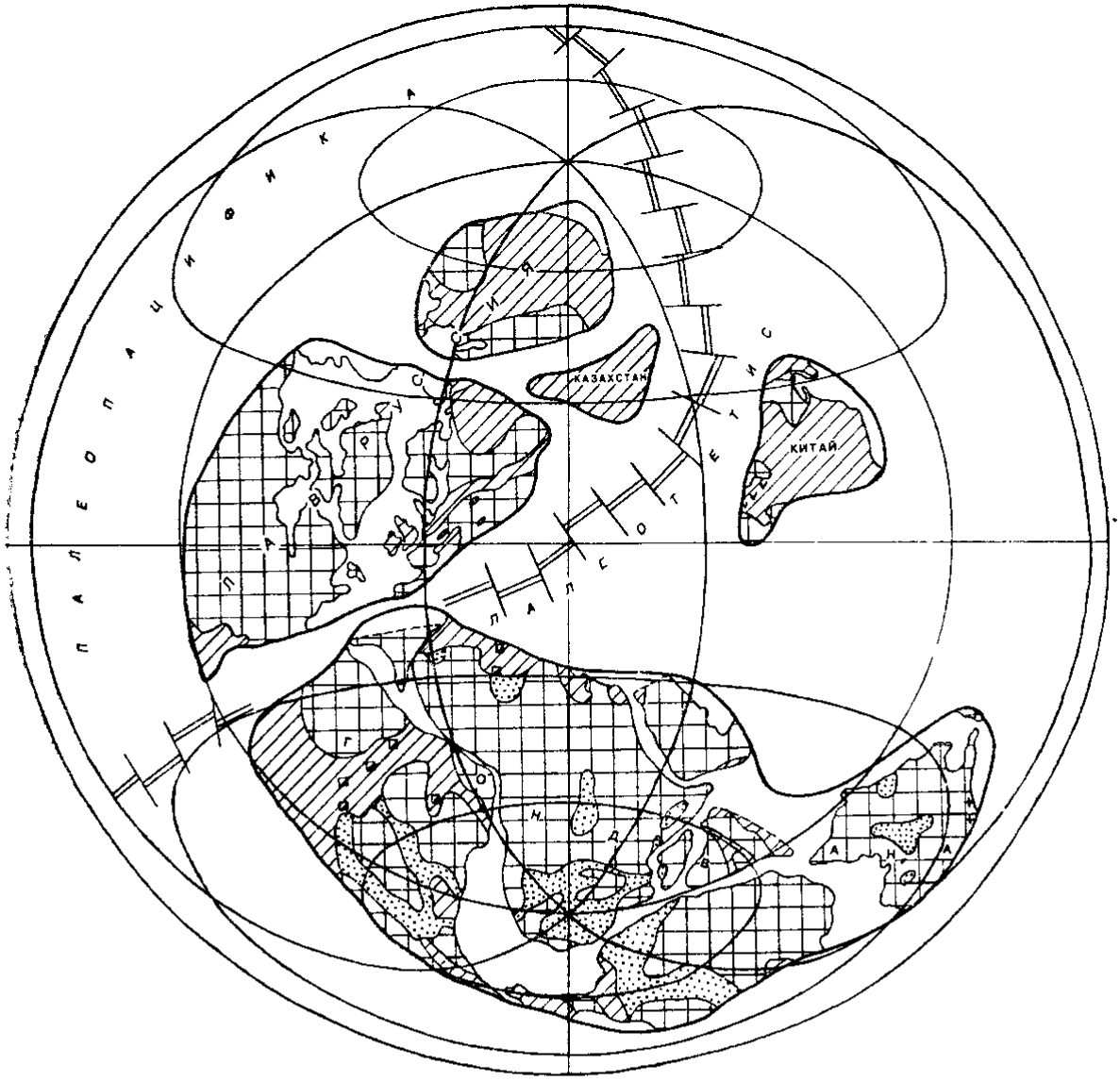


Рис. 13.7. Положение материков и океанов в позднем карбоне (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.4

ным глинистым осадконакоплением и иногда с подводными излияниями базальтов сохраняются на Северном Урале.

На западе Южного Урала происходило быстрое заполнение ранее глубоководного прогиба турбидитами (флиш) и органогенными карбонатами. Широкое развитие карбонаты получили на Полярном Урале и Новой Земле. Вулканические извержения островодужного характера свойственны восточным регионам Среднего и Южного Урала. Состав вулканитов преимущественно средний, но встречаются основные и даже кислые разности. В этих же районах располагались рифовые массивы и формировались органогенные известняки. Временами территории осушались, и тогда накапливались озерно-болотные песчано-глинистые, в том числе и угленосные, толщи.

С востока Уральский бассейн ограничивался Казахстанской денудационной равниной. На юге он соединялся с морями Туранской плиты и Приаралья. Временами на приморских заболоченных низменностях накапливались угленосные толщи. В Тенизско-Чуйской впадине соленость морских вод становилась повышенной и тогда осаждались ангидриты, гипсы, а временами и соли. В юго-

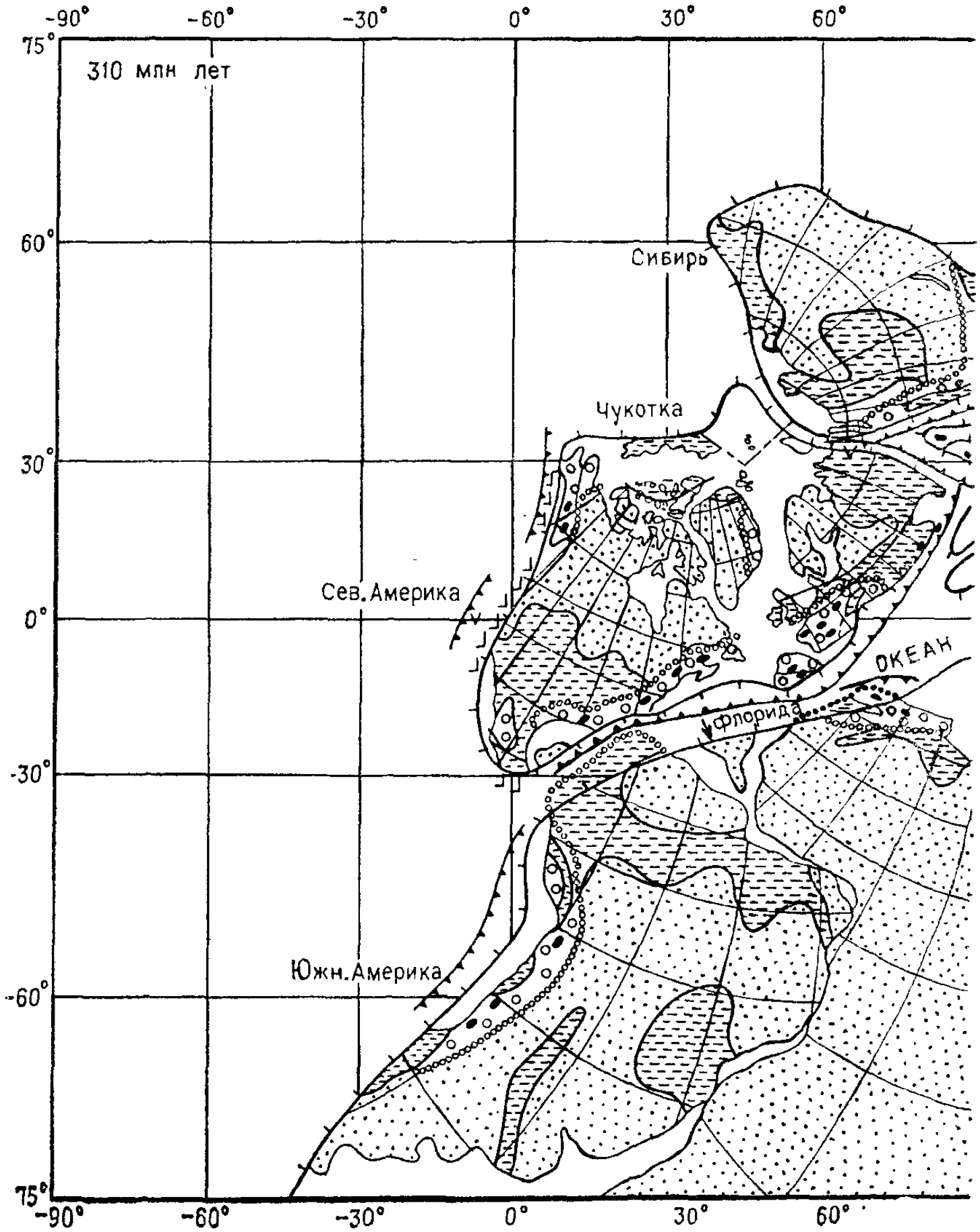
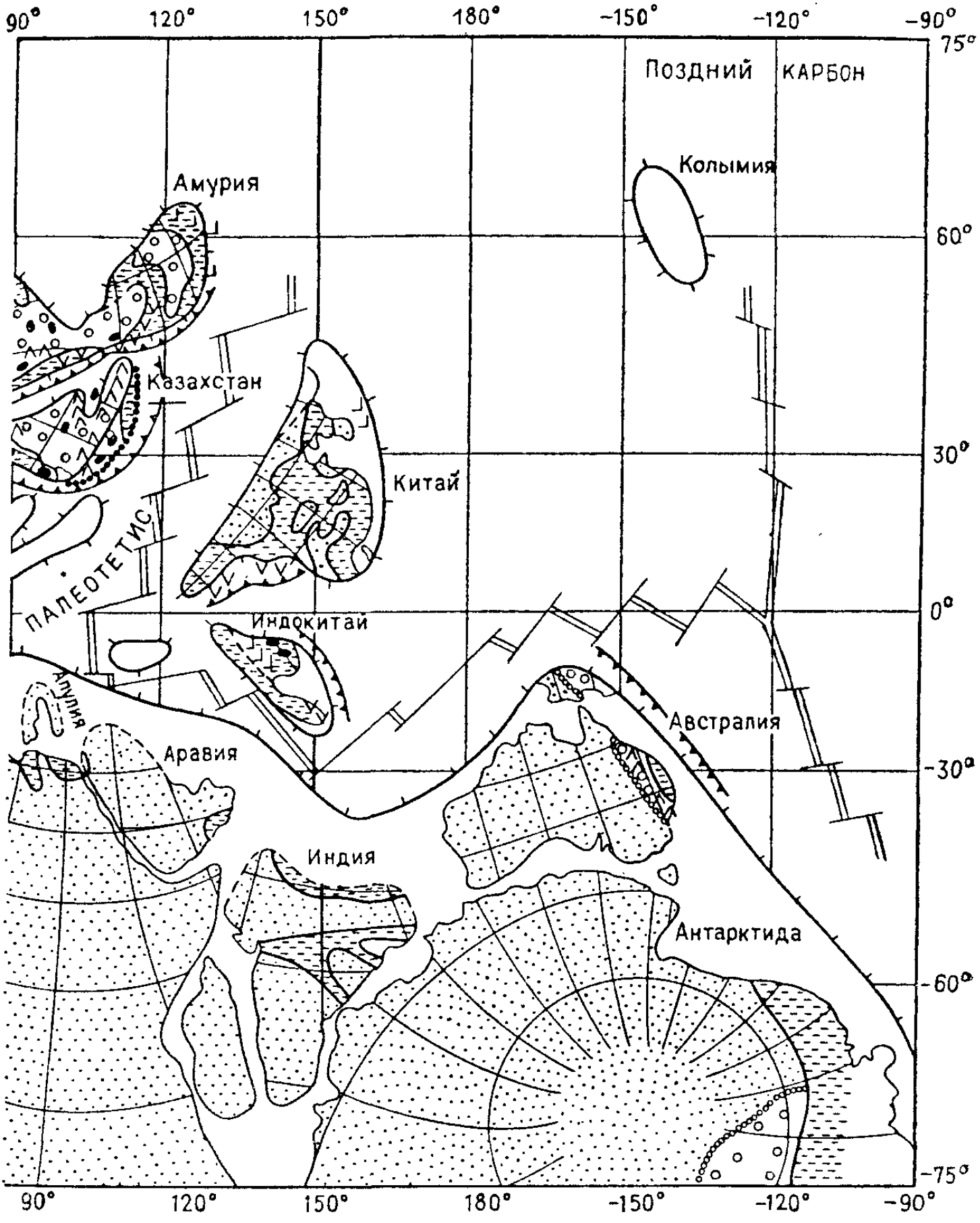


Рис. 13.8. Палеотектоническая реконструкция для позднего карбона (проекция скому). Условные обозначения



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславин-

см. на рис. 9.4

восточной горной части Казахстанского континента изливались лавы кислого и основного состава.

Во второй половине карбона сравнительно глубоководные условия сохранились только на Новой Земле, где распространены карбонатно-терригенные комплексы глубокого шельфа и глубоководные пелитовые осадки. Практически вся территория Урала интенсивно воздымалась. Возникли возвышенности, а межгорные впадины, покинутые морями, стали ареной накопления грубообломочных образований.

Завершается развитие Центральноазиатского пояса. В юго-западной части Обь-Зайсанской системы и в Монголо-Амурской области формировались глубоководные кремнистые толщи и происходил базальтовый вулканизм. В конце карбона здесь уже преобладал островодужный вулканизм среднего состава и осаждались граувакки.

Излияния базальтов происходили в Амуро-Охотской системе. Область вулканической активности в карбоне расширилась и охватила восточные районы Буреинского массива.

В Джунгаро-Балхашском регионе и ряде других районов Средней Азии происходил активный наземный вулканизм. Сильные поднятия характерны для Куньлуня, юга Таримского массива и Циньлинской системы. Поднятия сопровождались активным вулканизмом, сильным метаморфизмом и тектоническими деформациями. Межгорные прогибы были заняты сообщающимися между собой морями.

Лавруссия подвергается раскалыванию вдоль той же арктическо-североатлантической полосы каледонид с образованием целой системы рифтовых грабенов. Эти процессы растяжения распространяются и на Иннуитскую складчатую систему, где благодаря им образуется наложенный Свердрупский бассейн, просуществовавший затем до мелового периода включительно. Рифтогенез затронул южную часть американской половины Лавруссии, где возникла сложная субширотная горстово-грабеновая система Уаэито—Древних Скалистых гор. На западной, кордильерской, периферии Лавруссии происходило нивелирование антлерской складчатой системы, а далее к западу сохранялась обстановка типичной активной окраины с окраинными морями и вулканическими дугами.

В среднем и позднем карбоне началось погружение обширного Свердрупского бассейна (Канадский Арктический архипелаг), центральная часть которого заполнялась карбонатно-терригенным материалом и соленосными отложениями. В прибрежной части отлагались песчаные осадки. На севере бассейна известны платобазальты. Произошла крупная регрессия в Западно-Канадском бассейне, от которого сохранилось реликтовое море во впадине Виллистон.

Море занимало большую часть территории Мидконтинента от Кордильер до Аппалачей. Наряду с карбонатными и песчано-глинистыми отложениями здесь развиты красноцветные конти-

нентальные песчаники, а на востоке — угленосные комплексы. На западе располагался небольшой по размерам засоленный бассейн, в котором наряду с карбонатно-терригенными осадками осаждались соли.

В Восточно-Гренландском и Аппалачском орогенах продолжали расти поднятия. Снесенный с горных массивов обломочный материал отлагался в межгорных впадинах. Мощность моласс колеблется от 2,5 до 5 км. Наряду с грубообломочными отложениями присутствуют угленосные. Особенно велика роль угленосных фаций в южной части Аппалачей.

В пределах Кордильерского орогенного пояса возникли протяженные участки суши, разделенные глубокими прогибами. В последних осаждались карбонатные и терригенные осадки. Особенно энергичные погружения происходили в бассейне, расположенном в центральной части штата Колорадо, где мощность пенсильванских отложений превышает 5 км.

В ряде других районов на окраинах Лавруссии продолжали существовать глубоководные бассейны. В их пределах происходили подводные излияния лав основного состава, а в промежутках между излияниями осаждались глинистые и кремнистые осадки. Мелководные известково-глинистые и известковистые осадки распространены в центральной и южной частях Аляски, где их мощность не превышает 2 км. Интенсивные вулканические извержения в течение среднего и позднего карбона происходили на островных дугах Кламат и Александра.

В среднем и позднем карбоне на Восточно-Европейской платформе сохранился крупный морской бассейн, в котором продолжали осаждаться карбонатные осадки. В прибрежных зонах накапливались и терригенные осадки.

В позднем карбоне в Среднем Поволжье и Западном Приуралье широкое распространение получили гипсы и ангидриты. Весьма своеобразные условия существовали в Днепровско-Донецкой впадине, где формировался терригенный комплекс. Накопление прибрежных осадков многократно сменялось накоплением дельтовых и пойменных. Осадки сильно обогащены органическим углеродом и среди пачек слоев алеврито-песчано-глинистого состава имеются многочисленные угольные пласты. Мощность угленосной толщи составляет в Донбассе около 4 км.

Узкий морской пролив, соединявший цепочку активно погружавшихся впадин, которые заполнялись паралическими и лимническими угленосными толщами, протягивался от Днепровско-Донецкой впадины до Британских островов. Здесь образовалась цепочка крупных угленосных бассейнов в передовых прогибах герцинид — Силезский, Рурский, Франко-Бельгийский, Кентский.

Сибирский и Китайско-Корейский континенты испытывали частью слабые поднятия, частью слабые же относительные погружения с накоплением угленосных осадков. На Тариме преобладали поднятия; как и Синокорея, он находился еще на значительном удалении соответственно от Казахстании и Сибири,

хотя и стал к ним приближаться, Южно-Китайский континент был покрыт мелким морем.

В среднем и позднем карбоне размеры Сибирского континента увеличились за счет присоединения к нему завершившего орогенное развитие Алтае-Саянского региона. За исключением Таймыра, где располагался морской бассейн, вся западная и юго-западная части Сибирской платформы представляли собой озерно-аллювиальную низменность, в которую неоднократно вторгалось море. На приморской низменности отлагались разнообразные по фациям песчано-глинистые осадки, обогащенные органическим веществом. В наиболее заболоченных участках формировались мощные угленосные толщи (Кузнецкий и Тунгусский бассейны).

В осевой части Верхояно-Колымской области в среднем и позднем карбоне находился глубоководный прогиб, в котором накапливались глинистые толщи, а на его западном склоне и шельфе, примыкавшем к Сибирской платформе, формировались песчано-глинистые толщи. На Колымо-Омолонском массиве в наземных условиях продолжались излияния базальтов.

Палеотетис, испытавший полное замыкание в Западном Средиземноморье, все шире раскрывался на востоке, но его северное обрамление, включавшее Динариды, Карпаты, Балканиды, Крым, Большой Кавказ, Гиндукуш, Северный Памир, Куньлунь и Циньлин, в полной мере были охвачены герцинским орогенезом со всеми сопутствующими явлениями — региональным метаморфизмом, орогенным интрузивным и эффузивным магматизмом, надвигами и шарьяжами. В основном это было следствием столкновения с южной окраиной Восточной Европы, Тарима и Синокореи приплывших с юга микроконтинентов — отторженцев Гондваны — Адриатического, Родопского, Закавказского, Центральноиранского, Центральноафганского и др. В их тылу, т. е. еще южнее, начал раскрываться новый океанский бассейн — мезозойский Тетис — Мезотетис.

Гондванский суперконтинент в общем еще сохранял свое единство, на северо-западе сомкнувшись с Лавруссией и тем самым положив начало становлению Пангеи II. Но в конце карбона в южной половине Африки и в Индостане началось его раскалывание с образованием системы грабенов, в которых накапливались продукты ледового разноса — базальные слои комплекса Карру (Африка) или гондванского комплекса (Индостан). В Австралии продолжал развиваться рифтовый грабен Фицрой. Покровно-ледниковые отложения известны также на юге Аравии, в Антарктиде и Южной Америке, свидетельствуя об огромных масштабах этого оледенения, начавшегося на востоке Австралии еще в конце раннего карбона. Это оледенение должно было вызвать значительное эвстатическое понижение уровня океана, но оно ощущается далеко не везде. В Южной Америке накоплению ледниковых образований предшествовало довольно широкое отложение мелководно-морских и лагунных осадков во всех основных впадинах, причем погружения эти захватили и Андский пояс.

В Северной Америке паралическое осадконакопление распространилось на всю южную половину платформы. Но в Северной Африке нарастает регрессия, площадь осадконакопления сокращается, морские осадки сменяются континентальными, авлакоген Угарты испытывает складчатость и инверсию, происходит тектоническая дифференциация на крупные поднятия и впадины и все это под явным воздействием герцинских деформаций на севере, в Средиземноморском поясе.

Австралия и Антарктида также характеризуются преобладанием поднятий, хотя их интенсивность в Лахланском орогенном поясе значительно снижается, зато сам пояс расширяется к востоку.

13.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В раннем карбоне господствовал влажный тропический климат. Об этом свидетельствуют широкое распространение оолитовых, органогенных и высокомагнезиальных хемогенных известняков и доломитов, угленосных отложений, бокситов, разнообразных кор выветривания и весьма теплолюбивый состав морской и наземной фауны и флоры (рис. 13.9). Высокие значения температур получены изотопным и магнезиальным методами по скелетным карбонатам. В США средние температуры среды обитания брахиопод составляли 25—30 °С, в Закавказье 20—24, на Урале 22—24 °С.

В Северном полушарии аридные условия господствовали в центральной части Северо-Американского материка, на юго-востоке Восточной Европы, на западе Средней Азии и в Казахстане, где известны эвапоритовые и карбонатно-гипсоносные отложения и распространены континентальные гипсоносные и карбонатные красноцветы. Существование южного аридного пояса намечается по распространению гипсоносных и карбонатных красноцветных отложений в Южной Америке, в северной части Африки и на северо-западе Австралии.

Экваториальные влажные условия господствовали на юге США, в Мексике и Центральной Америке, где развиты угленосные и бокситоносные образования и широко распространены озерно-болотные фации, коры выветривания, а в осадочных породах заключены хорошо сохранившиеся остатки растений. Условия экваториального климата господствовали также в Западной Европе и на Восточно-Европейской платформе. В этих районах происходило интенсивное угленакопление, были развиты коры выветривания латеритного профиля, распространены фации обильно увлажненных ландшафтов, формировались карбонатные и бокситоносные отложения, а фауна и флора представлены исключительно тропическими формами.

Влажные тропические условия характерны для значительной части континентов Северного и Южного полушарий. На Северо-Американском континенте тропические условия с равномерным и

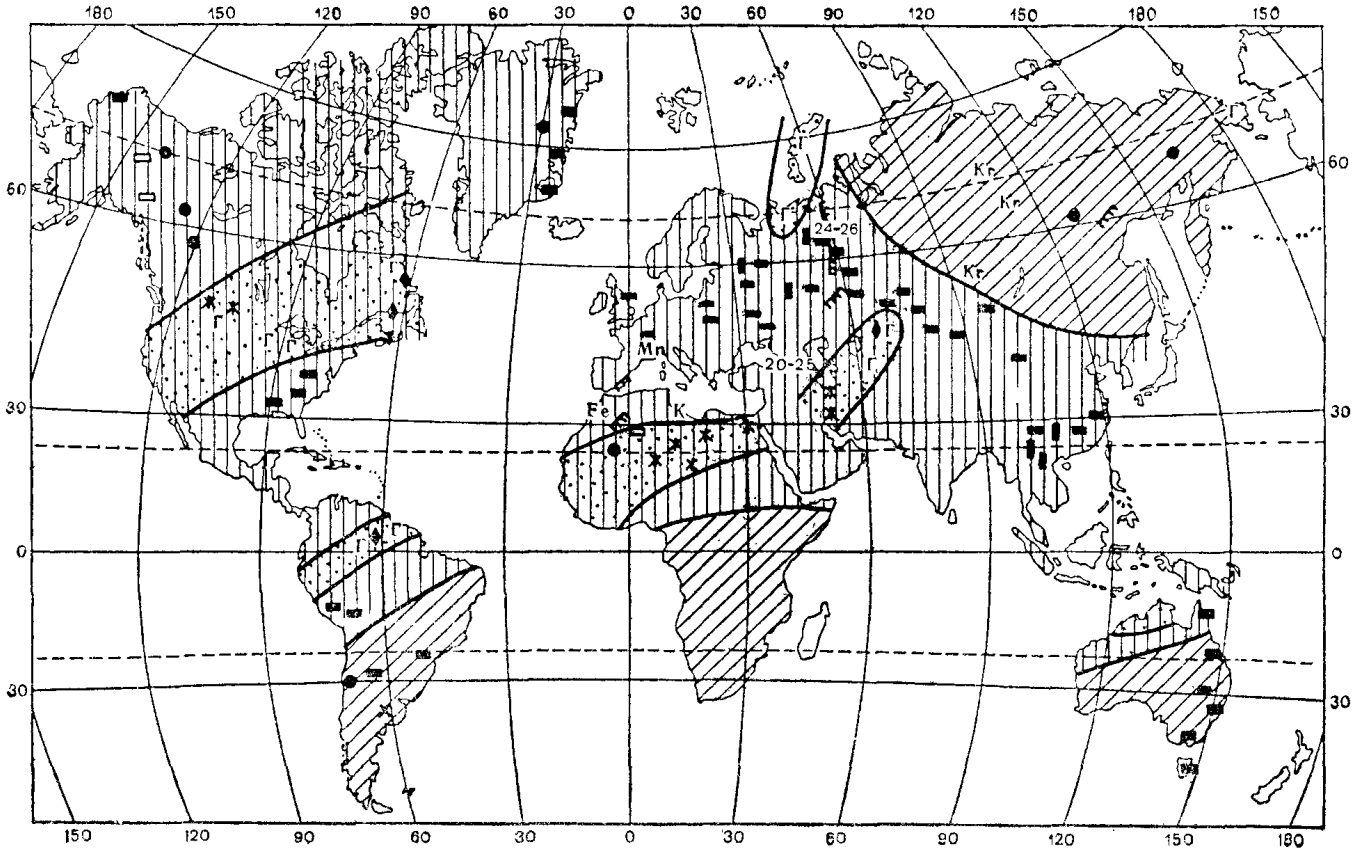


Рис. 13.9. Климатическая зональность материков в раннем карбоне (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

обильным увлажнением существовали на севере США и в Канаде. Аналогичные условия были характерны для Сибирского континента, северо-востока России, Монголии, Китая и восточной части Палеотетиса.

Периодические изменения режима увлажнения были свойственны территориям Зауралья, Средней Азии, Центрального Казахстана, Алтая, Центрального и Южного Китая, Таймыра, Верхоянья, Омолонского массива и Чукотки. Неустойчивый режим увлажнения отразился как на составе растительности, где преобладали формы, способные переносить засухи, так и на корах выветривания и продуктах их переотложения.

Влажные тропические и субтропические условия существовали на значительной части Южно-Американского материка. Здесь распространены угленосные отложения, а терригенные толщи характеризуются высокой степенью отсортированности и преобладанием устойчивых к выветриванию минералов. Обильное увлажнение было свойственно значительной части Африканского континента и северо-западным районам Австралии. В Восточной и Южной Австралии климат, по-видимому, был близок к субтропическому. Здесь распространены угленосные толщи, содержащие остатки лепидодендронов и кордаитов, предпочитавших прохладные условия.

Умеренный климат в раннем карбоне был характерен для Антарктиды и, вероятно, востока Азии, где присутствует обедненный комплекс морской фауны и широко развиты полимиктовые терригенные толщи. Низменности покрывались папоротникообразными формами, произраставшими в умеренных условиях.

В среднем и особенно в позднем карбоне климат сильно изменился. Самой характерной особенностью этого времени является прогрессивно развивавшееся похолодание, которое привело к возникновению в высоких широтах покровного оледенения (рис. 13.10 и 13.11). Даже в экваториальном поясе средние годовые температуры понизились на 3—5°. Средняя глобальная температура Земли в позднем карбоне оказалась на 10—15° ниже, чем в раннем карбоне.

На протяжении второй половины карбона последовательно сокращается ареал развития кораллов и фузулинид, основная масса которых сосредоточилась в приэкваториальной области. Со среднего карбона начинают хорошо различаться комплексы Средиземноморской и Бореальной фито- и зоогеографической областей. Граница между ними совпадает с границей тропического и субтропического климата.

В пределах тропического пояса, существование которого во второй половине карбона обосновывается развитием континентальных красноцветов, терригенных мономиктовых и олигомиктовых формаций, карбонатной и карбонатно-сульфатной формациями и теплолюбивой фауной, произрастала обильная растительность, состоящая из лепидофитов, каламитов и древовидных папоротников.

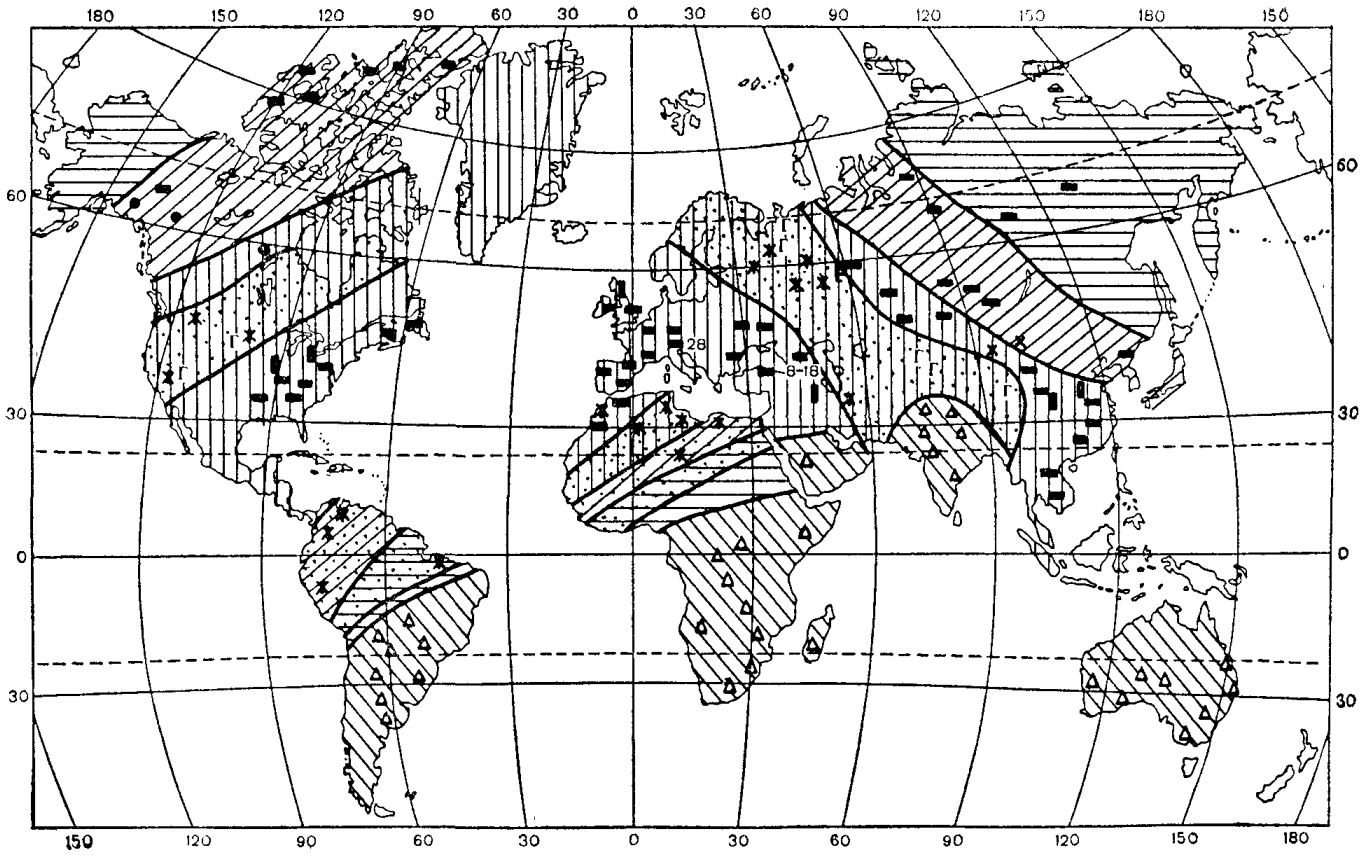


Рис. 13.10. Климатическая зональность материков в среднем и позднем карбоне (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5



Рис. 13.11. Климатическая зональность материков в позднем карбоне на палинспастической основе. Условные обозначения см. на рис. 9.6

Аридная область в Северном полушарии выделяется по распространению присущих ей литологических показателей в центральной части США и на востоке Лавруссии. Она простирается от Шпицбергена и Северной Европы через Восточно-Европейскую платформу в Центральный Казахстан и Западный Китай. С течением времени площадь аридной области увеличивалась. Иссушению стали подвергаться вся Европа, Ближний и Средний Восток.

Южная аридная область фиксируется по распространению красноцветных карбонатных и гипсоносных отложений на севере и северо-западе Южной Америки, на побережье Гвинейского залива и в Северной Африке. Между аридными поясами располагался пояс экваториального влажного климата. Такие условия существовали в Центральной Америке, Мексике, Аппалачах, на северо-западе Африки, в Западной Европе, Донецком бассейне, на Кавказе, в Северной Анатолии и, возможно, в Аравии. К этому же

поясу принадлежали районы Центрального и Южного Китая, Индокитая и значительная часть океана Палеотетис. В этом регионе располагались протяженные угольные бассейны, формировались латеритные коры выветривания и бокситы.

В условиях переменно-влажного климата, существовавшего на периферии экваториального пояса, развивались своеобразные ландшафты с растительностью и животными, способными переносить периодическую засуху. Влажные тропические условия свойственны северным районам США, Канаде, Западной и Восточной Сибири, Восточному Казахстану, Монголии, Северному Китаю.

Начиная с середины карбона температуры стали снижаться, что незамедлительно сказалось на растительности и животных. Карбонатность осадков стала уменьшаться и возросла роль аркозового и полимиктового материала. Вместе с похолоданием появились признаки иссушения климата. В Центральном и Восточном Казахстане стали формироваться грубые красноцветные и доломитовые осадки. Среди растительности появляются формы, способные переносить периодически возникающие засухи.

Несмотря на понижение температуры в позднем карбоне, в Лавруссии и примыкавших к ней микроконтинентах зимы были безморозными. Согласно представлениям С. В. Мейена, степень изоляции флоры Сибирского континента увеличивалась. Появились деревья с кольцами прироста и для этой области характерной была своеобразная ассоциация растительности, называемая кордаитовой тайгой.

Наиболее прохладные условия в Евразии существовали на востоке Сибирского материка, в Верхоянье, в бассейне р. Колымы и в Корякско-Камчатской области. Понижение температур на материках Южного полушария было наиболее сильным, что привело к возникновению материкового оледенения. Доказательством этого является распространение специфических ледниково-морских образований. Они широко распространены в Южной Америке, Южной и Центральной Африке, Австралии и Индии. Тиллиты и остатки холоднолюбивой флоры в межтиллитовых отложениях обнаружены в Восточной Антарктиде. За пределами областей, покрытых ледниками, располагались перигляциальные степи, в пределах которых формировались флювиогляциальные отложения. Моренные и мореноподобные отложения довольно часто переслаиваются с отложениями, в которых имеются остатки флоры. Это в основном представители холоднолюбивой глоссоптеридиевой, гондванотеридиевой и кардиоптеридиевой флоры.

Палеобиогеографическое районирование морей каменноугольного возраста не такое четкое, как в девоне. В раннем карбоне в восточной части Лавруссии выделяются Средиземноморская и Бореальная области, которые в свою очередь разделяются на ряд провинций. Бореальная область была тесно связана с располагавшейся в Западном полушарии Северо-Американской областью. В обеих областях в отличие от Средиземноморской развиты обедненные комплексы фораминифер, кораллов и брахиопод. В среднем

и позднем карбоне различия между ними стали более значительными. В Бореальной области исчезли фузулиниды и колониальные кораллы и взамен них появились новые семейства брахиопод.

Большим разнообразием на континентах обладала растительность. Выделяются еврамерийская, ангарская, катазиатская и гондванская флоры. Еврамерийская флора распространена в Северной Америке, Северной Африке, Европе, на Кавказе, в Малой и Центральной Азии. Она состоит из древовидных лепидодендронов, зигоптеридиевых, ботриптеридиевых и мараттиевых папоротников, каламостахиевых, тригонокарповых, лагеностомов, кордаитовых, а также травянистых плауновидных.

Ангарская флора состоит из обедненных сообществ лепидофитовых и сфенофиллов. В ней полностью отсутствуют папоротники и голосеменные, характерные для еврамерийской флоры. В катазиатской флоре наряду с еврамерийскими присутствуют специфичные эндемичные лепидофиты и папоротники. В гондванской флоре доминируют Glossopteris и Gangamopteris. Они появились в позднем карбоне и известны на всех гондванских материках. До нее здесь доминировали тонкоствольные плауновидные, папоротниковые и членистостебельные.

13.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Характерной особенностью каменноугольного периода было формирование толщ каменного угля. Интенсивное угленакопление происходило как на платформах, так и в пределах краевых и межгорных прогибов, как во внутриконтинентальных бассейнах, в частности на озерно-аллювиальных низменностях, так и на приморских низменностях и в мелководных обширных заливах. Угли карбонового возраста составляют почти 30% мировых запасов. Крупнейшие угольные месторождения находятся в Северном полушарии. Это Донецкий, Карагандинский, Кизеловский, Подмосковный, Экибастузский бассейны. Каменноугольный возраст имеют нижние части угленосных толщ Кузнецкого, Минусинского и Тунгусского бассейнов. В Западной Европе такой же возраст имеют месторождения Польши, Чехии, Германии, Бельгии, Франции и Англии. Карбоновыми являются угли Астурийского бассейна в Испании, Аппалачского и Пенсильванского бассейнов в США.

Свыше половины запасов нефти Волго-Уральской области имеют каменноугольный возраст. Раннекаменноугольными являются бокситы Тихвинского и Североонежского месторождений и ряда месторождений США. К среднему и частично к верхнему карбону относятся месторождения бокситов Китая.

В карбоне образовались свинцово-цинковые месторождения хр. Каратау и некоторых районов Средней Азии, а также бассейна р. Миссисипи. В раннем карбоне возникли контактово-метасоматические месторождения магнетита на Урале (горы Магнитная и Благодать), Соколовско-Сарбайского месторождения в Тургае, месторождения Горной Шории. В дальнейшем в связи с внедрени-

ем гранитных интрузий образовались многочисленные пневматолитовые и гидротермальные месторождения цветных и редких металлов. Многие такие месторождения находятся на Урале, Тянь-Шане, Рудном и Горном Алтае, в Западной Европе и Восточной Австралии.

ГЛАВА 14. ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

Пермская система была выделена в 1841 г. Р. Мурчисоном в Западном Приуралье и свое название получила от Пермской губернии. Ранее отложения этой системы, широко распространенные и содержавшие залежи солей и медных руд в европейской части России, были известны под разными названиями. Еще в 1831 г. Д. И. Соколов доказал синхронность этих отложений толщам красного песчаника Германии, а в 1839 г. даже выделил их в самостоятельную систему. В 1841 г. русский геолог Г. П. Гельмерсен отразил распространение пермских отложений на геологической карте европейской части России.

14.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

В России пермская система подразделяется на два отдела (табл. 14.1). Выделенные в Волго-Уральской области ярусы, представленные в морских (нижний отдел) или солоноватоводных (верхний отдел) фациях, признаются многими исследователями и за рубежом. Однако в связи с изолированностью пермских бассей-

Таблица 14.1

Общее стратиграфическое подразделение пермской системы

Россия		Западная Европа	
Отдел	Ярус	Отдел	Ярус
Верхний	татарский P_2t казанский P_2kz уфимский P_2u	верхний	цехштейн (тюрингий)
Нижний	кунгурский P_1k артинский P_1ar сакмарский P_1s ассельский P_1a	средний	верхний красный лежень (саксоний)
		нижний	нижний красный лежень (отен)

нов, благодаря чему наблюдается сильное различие в составе органического мира, в Северной Америке и долгое время в Западной Европе были приняты иные стратиграфические подразделения пермской системы, особенно ее верхнего отдела.

По этой же причине была разработана самостоятельная шкала для открыто-морских отложений юга СССР (Памир, Кавказ), в которой пермская система делится на три отдела: 1) яикский (нижний), отвечающий приблизительно ассельскому и артинскому ярусам Приуралья; 2) кушанский (средний), соответствующий приблизительно кунгурскому и уфимскому ярусам, и 3) арианский (верхний), отвечающий казанскому и татарскому ярусам.

Пермский период начался 286 млн лет (по французской шкале — 295) и закончился 248 (по французской шкале — 245) млн лет назад и, следовательно, его продолжительность составляла 38 или 50 млн лет.

Ассельский ярус был выделен В. Е. Руженцевым в 1954 г. Ранее эти отложения именовались швагериновым горизонтом. Стратотип расположен по р. Ассель на Южном Урале. Развитые здесь карбонатно-терригенные отложения содержат богатый комплекс фузулинид.

Сакмарский ярус выделен В. Е. Руженцевым в 1936 г. и назван по р. Сакмаре, притоку р. Урал, где располагается стратотип. Здесь развиты известняки, в которых присутствует богатый комплекс фузулинид и аммоноидей.

Артинский ярус выделен А. П. Карпинским в 1874 г. Назван по Артинскому заводу на Урале. В стратотипическом разрезе представлены пески со своеобразным комплексом аммоноидей.

Название «кунгурский ярус» было предложено в 1890 г. А. А. Штукенбергом (по имени Кунгурского уезда, где расположен его стратотип). Здесь развиты известняки, доломиты, доломитизированные известняки и соли. В карбонатных породах очень много брахиопод (продуктиды), но мало двустворчатых моллюсков и фузулинид.

Название «уфимский ярус» было предложено в 1916 г. А. В. Нечаевым для совокупности отложений континентального происхождения, располагающихся между фаунистически охарактеризованными кунгурскими и казанскими отложениями.

Казанский ярус выделен А. В. Нечаевым в 1915 г. В стратотипическом разрезе вблизи г. Казани присутствуют пески и глины, в которых обнаружены мелкие формы фораминифер, скудные остатки кораллов и брахиоподы.

Татарский ярус был назван так в 1887 г. С. Н. Никитиным. Отложения представлены мергелями и другими пресноводными осадками, в которых сохранились флора и остатки позвоночных.

14.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

В пермском периоде органический мир приобрел своеобразные черты, хотя в самом начале периода он был во многом сходен с каменноугольным. В течение пермского периода существенно из-

менился характер наземной растительности. Хотя в первой половине периода она еще имела много общего с карбоновой, но уже в начале поздней перми в связи с изменением ландшафтно-климатических условий она стала приобретать совершенно иные черты. В пермских морях продолжали существовать те же группы беспозвоночных, что и в карбоне.

Среди морских беспозвоночных особенно широким распространением пользовались фузулиниды, аммоноидеи и замковые брахиоподы. Характерные формы показаны на рис. 14.1. Уменьшилась роль четырехлучевых кораллов, табулят, мшанок, иглокожих. Фузулиниды достигли значительного разнообразия. В раннепермскую эпоху произошел расцвет швагеринид (Pseudofusulina, Schwagerina, Pseudoschwagerina). В поздней перми в ряде районов им на смену пришли фузулиниды, характеризующиеся более сложным строением (Polydiexodina, Neoschwagerina).

Особенно обильны аммоноидеи и среди них гониатиты. В начале пермского периода продолжали существовать позднекаменноугольные роды, но вскоре им на смену пришли новые группы, достигшие разнообразия во второй половине перми (Paragastrioceras, Medlicottia). В конце пермского периода палеозойские гониатиты уступили место цератитам, которые достигли расцвета в начале мезозойской эры.

Среди брахиопод ведущая роль принадлежала продуктидам и спириферидам (Licharewia). Надо отметить, что по своему строению пермские брахиоподы очень близки к каменноугольным. Вместе с тем в перми появились некоторые специализированные роды, в основном обитавшие в теплых морях (Richthofenia, Sicelia, Enteletella).

Продолжали развиваться мшанки, кораллы и известковые водоросли, которые участвовали в построении рифов. Они, так же как и многие брахиоподы, в конце перми вымерли. Увеличилась роль двустворчатых и брюхоногих моллюсков, которые обитали не только в нормально-соленых, но и в солоноватоводных и пресных водоемах. Продолжили свое развитие губки, остракоды и конодонты.

Существенный прогресс наблюдается в развитии позвоночных. В начале перми по-прежнему обильны рыбы, в том числе и пресноводные. К концу перми вымирают древние лучеперые, сокращается количество акуловых, кистеперых, двоякодышащих. Земноводные, как и в карбоне, были представлены отрядом панцирноголовых (стегоцефалов), которые достигли своего расцвета. Большое развитие получают пресмыкающиеся, представленные своеобразными древними группами звероподобных рептилий и так называемых котилозавров, или котелкоголовых рептилий.

Звероподобные рептилии — это крупные подвижные животные с высокими конечностями и хорошо дифференцированным зубным аппаратом. По своей организации они напоминали млекопитающих. В отличие от них, котилозавры вели малоподвижный образ жизни. Это были неуклюжие растительноядные животные с мас-

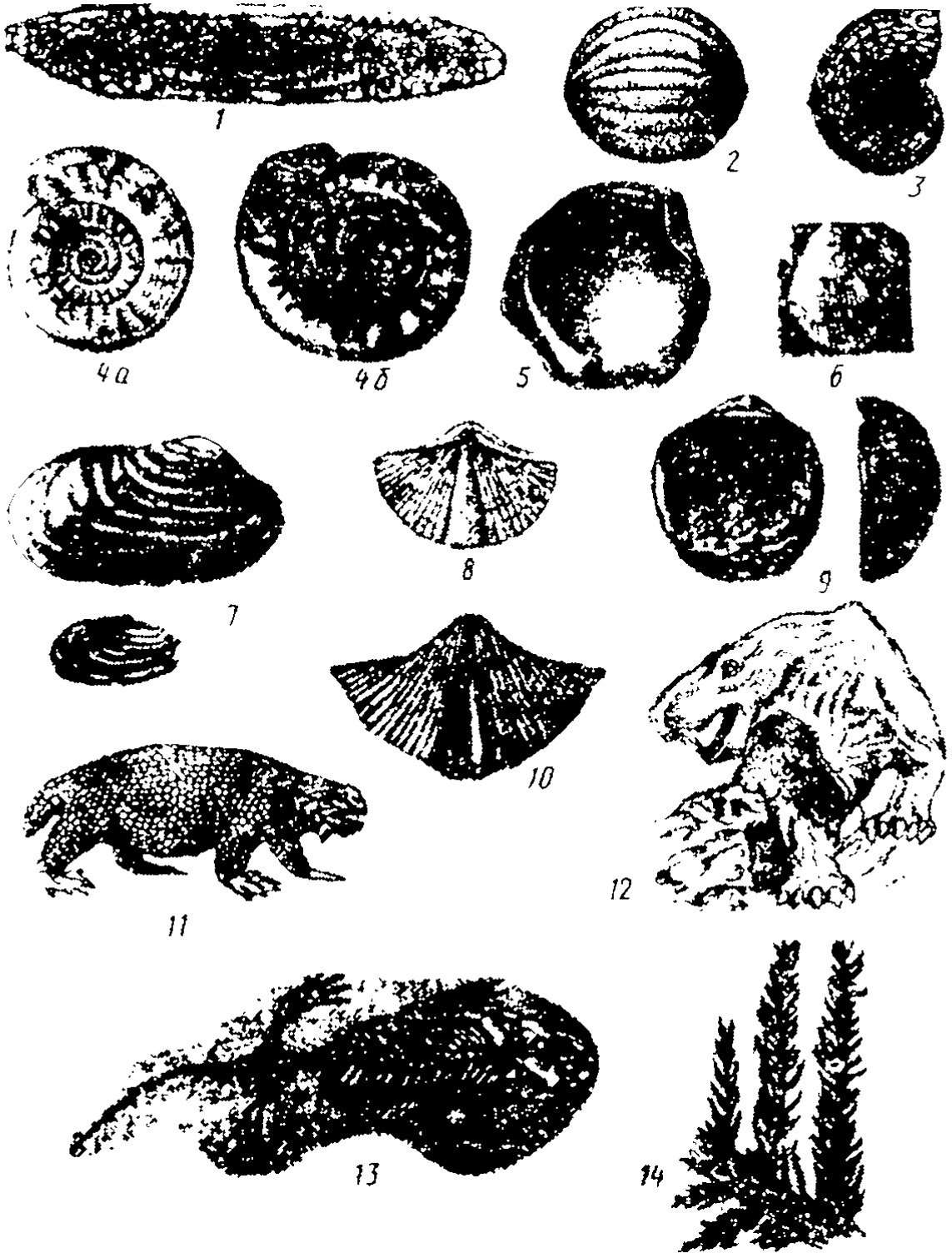


Рис. 14.1. Характерные представители пермских организмов. Простейшие: *1* — Pseudofusulina (C_3—P); *2* — Schwagerina (P_1). Агониатиты: *3* — Medlicottia. Гониатиты: *4а* и *4б* — Paragastrioceras (P_1). Двустворчатые моллюски: *5* — Eurydesma; *6* — *Pseudomonotis speluncaria*; *7* — Allorisma komiensis. Брахиоподы: *8* — Licharewia (P_2); *9* — Productus canerini; *10* — Spirifer regularis. Пресмыкающиеся: *11* — Pareiasaurus (P_2); *12* — Inostrancevia (P_2). Земноводные: *13* — Eryops. Растения: *14* — Walchia (C_3—P_1)

сивным черепом. Некоторые рептилии приспособились к водному образу жизни.

В начале пермского периода растительный мир незначительно отличался от позднекаменноугольного, особенно это касается районов высокого увлажнения. В связи с тем что климат во второй половине перми стал засушливым, возникла резкая дифферен-

циация растительности и появились новые ее группы. Особенно сильные изменения произошли в растительности тропической области, где вместо влаголюбивых споровых плауновых, членистостебельных расселились голосеменные, преимущественно птеридоспермы и хвойные. Впервые появились цикадофитовые и продолжали развиваться гинкговые. Именно они дали начало новой флоре мезозоя. В умеренных областях флора не претерпела особых изменений.

Исходя из растительных ассоциаций установлено, что в конце перми флора сменилась более прогрессивной мезозойской, но это не везде происходило одновременно. В пределах Европейского континента эта смена произошла на рубеже ранней и поздней перми, в Сибири — на рубеже перми и триаса, а в Гондване еще позднее — на рубеже раннего и среднего триаса.

В конце пермского периода имело место одно из крупнейших вымираний палеозойских организмов. Исчезли фузулиниды, четырехлучевые кораллы, табуляты, почти все палеозойские брахиоподы, гониатиты и наутилоидеи с прямой раковиной. Вымерли трилобиты, древние морские ежи и древние морские лилии, многие палеозойские рыбы и позвоночные, а также целый ряд споровых растений.

14.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

К началу пермского периода завершилось смыкание Лавруссии с Сибирью — образовалась Лавразия — и Лавразии с Гондваной — образовалась Пангея II (рис. 14.2). Эта Пангея имела своеобразную конфигурацию — она была вытянута по меридиану, так что Южная Гондвана достигала полюса, а Сибирь — весьма высоких широт, это способствовало развитию оледенения. С востока, со стороны Панталассы (Палеопацифика), в тело Гондваны вдавался широкий залив сохранившейся восточной части Палеотетиса, а в этом заливе, тяготея к его северному, лавразийскому, борту, располагались Таримский, Китайско-Корейский, Южно-Китайский и слившийся с последним Индосинийский континенты, а ближе к южному, гондванскому, — Центральноиранский, Центральноафганский, Тибетский (рис. 14.3).

На месте столкновения Восточной Европы, Казахстана и Сибири возникла высокая горная страна, включавшая Урал, Тянь-Шань, Казахское нагорье, Джунгарию, Алтай, Саяны и продолжавшаяся на восток через Северную и Центральную Монголию в Забайкалье и Дунбэй. Ее окаймлял с запада Предуральский прогиб, а с юга мощный и протяженный вулканоплутонический пояс, объединивший более ранние и более короткие пояса и простиравшийся над зоной субдукции океанской коры Палеотетиса. Кроме того, в эту горную страну были вкраплены межгорные впадины (крупнейшая из них — Кузнецкий бассейн), в которых в зависимости от климата шло накопление либо угленосных (на севере), либо красноцветных и соленосных (на юге) толщ.

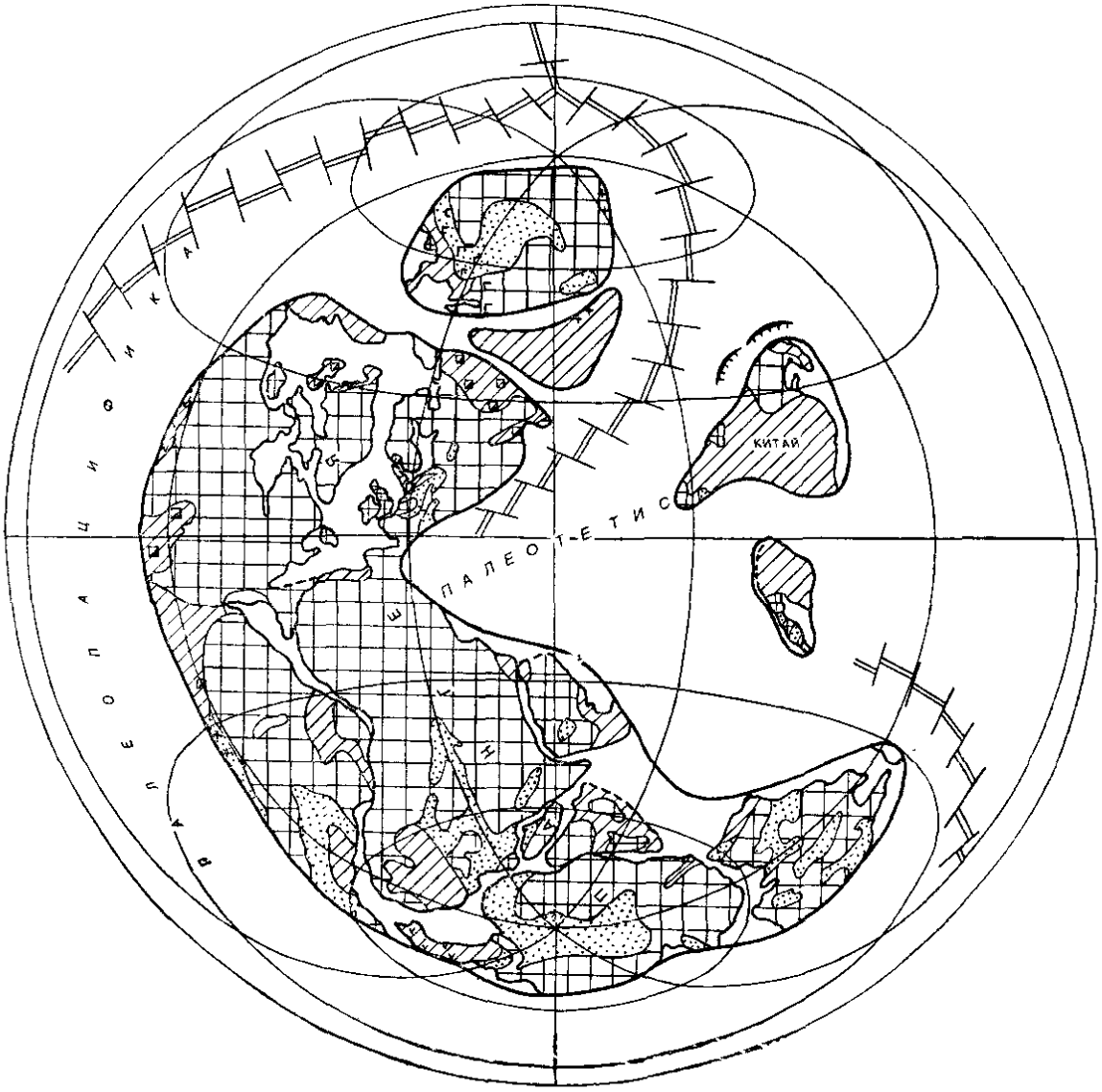


Рис. 14.2. Положение материков и океанов в ранней перми (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.4

В Аппалачской системе и в Среднеевропейских герцинидах на середину ранней перми (граница артинского и кунгурского веков) приходится последний значительный импульс сжатия, гранитообразования и метаморфизма. Это заальская эпоха орогенеза Западной Европы и аллеганская Северной Америки. С этого времени здесь начинается переход к платформенному этапу развития. В Европе ему сопутствуют излияния базальтов. На юго-западном продолжении Аппалачей процессы орогенеза продолжались позднее, до конца ранней перми. Еще позднее они проявлялись в азиатских герцинидах, начиная с Урала и Южного Тянь-Шаня, сопровождаясь накоплением моласс в передовых и межгорных прогибах.

В теле Лавруссии (ставшей частью Лавразии) продолжает развиваться Арктическо-Североатлантическая рифтовая система, а на юге ее североамериканской части — система Древних Скалистых гор и Западно-Техасский рифтогенный бассейн, открывающийся в Маратонский сегмент герцинского подвижного пояса южной периферии континента.

Многими исследователями предполагается образование вдоль этого пояса крупной системы широтных правых сдвигов, идущих

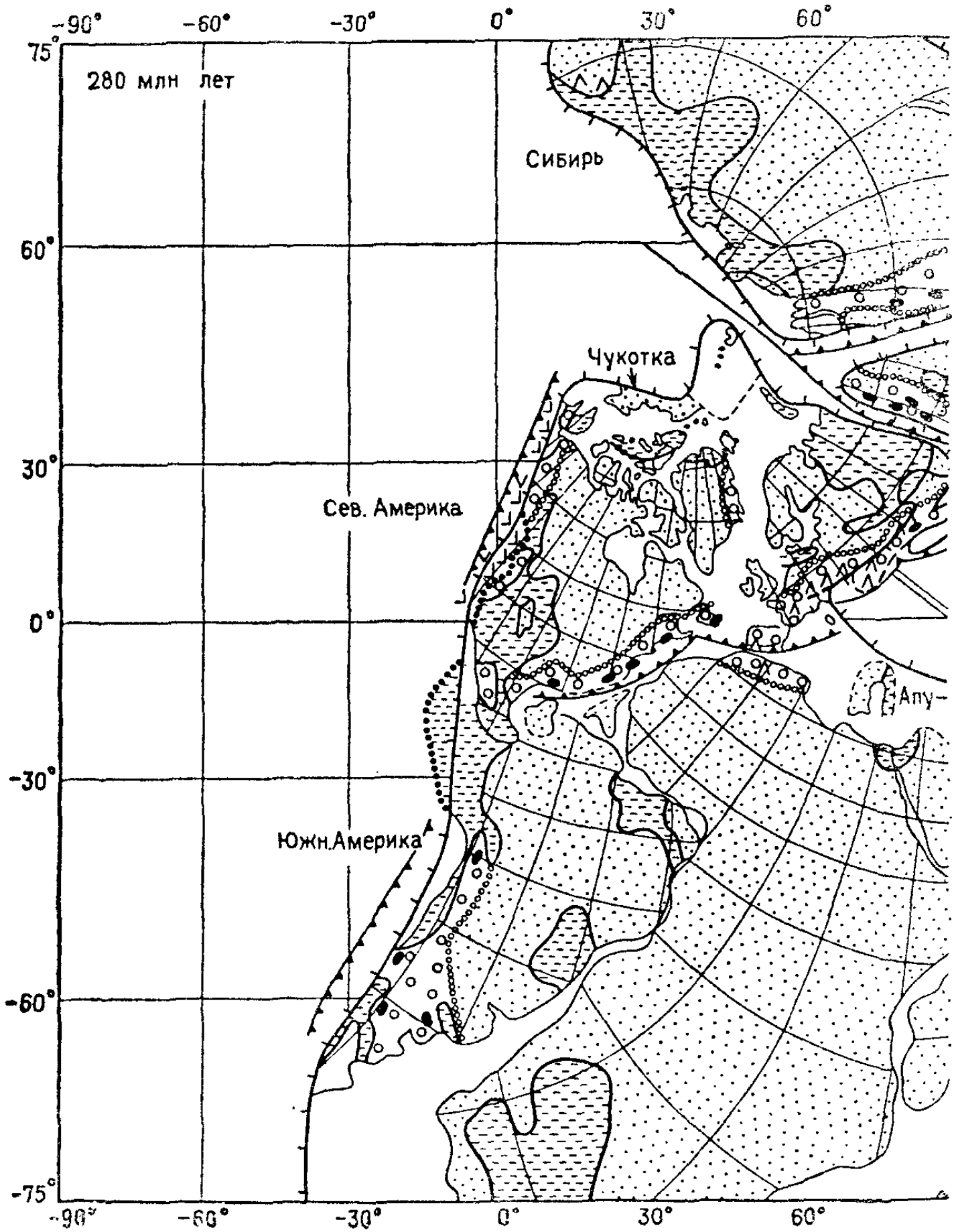
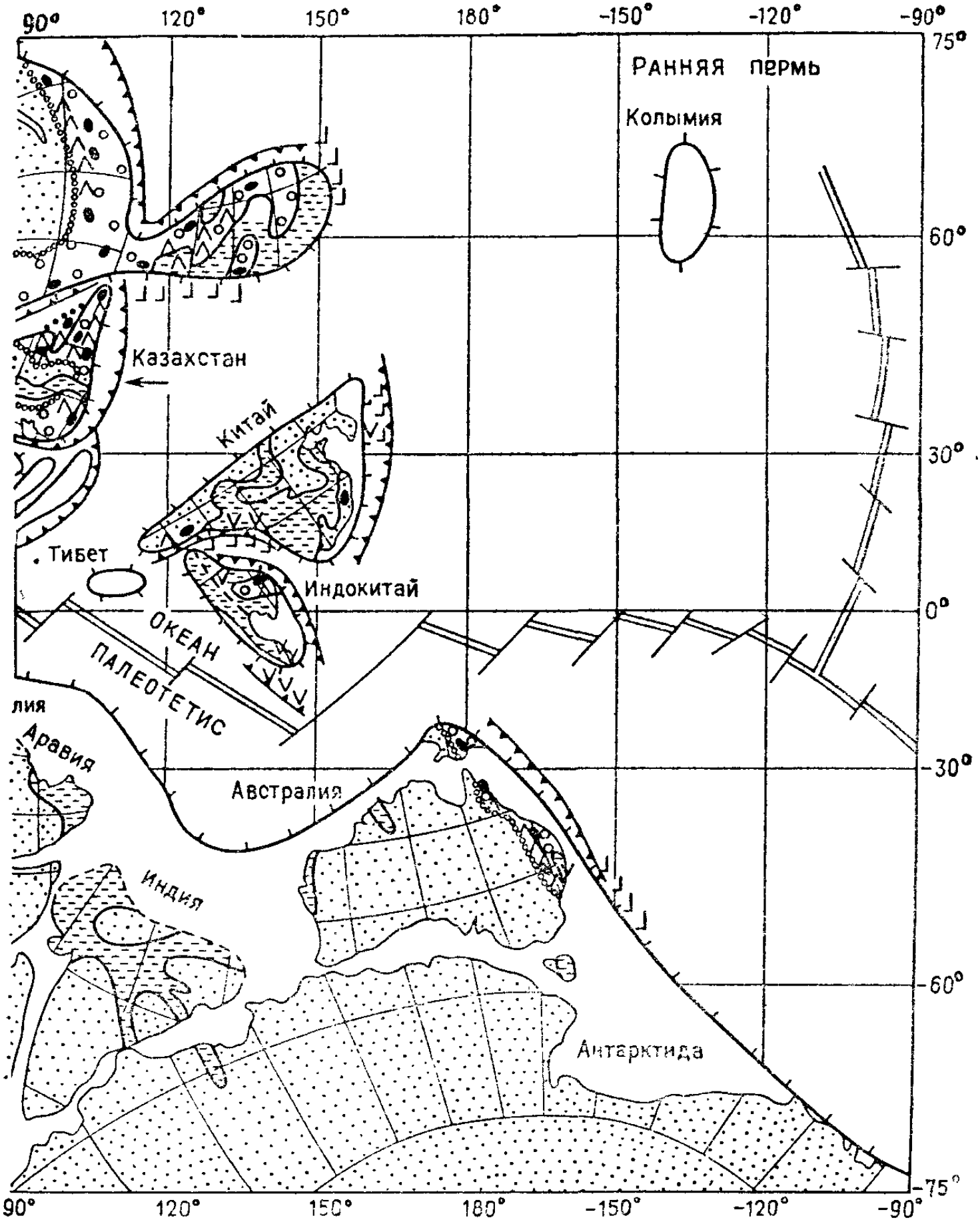


Рис. 14.3. Палеотектоническая реконструкцня для ранней пермн (проекция скому). Условные обозначення



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславин-
см. на рис. 9.4

от Аппалачей до южного окончания Урала. Вдоль этих сдвигов произошло общее перемещение Лавразии к востоку относительно Гондваны.

Платформенные области Лавразии в ранней перми испытали регрессию. В Северной Америке была осушена западная часть Мидконтинента. Сохранившиеся в наиболее низких участках водные бассейны имели ограниченное сообщение с открытым морем. В условиях высокой солености в них осаждались в основном гипсы, ангидриты и высокомагнезиальные карбонаты. В течение пермского периода размеры осадочных бассейнов Мидконтинента сокращались и во второй половине перми в виде лагун сохранились лишь реликты Западно-Техасского и Виллистонского бассейнов. В них продолжалось формирование лагунных фаций, состоящих из гипса, ангидрита, доломитов и загипсованных глин.

На севере платформы продолжалось развитие Свердрупского бассейна, в пределах которого в условиях нормальной солености накапливались глинистые осадки. Денудационная равнина располагалась на месте остального Канадского Арктического архипелага и Гренландии. На о-вах Элсмир и Аксель-Хейберг распространены платобазальты. Небольшая трансгрессия на востоке Гренландии способствовала накоплению в мелководных условиях карбонатно-терригенного комплекса. Временами соленость увеличивалась, и тогда накапливались гипсоносные толщи.

Равнинные области обрамлялись горными массивами Аппалачей, Мексики и Кордильер. Возвышенные участки чередовались с межгорными впадинами, в которых накапливались грубообломочные отложения. Активная континентальная окраина обрамлялась морским бассейном. В его глубоководной зоне накапливались маломощные глинистые толщи, кремнистые и граувакковые комплексы и происходили подводные извержения. Среди последних преобладали базальты. Островодужный вулканизм с излияниями базальт-андезитовых и андезит-риолитовых лав происходил на востоке Аляски и в горах Кламат. На континентальных склонах островных дуг и на поднятии Александра формировались турбидиты мощностью 2—3 км.

Северо-Мексиканский (Восточная Сьерра-Мадре) глубоководный бассейн заполнялся флишем. В его юго-восточной части происходили извержения андезит-базальтовых лав. В Южной Сьерра-Мадре в мелководных условиях накапливались терригенные и карбонатные отложения.

Крупная регрессия на Восточно-Европейской платформе вызвала осушение многих морских бассейнов. Прекратил развитие существовавший в карбоне пролив, соединявший Днепровско-Донецкий бассейн с морями Западной Европы. Сильно расширились площади денудационной равнины и началось ее усиленное расчленение. В наиболее низких участках сохранились изолированные озера. Морские бассейны на окраинах платформы, так же как и некогда обширный Московско-Балтийский морской бассейн, сильно обмелели. В их пределах осаждались высокомагнезиальные

карбонаты, гипсы, соли и ангидриты. К северу и северо-востоку соленость понижалась и становилась нормальной. В таких условиях осаждались карбонатные илы, обогащенные тонким терригенным материалом. Особенно сильное соленакопление происходило в кунгурском веке в Прикаспийской впадине, которая узкими проливами соединялась с Днепровско-Донецкой впадиной и Предуральским прогибом. В них также в условиях высокой солености осаждались сульфаты и соли. На территориях Мезийского блока и Прикарпатской зоны происходили извержения лав кислого и среднего состава.

Характер осадконакопления в поздней перми на Восточно-Европейской платформе определялся соседством с воздымающейся Уральской горной системой. С нее поставлялся обломочный материал и стекали реки. Наблюдается закономерная смена фациального и вещественного состава отложений с востока на запад — от континентальных до морских и от грубых терригенных до пелитовых, карбонатных и соленосных.

В ранней перми произошло смыкание Сибирской платформы с Лавруссией. Между ними располагались горные сооружения Урала и вытянутые межгорные и предгорные впадины, занятые водоемами, соленость которых в зависимости от притока пресных вод и связей с открытым морем менялась. В пресноводных и нормально-соленых бассейнах осаждались терригенные, а в условиях высокой солености эвапоритовые осадки.

Сибирская платформа представляла собой обширную денудационную и озерно-аллювиальную низменность. В озерах и поймах рек накапливались кварцевые пески и глины, обогащенные углистым материалом. В северном и восточном направлениях озерно-аллювиальная низменность постепенно сменялась мелководным морем. Морское осадконакопление происходило на Таймыре, в Приверхоянье и прилегающих частях Гиперборейской платформы.

Лавразийский суперконтинент обрамлялся крупными горными массивами и хребтами, которые возникли на месте столкновения крупных и мелких литосферных плит. Кроме Уральских гор, простиравшихся от Новой Земли до Казахстана, горные массивы возникли в Тянь-Шане, Джунгарии, Алтае-Саянской области и Монголии. Межгорные впадины были заняты бессточными или слабопроточными водоемами, соленость которых была изменчивой. В Центральном Казахстане располагался крупный замкнутый бассейн с повышенной соленостью. Мощность эвапоритов и высокомагнезиальных известняков с примесью терригенного материала нередко превышает 1 км.

На северном борту Палеотетиса располагались возвышенности Таримского, Китайско-Корейского, Южно-Китайского и Индосинийского массивов, примыкающие к денудационным равнинам Казахстана и Сибири. Так же, как и на Сибирской платформе, понижения в рельефе были заняты водоемами, в основном пресноводными, в которых накапливались терригенные осадки. Угленос-

ные отложения, но не лимнические, а паралические, накапливались на Китайско-Корейском континенте, в то время как Южно-Китайский был покрыт мелким морем. На шельфе Палеотетиса формировались карбонатные и карбонатно-терригенные осадки.

Процессы горообразования усилились в западной части Средиземноморского пояса. Возникшие горные массивы, на которых продолжались вулканические извержения, вплотную примыкали к Лавразийскому континенту. В межгорных прогибах и впадинах накапливались грубые молассы мощностью до 3 км.

Платформенный режим существовал на востоке Апеннинского и западе Балканского полуостровов, где располагались мелководные моря и накапливались карбонатно-терригенные и терригенные отложения, а временами и эвапориты. На Кавказе и в Крыму сохранился глубокий и узкий бассейн, в пределах которого накапливались алеврито-глинистые и глинистые осадки.

В восточной части Палеотетиса на его продолжении также существовали глубоководные условия. Глубоководные бассейны располагались на Копетдаге, Гиндукуше и Памире.

Регрессия охватила и Западную Гондвану — Южную Америку и Северную Африку. В Южной Африке, Индостане, Австралии и, вероятно, Антарктиде продолжалось активное рифтообразование. Лишь район Анатолии, Центрального Ирана и Афганистана и северо-запад Индостана были вовлечены в слабое погружение и испытали трансгрессию.

Южная половина Анд, кроме крайнего юга, продолжала развиваться в орогенном режиме с проявлениями наземного кислого вулканизма, в то время как северная половина испытала преимущественно слабое опускание. Крайний юг Анд и Антарктанды были зоной более интенсивных погружений. В Австралии продолжалось расширение Тасманского орогена к востоку с образованием перед ним крупного Сидней-Боуэнского молассового прогиба. На крайнем востоке и в Новой Зеландии намечается переход к океанской обстановке. Такая же обстановка характеризует восточную периферию китайских континентов и Лавразии от Тайваня через юго-восточную Японию, Сихотэ-Алинь и Сахалин, вплоть до Корякии на севере. По другую сторону Тихого океана, в западной зоне будущих Кордильер, сохраняются условия типичной активной окраины того типа, который ныне характерен для западной периферии океана, т. е. условия окраинных морей и вулканических дуг.

От этой северо-западной части Тихого океана в глубь Лавразии вдаются остаточные глубоководные бассейны — Южно-Анюйский, Амуро-Охотский, Уссурийско-Нижнеамурский и, наконец, Солонкер-Гиринский. Последние три представляют реликты восточной части Палеоазиатского океана.

В поздней перми продолжалось разрастание площади Пангеи (рис. 14.4), а сама Пангея испытывала все возрастающее поднятие, особенно в пределах молодых, герцинских складчатых сооружений. Ее положение несколько изменилось в связи с вращением против часовой стрелки примерно на 10—15°, в результате чего

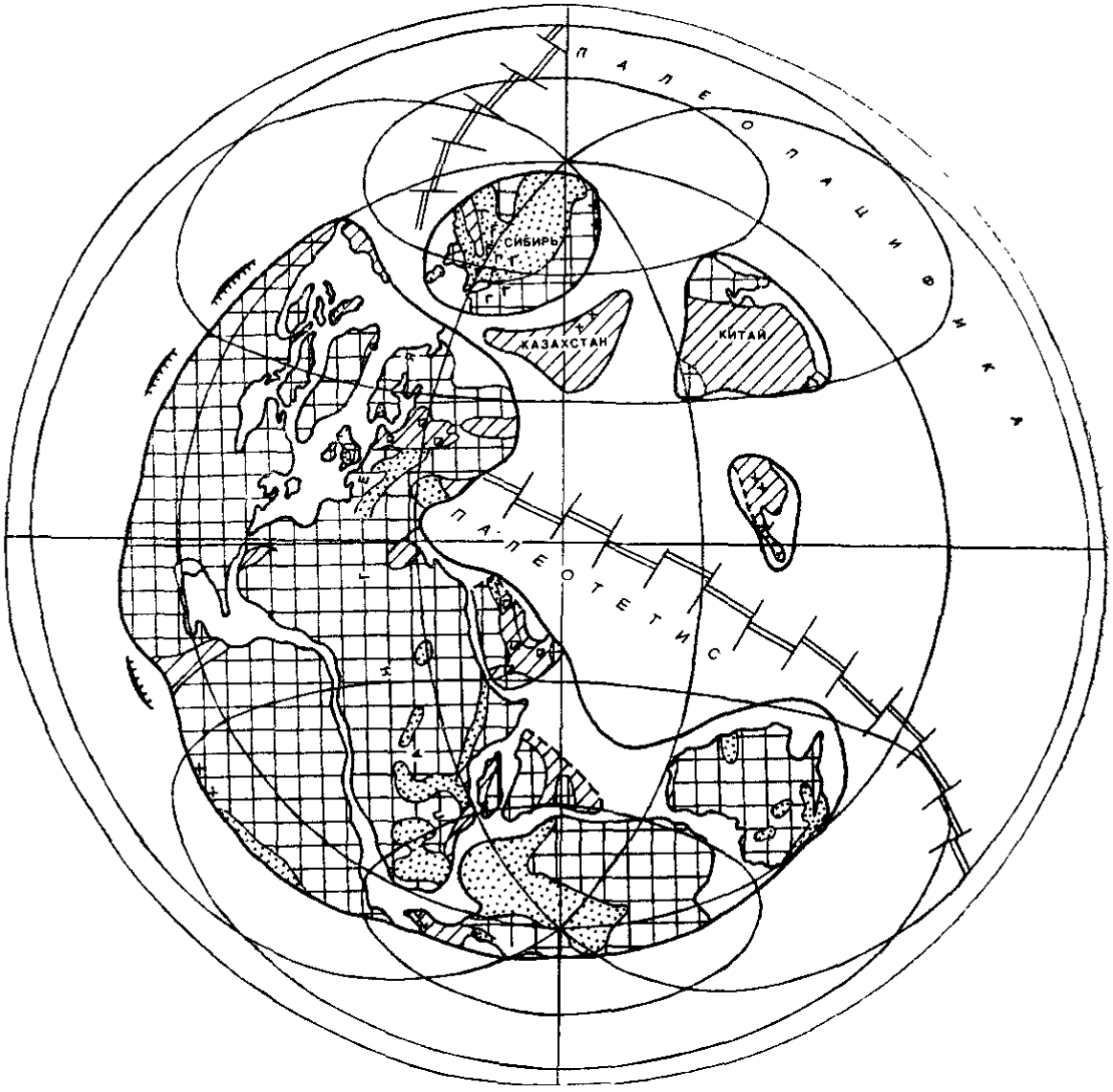


Рис. 14.4. Положение материков и океанов в поздней перми (по Л. П. Зоненшайну, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.4

сибирская часть Пангеи II оказалась в приполярной области и подверглась покровному оледенению, в то время как Гондвана постепенно стала удаляться от Южного полюса и на смену ледниковым образованиям на значительной площади пришли угленосные. С востока, со стороны Панталассы (Прапацифики) в тело Пангеи II по-прежнему вдавался огромный залив Палеотетиса, ширина которого на крайнем востоке достигала 4000 км.

На месте Арктическо-Североатлантического пояса каледонид, некогда спаявшего Лаврентию и Фенносарматию (Балтику), с прежней и даже возросшей интенсивностью развивалась рифтовая система, вдоль которой трансгрессия проникла из Бореального бассейна в Северное море и Центральную Европу с образованием в начале эпохи огромного солеродного Цехштейнового бассейна (рис. 14.5). С этой рифтовой системой сочленялась Западно-Европейская, в основном ориентированная не меридионально, как первая, а диагонально, с северо-запада на юго-восток, параллельно краю древнего Восточно-Европейского континента. Между тем подвижный пояс, простиравшийся между Фенносарматией, Казахстаном и Сибирью, продолжал развиваться в орогенном режиме, на пространстве от Новой Земли и Полярного Урала до Южного

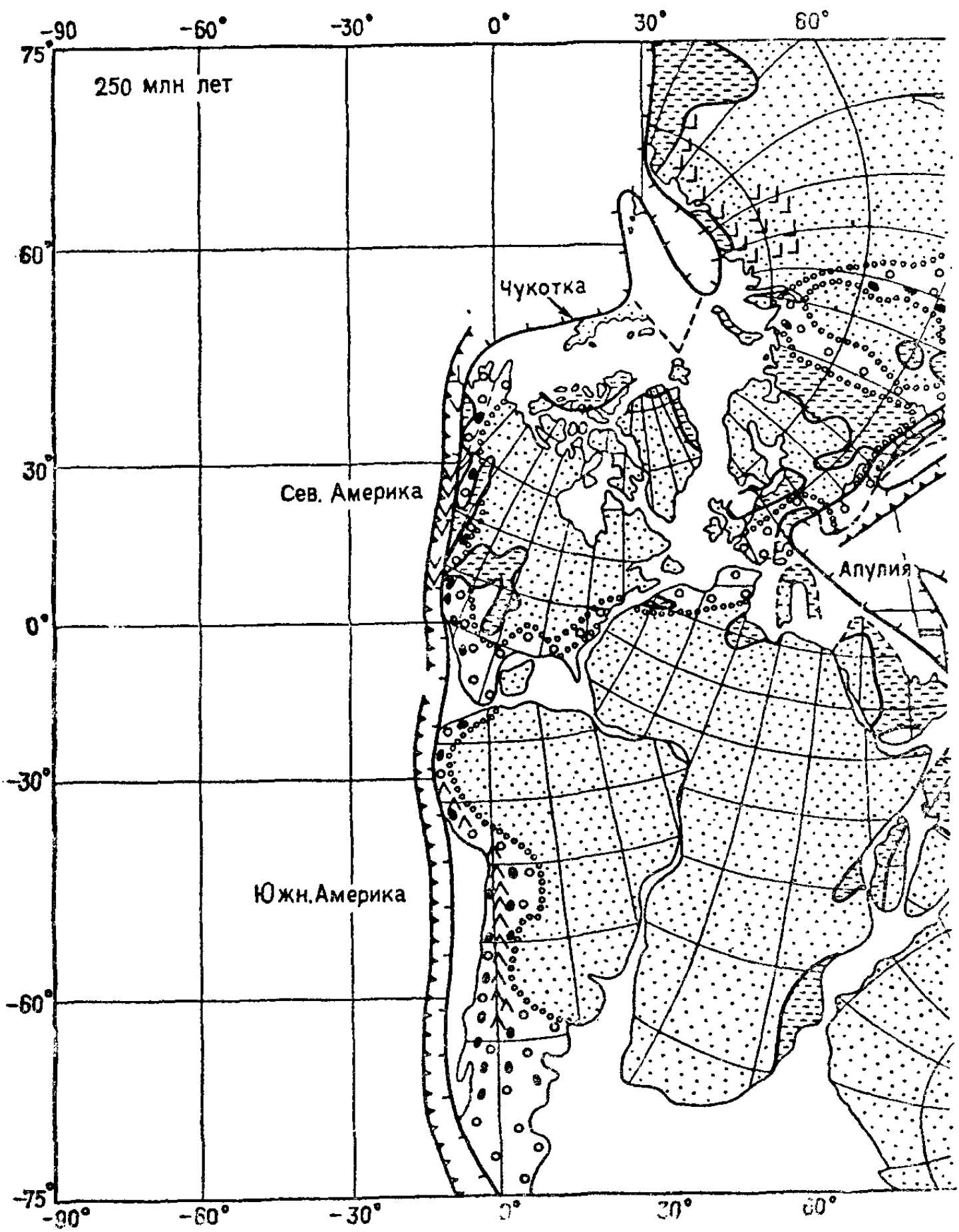
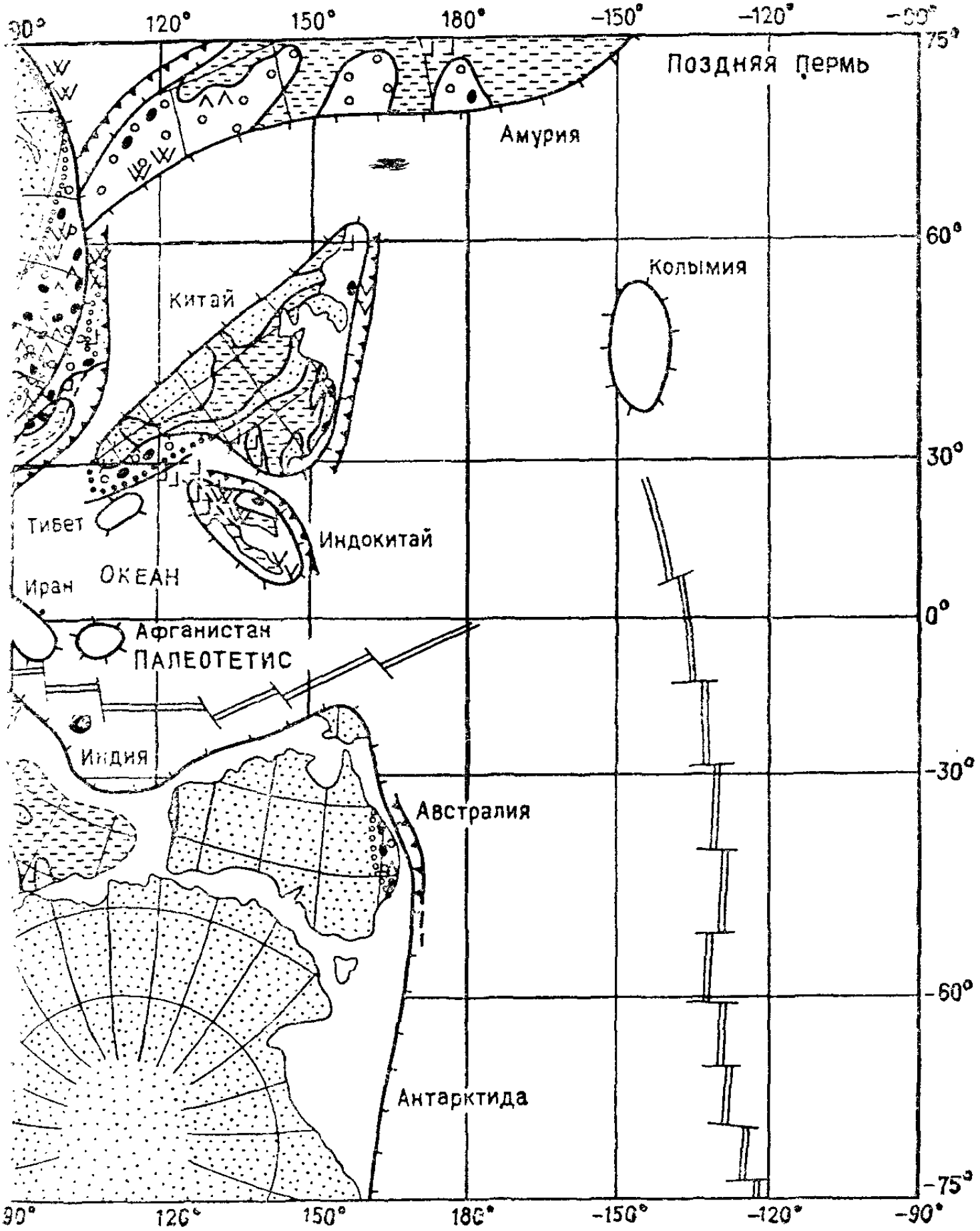


Рис. 14.5. Палеотектоническая реконструкция для поздней перми (проекция му). Условные обозначения



Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.) (по В. Е. Хаину и К. Б. Сеславинско-

см. на рис. 9.4

Тянь-Шаня, Джунгарии и далее к востоку. На севере Западной Сибири со стороны Карского моря в его пределы вклинилась рифтовая зона, развитие которой в конце эпохи достигло стадии спрединга; она дала ответвление к северо-востоку в Енисей-Хатангский прогиб. На севере в тело лавразийского сектора Пангеи продолжали вклиниваться, хотя и сократившись в размерах, два бассейна с океанской корой — Южно-Анюйский и Амуро-Охотский. Еще один залив продолжал существовать на крайнем востоке Южной Монголии и в Дунбэе, в то время как западнее Таримский и Китайско-Корейский континенты примкнули к Лавразии.

Платформенные области Лавразии в Северной Америке, Европе, Сибири, Китае и Корее в общем испытали регрессию. Осадконакопление продолжалось лишь во внутриконтинентальных водоемах. На севере Канадского Арктического архипелага и северо-западе Сибирского кратона начинается проявление траппового магматизма.

Северная граница Тетиса проходит в поздней перми через Горный Крым, Большой Кавказ, Центральный Афганистан, Памир и Тибет и далее вдоль Циньлина выходит к древнему Тихому океану. Южная граница протягивается вдоль северных окраин Африки, Аравии, Индостана и далее к Австралии и Новой Гвинее. От Гондваны откалывается микроконтинент Ирана — Афганистана — Южного Тибета; одним из свидетельств этого являются базальтовые излияния в Загросе и на западе Гималаев. Такие же излияния происходят на юго-западе Южно-Китайского континента. Южный Китай с Индосинийским массивом приближены к Восточной Лавразии; их разделяет лишь относительно узкий пролив Циньлина, но Индосинийский массив вторично отделяется от Южного Китая континентальным рифтом, перерождающимся в межконтинентальный. Основная ветвь Тетиса по-прежнему следует вдоль западной периферии Южно-Китайского и Индосинийского континентов в направлении Малакки и юго-восточного Калимантана. На ее границе с Индосинийским микроконтинентом развивается краевой вулканоплутонический пояс, свидетельствуя о направленной под этот микроконтинент субдукции.

Северная окраина Тетиса, как и раньше, также представляла активную окраину андского типа. В ее далеком тылу на герцинском складчатом субстрате протекали процессы рифтогенеза, затронув северное Причерноморье, Предкавказье и Закаспий. Южная окраина на некоторое время тоже превращается в активную; зона субдукции проходит по северной периферии Ирано-Тибетского микроконтинента и именно с ее активностью связано его откалывание от Гондваны и образование рифтогенного бассейна, в дальнейшем развивающегося в Неотетис.

Гондванский сектор Пангеи II подобно Лавразии и даже в большей мере испытывает воздымание, обусловившее почти полное его осушение, за исключением северо-востока Аравии, Ирана и северо-запада Индостана. На этом фоне в пределах Южной и Восточной Африки и Центрального Индостана продолжается риф-

тогенез и образуются грабены Карру и Нижней Гондваны. В некоторых из этих грабенов кроме континентальных осадков присутствуют и морские. Их появление в Танзании, на Мадагаскаре и во впадине Карнарвон на западе Австралии предвосхищает будущее отделение Мадагаскара от Африки и Индостана от Австралии.

Обращенные к Панталассе окраины Лавразии и Гондваны сохраняют повышенную тектоническую активность. Орогенез практически целиком охватывает Анды и распространяется в Австралии, в Тасманском поясе, до ее восточного побережья, вдоль которого протянулся вулканоплутонический пояс с Сидней-Боуэнским мелководным бассейном в тылу. Орогенез проявляется в конце перми на Японских островах (орогенез Акийоси), где происходит столкновение микроконтинента Хонсю с окраиной Азии, и в южной половине будущих Северо-Американских Кордильер (орогенез Сонома). На территории Антарктического полуострова в глубоководных условиях формировались вулканиты основного и среднего состава и граувакки.

14.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В ранней перми выделяются пояса экваториального, тропического, субтропического и умеренного климата. Существование высоких температур обосновывается развитием мономиктовой, олигомиктовой, экстракарбонатной, карбонатно-сульфатной и эвапоритовой формаций, рифовых построек и широким распространением теплолюбивой морской фауны. Раннепермские температуры установлены пока только для Предуралья, Закавказья и Дарваза. Максимальные значения получены по скелетным образованиям кораллов Предуралья (около 26—28 °С) (рис. 14.6). Близкие температуры характерны для среды обитания коралловой фауны Закавказья, хотя температуры среды обитания брахиопод оказались более низкими — всего 19—21 °С. Это скорее всего связано с большей глубиной обитания последних. Температуры среды обитания фузулинид Дарваза оказались равными 19—24 °С.

Аридные сектора тропического пояса Северного полушария ранней перми очерчиваются довольно уверенно. Такие условия оказались характерными для центральной части Северной Америки, Европы, запада Казахстана и Средней Азии. Один из самых крупных солеродных бассейнов располагался на территории штатов Оклахома, Нью-Мексико, Канзас и Техас. В аридной зоне восточной части Лавразии соленакопление происходило в Польско-Германской, Московской, Днепровско-Донецкой, Прикаспийской впадинах, в Молдавии, Предуралье, Джезказганской и Тенизской впадинах Казахстана. Широко распространены гипсоносные красноцветы в центральной части Южной Америки и на северо-западе Африки, по распространению которых оконтуривается южный аридный пояс.

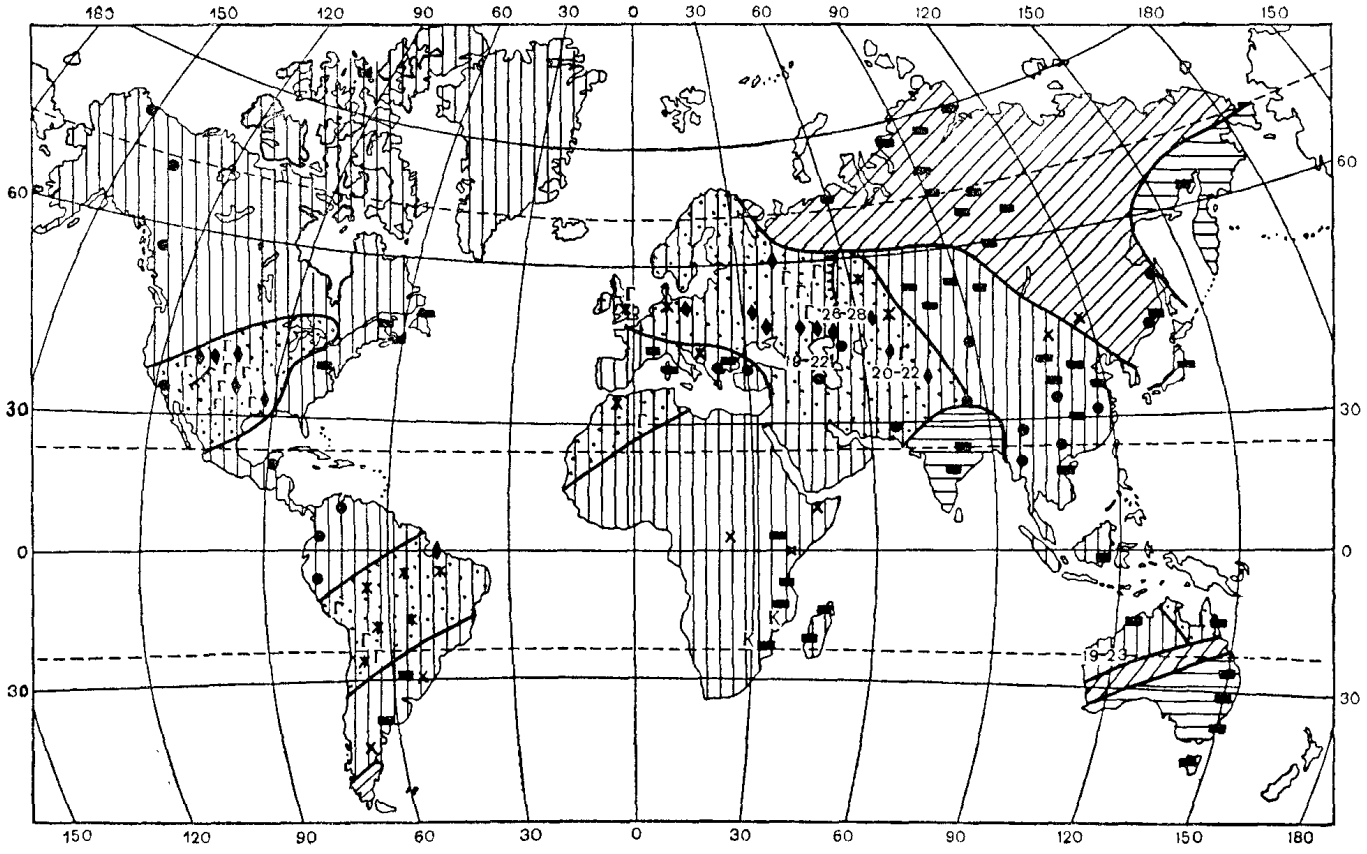


Рис. 14.6. Климатическая зональность материков в ранней перми (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

Между северным и южным аридными поясами располагались области с экваториальным равномерно-влажным климатом. Такие условия существовали в Центральной Америке, в центральных и юго-восточных районах Китая, Индокитая и в Южной Европе. В этих районах в больших масштабах шло угленакопление, было широко развито аллитное, ферриаллитное и латеритное выветривание. Большим распространением пользуются обильно увлажненные ландшафты с соответствующим фациальным типом осадков и растительными ассоциациями. Здесь росли своеобразные влаголюбивые леса. Области их развития С. В. Мейен выделяет как Америсинийское царство. Для этой флоры характерно резкое преобладание теплолюбивых ассоциаций, лишенных годовых колец нарастания. В основном это древовидные папоротники, но в ряде мест сохранились элементы вестфальской и катазиатской флор карбона — крупные лепидофиты, птеридоспермы и древовидные каламиты.

К югу и к северу от аридных секторов Северного и Южного полушарий располагались области с равномерным увлажнением. В Северной Америке область тропического равномерно-влажного климата охватывала Аляску, Канадский Арктический архипелаг, континентальную Канаду, значительную часть США. В Евразии данный тип климата господствовал в Казахстане, Монголии и Китае, а также на крайнем северо-востоке. Существование данного типа климата обосновывается своеобразными увлажненными ландшафтами, развитием аллювиально-пойменно-озерного типа осадков, обогащенных органическим веществом, и растительных ассоциаций, состоящих из растений, произраставших в условиях повышенной влажности (папоротники, плауновые, членистостебельные).

В поздней перми климатическая зональность не претерпела существенных изменений в температурном отношении, но заметно повысилась засушливость (рис. 14.7). Как и в ранней перми, выделяются экваториальный и по два тропических, субтропических и умеренных пояса. Экстрааридные условия господствовали на значительной части Северо-Американской платформы, в Гренландии, Западной Европе, на территории Восточно-Европейской платформы и в Центральном Казахстане. Наряду с накоплением эвапоритов в этих районах формировались хемогенные высокомагнезиальные карбонаты и гипсоносные толщи. Менее интенсивное соленакопление происходило на Южно-Американском континенте, в северной и центральной частях Африки. Пустыни располагались на континентальных пространствах Лавразии и Гондваны. Об этом свидетельствуют толщи эоловых осадков и красноцветов с гипсами.

Между северным и южным аридными поясами располагались области с экваториальным влажным климатом. Этому поясу свойственно образование латеритов, накопление каолинитовых толщ и сильная насыщенность осадков органическим веществом. Высокая угленосность характерна и для поясов равномерно-влажного тропического климата. В морских условиях здесь были сформированы органогенные и оолитовые высокомагнезиальные известняки и до-

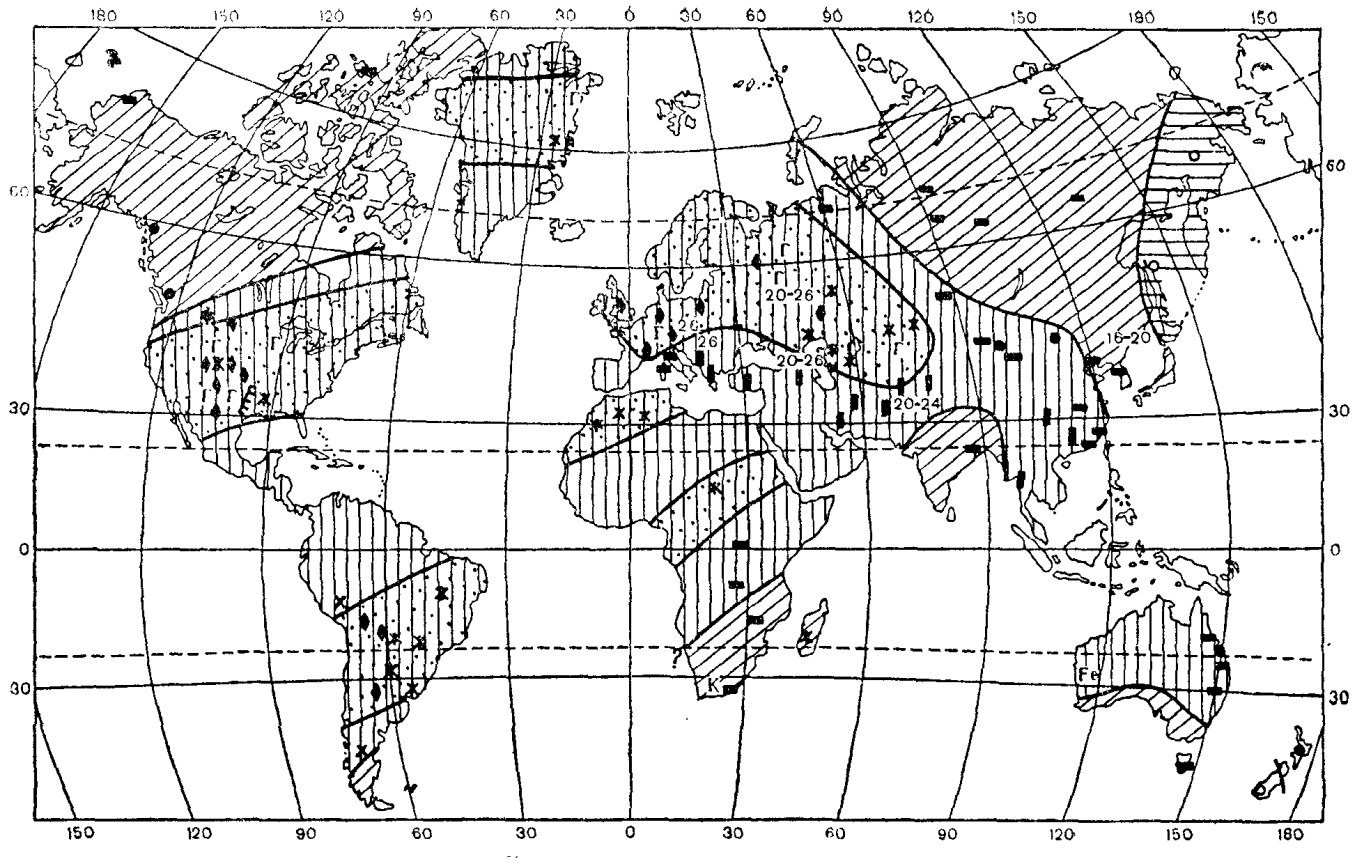


Рис. 14.7. Климатическая зональность материков в поздней перми (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

ломиты. На денудационных поверхностях развивались процессы аллитного и ферриаллитного выветривания.

За пределами тропического пояса находились области с относительно умеренными температурами. Субтропические условия существовали в Сибири, на Северо-Востоке России и в Приморье. В морях этого пояса отсутствовали кораллы и многие группы теплолюбивой фауны. Широким развитием пользовались двустворчатые моллюски. Средние температуры среды их обитания не поднимались выше 20 °С. На обширных сильнообводненных озерно-аллювиальных низменностях формировались сероцветные терригенные осадки, обогащенные углистым материалом.

Умеренный климат со значительными сезонными колебаниями был свойствен восточной части Лавразии и Южной Австралии, т. е. территориям, находившимся в высоких широтах Северного и Южного полушарий. В ряде районов Южного полушария в самом начале перми формировались тиллитоносные толщи, которые частично могли быть привнесены морскими льдами.

По составу растительного мира в пермском периоде выделяются Вестфальская (Еврамерийская), Тунгусская (Ангарская), Катазиатская и Гондванская палеофлористические области.

Среди морских фаунистических ассоциаций выделяются три области: Бореальная, Средиземноморская и Южная — Мальвино-Кафрская. Бореальная область занимала территории высоких и средних широт Лавразии. Средиземноморская включала Палеотетис и примыкавшие к нему с севера и юга территории. В этих районах обитали исключительно тропические и экваториальные формы фораминифер, брахиопод, кораллов и разнообразных кораллоподобных двустворчатых моллюсков. Южная область располагалась в средних и высоких широтах Гондваны.

14.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Несмотря на то что пермский период был одним из самых засушливых в истории Земли, для него характерны не только крупнейшие месторождения солей, но и угольные месторождения, в основном раннепермского возраста. Более четверти мировых запасов угля сосредоточены в Печорском и Таймырском угольных бассейнах, угольных бассейнах востока Китая и в Индии, Австралии, ЮАР. Кроме того, пермский возраст имеют верхние горизонты угленосных толщ Минусинского, Кузнецкого и Тунгусского бассейнов.

Пермский возраст имеют также отдельные нефтеносные горизонты Волго-Уральской области и ряда месторождений США. К перми относятся продуктивные горизонты некоторых газовых месторождений. Сверхгигантскими являются залежи газа Шебелинского (Украина) и Вуктыльского (Коми) месторождений, месторождения Гронинген в Нидерландах, Хьюготон в США и ряда месторождений Ирана.

Значительная часть мировых запасов калийных солей образовалась в пермском периоде. Это залежи Верхнекамского месторождения Приуралья, месторождений Прикаспия, Германии, Делаверского бассейна США. Наряду с калийными солями в перми были сформированы месторождения поваренной соли. Одним из крупнейших является месторождение Артемовское на севере Донбасса.

Широко развиты рудные полезные ископаемые. Среди них месторождения меди Мансфельд в Германии, медно-молибденовое месторождение Коунрад на побережье оз. Балхаш, месторождения золота Мурунтау в Кызылкумах, олова — Корнуолл в Англии, урана — в Германии, Центральном массиве во Франции и во впадине Карру в ЮАР. По-видимому, пермский возраст имеют ртутные месторождения Никитовское на юге Украины и Хайдаркен в Киргизии.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Мезозойская эра подразделяется на три периода: триасовый, юрский и меловой. Общая продолжительность эры составляет около 180 млн лет.

ГЛАВА 15. ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

Триасовая система была выделена в 1831 г. под названием «кейперские отложения» бельгийским ученым Ж. Омалиусом Д'Аллуа. Под этим названием им были объединены развитые на севере Западной Европы, в Германском бассейне, отложения пестрого песчаника, раковинного известняка и радужных мергелей. В 1834 г. немецкий геолог Ф. Альберти предложил объединить эти три толщи под названием «триас» в отличие от пермских, которые в Западной Европе в то время называли диасом, вследствие их двучленного деления.

15.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

Разработка ярусной стратиграфической шкалы триасовой системы проводилась в Альпах, где весь триас в отличие от Германского бассейна представлен морскими фациями (табл. 15.1).

Триасовый период начался 248 (по французской шкале 245) млн лет назад и закончился 208 (по французской шкале 205) млн лет назад (продолжительность 40 млн лет).

Длительное время нижний отдел триасовой системы не имел общепринятого ярусного деления. Ранее ему соответствовал верфенский ярус, предложенный Э. Мойсисовичем в 1882 г., с последующим разделением на сейсский и кампильский подъярусы (ярусы, если принять весь верфен за надъярус). Позднее, основываясь на разрезах Соляного кряжа (Пакистан) и Гималаев, стали выде-

лять несколько ярусов. В последние годы западноевропейские геологи предлагают называть верфенским ярусом.

В 1956 г. Л. Д. Кипарисова и Ю. Н. Попов предложили разделять нижний триас на два яруса — индский и оленекский. В качестве стратотипа индского яруса был предложен разрез цератитовой формации Соляного кряжа и слои с Otoceras в Гималаях.

Стратотипом оленекского яруса служит разрез так называемых «оленекских слоев» в низовьях р. Оленек. Этот ярус отличается от индского большим разнообразием аммонитов, среди которых имеются два крупных комплекса, отвечающих зонам Owenites, Olenekites, Prohungarites.

Таблица 15.1

Общее стратиграфическое подразделение триасовой системы

Отдел	Ярус
Верхний	норийский T_3n
	карнийский T_3k
Средний	ладинский T_2l
	анизийский T_2a
Нижний	оленёкский T_1o
	индский T_1i

Ярусы нижнего триаса хорошо прослеживаются не только в Индостане и Сибири, но и в других регионах, где распространен морской нижний триас. Поэтому своим решением в 1958 г. Межведомственный стратиграфический комитет СССР рекомендовал принять их для всей территории Советского Союза с последующим утверждением на сессии Международного геологического конгресса.

Анизийский ярус среднего триаса был установлен Э. Мойсисовичем и К. Динером в 1895 г. Название дано по латинскому названию р. Енис — Anisus — в Динарских Альпах. Типовой разрез находится в Австрии, где развиты известняки с многочисленными аммонитами.

Название «ладинский ярус» дано Л. Биттнером в 1892 г. по народности ладины в Тироле. Впервые как самостоятельное подразделение выделен Э. Мойсисовичем в 1869 г. В стратотипическом разрезе распространены карбонатные породы, содержащие богатую фауну моллюсков и кораллов.

Карнийский ярус верхнего триаса был установлен в 1869 г. также Э. Мойсисовичем. Название происходит от Карнийских Альп. Карбонатная толща в стратотипической местности охарактеризована аммонитами.

Норийский ярус установлен в 1869 г. тем же Э. Мойсисовичем в Западных Альпах. Название дано по наименованию римской провинции Норикум близ Дахштейна. Отложения этого яруса подробно изучены в 1892 г. К. Динером. Охарактеризованы богатым комплексом аммонитов. К верхам норийского яруса ныне относится рэтский ярус, которому ранее придавалось самостоятель-

ное значение. Изучая морские отложения, залегающие на границе триаса и юры в Альпах, в 1858 г. С. Гюмбель выделил их в самостоятельный ярус, который и был назван по имени Рэтских гор. Здесь развиты известняки и мергели, иногда существенно рифогенные известняки с богатой фауной брахиопод, кораллов и двустворчатых моллюсков.

15.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир мезозойской эры весьма разнообразен. Он занимает промежуточное положение между палеозоем и кайнозоем. В морях огромное распространение получили аммоноидеи совершенно иного облика, чем в палеозое, возникли белемноидеи. Усиливалось разнообразие двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Число брахиопод сократилось, но по-прежнему они играли ведущую роль. Возникли новые шестилучевые кораллы, новые систематические группы морских ежей, морских лилий, мшанок, фораминифер. Коренное изменение претерпели позвоночные. Широкое распространение получили пресмыкающиеся и поэтому нередко мезозойскую эру называют эрой пресмыкающихся.

Не менее своеобразным был органический мир суши. В его составе доминировали различные пресмыкающиеся, особенно динозавры. Появившиеся в конце триаса млекопитающие до конца мезозоя оставались мелкими и малочисленными и существенной роли не играли. Растительное царство также было своеобразным. Ведущая роль начинает принадлежать голосеменным, которые входили в состав так называемой мезофитной флоры.

В триасовом периоде еще некоторое время существовали единичные типичные для палеозоя группы. В это время заканчивают свое развитие спириферидьі и ортоцератиты, а среди позвоночных — стегоцефалы. Продолжали развиваться каламиты и целый ряд споровых палеозойских растений. Однако на фоне их угасания быстро эволюционируют совершенно новые группы организмов.

В морских бассейнах широкое развитие в триасе получили цератиты (рис. 15.1). Первые представители этих аммоноидей появились еще в перми. Уже в начале триаса они достигли своего расцвета и также быстро стали вымирать в конце триаса. Это время было одним из самых драматичных в истории развития аммоноидей, которые оказались на грани полного исчезновения.

Для раннего триаса характерны Tirolites, Doricranites, в среднем триасе большим развитием пользовались Ceratites. Для среднего и особенно позднего триаса типичны Pinacoceras, а Tropites известны только в отложениях верхнего триаса.

Другие головоногие моллюски — наутилиды, ортоцератиты и белемниты — в триасе были распространены значительно меньше. Наутилиды представлены теми же подотрядами, что и в пермском периоде, но в триасе возникают новые роды. В триасе белемниты еще редки, и все они относились к отряду Aulacocerida.

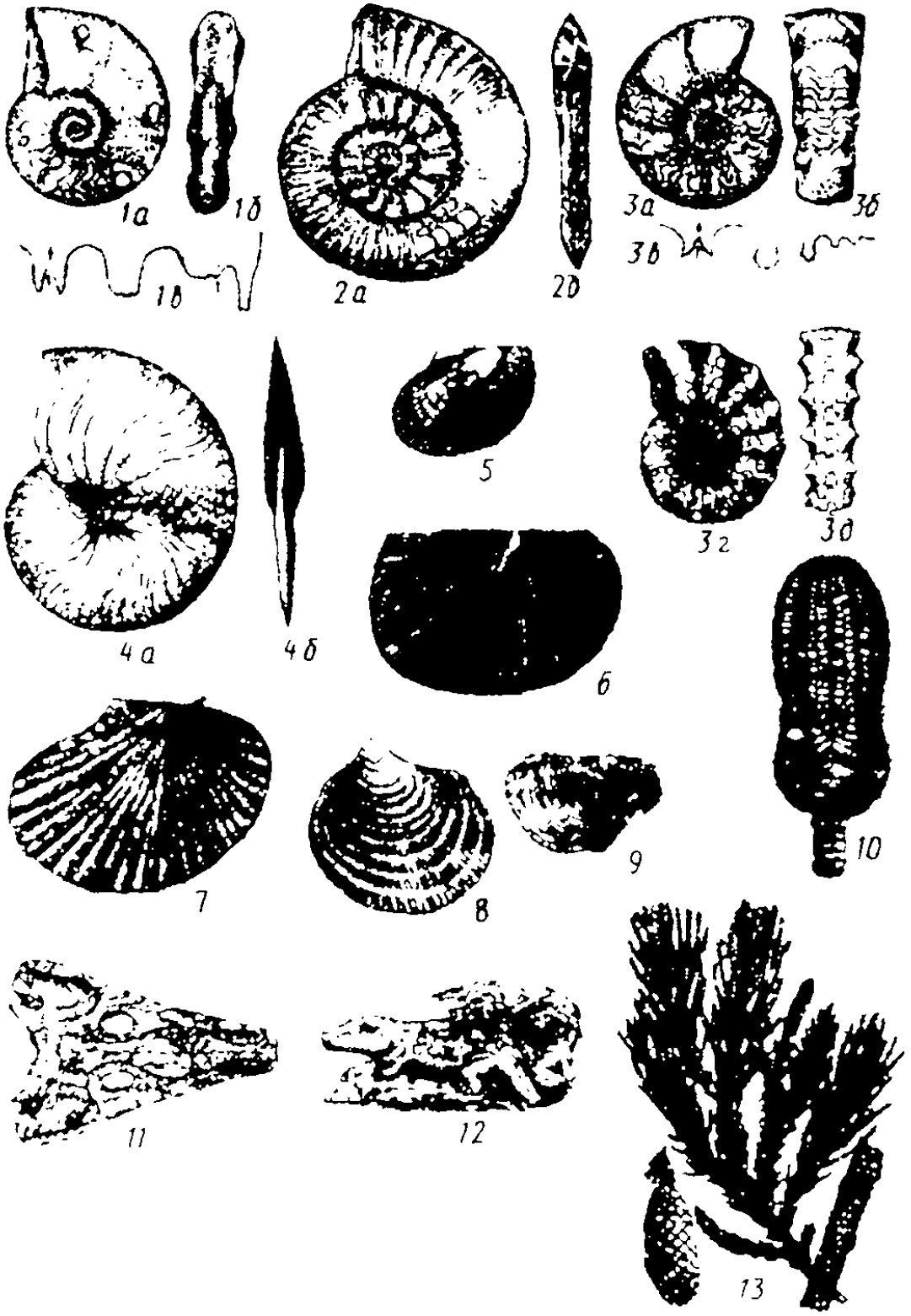


Рис. 15.1. Характерные представители триасовых организмов. Аммоноидеи: *1а, 1б, 1в* — Tirolites (T_1); *2а, 2б* — Dorieranites (T_1); *3а, 3б, 3в, 3г, 3д* — Ceratites (T_2); *4* — Pinacoceras (T_3). Двустворчатые моллюски: *5* — Monotis (T_2); *6* — Pseudomonotis (T_3); *7* — Daonella (T_3); *8* — Claraia (T_1); *9* — Halobia (T_3). *10* — морская лилия Encrinus. Амфибии: *11* — Bethosuchus (T_1); *12* — Mastodonsaurus (T_3). Хвойные: *13* — Voltzia

Большого родового и видового разнообразия достигли в триасе двустворчатые и брюхоногие моллюски. У двустворок появился новый отряд Ostreina. Существенно изменился состав семейств. Многие виды родов Halobia, Daonella, Monotis, Claraia являются руководящими. Начался расцвет отряда Mesogastropoda. На смену

четырехлучевым кораллам пришли шестилучевые. Первые склерактинии возникли в середине триаса.

Хотя в триасовом периоде продолжали существовать спириферицы, но доминирующая роль стала принадлежать совершенно другим брахиоподам — теребратулидам и ринхонеллидам. Палеозойские мшанки доживали в триасе. Отряд Cyclostomata стал более разнообразным. Сильные изменения произошли среди иглокожих. Лишь некоторые архаичные морские лилии смогли дожить до конца триаса. В самом начале триаса появился новый подкласс Articulata, представители которого продолжают существовать и в наши дни. Древние морские ежи вымерли в конце палеозоя. Сохранились лишь единичные представители отряда Cidaroida, которые достигли значительного разнообразия позднее. В триасе возникли диадемовые ежи.

На рубеже перми и триаса вымерли фузулиниды, но в триасовом периоде среди фораминифер появились и стали доминировать нодозариниды. Более разнообразными стали морские позвоночные. Продолжали существовать лучеперые хрящекостные и цельнокостные рыбы. Костистые рыбы появились в среднем триасе. В раннем триасе возникли ихтиозавры, а в среднем — плезиозавры.

Для триасового периода характерно большое разнообразие комплексов голосеменной растительности. Это гинкговые, цикадовые, беннеттитовые. В конце триаса возникли чекановскиевые. Изменился состав хвойных. Вместо древних представителей появились новые группы — сосновые, араукариевые и кипарисовые. Большим развитием вновь стали пользоваться папоротники, роль которых в перми по сравнению с каменноугольным периодом снизилась.

Просторы суши и мелководные пресные бассейны были населены рептилиями, число которых постепенно возрастало, а количество амфибий, в частности стегоцефалов, уменьшилось. Среди последних в раннем триасе были распространены Benthosuchus, а в позднем — Mastodonsaurus. В триасе вымерли обычные для пермского периода зверообразные и котилозавры, на смену которым пришли новые группы — динозавры и первые млекопитающие.

15.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Триасовый период, подобно пермскому, характеризовался ярко выраженными геократическими условиями. При этом раннетриасовая эпоха, несмотря на события на рубеже перми и триаса, в тектоническом плане обнаруживает еще определенную преемственность от перми и позднего палеозоя в целом. Вместе с тем рассматриваемая эпоха отличается затуханием тектонической и магматической активности, что привело к тому, что горные сооружения Урала, Аппалачей, Западной и Центральной Европы, Передней и Центральной Азии и Восточной Австралии подвергаются

интенсивному размыву и превращаются в невысокие возвышенности.

Сильная засушливость в триасе стала причиной накопления мощных толщ эвапоритов и исключительно огромного по площади распространения красно- и пестроцветных и гипсоносных осадков. Темп карбонатонакопления снизился. Это было связано не только с малой площадью морского осадконакопления, но и с высоким уровнем карбонатной компенсации в океане. Этот вывод основан на факте отсутствия карбонатных отложений в глубоководных прогибах, которые стали ареной формирования терригенно-кремнистых осадков.

Пангея II еще сохранила свою монолитность (рис. 15.2), несмотря на продолжающееся развитие внутриконтинентальных рифтовых систем в Южной и Восточной Африке, Центральном Индостане и на западе Австралии. Она простиралась от высоких широт Северного полушария до приполярных широт Южного полушария. Северный полюс располагался где-то на крайнем северо-востоке Сибири, а южный — в районе Тасмании. Обский межконтинентальный рифт на севере Западной Сибири и в Карском море

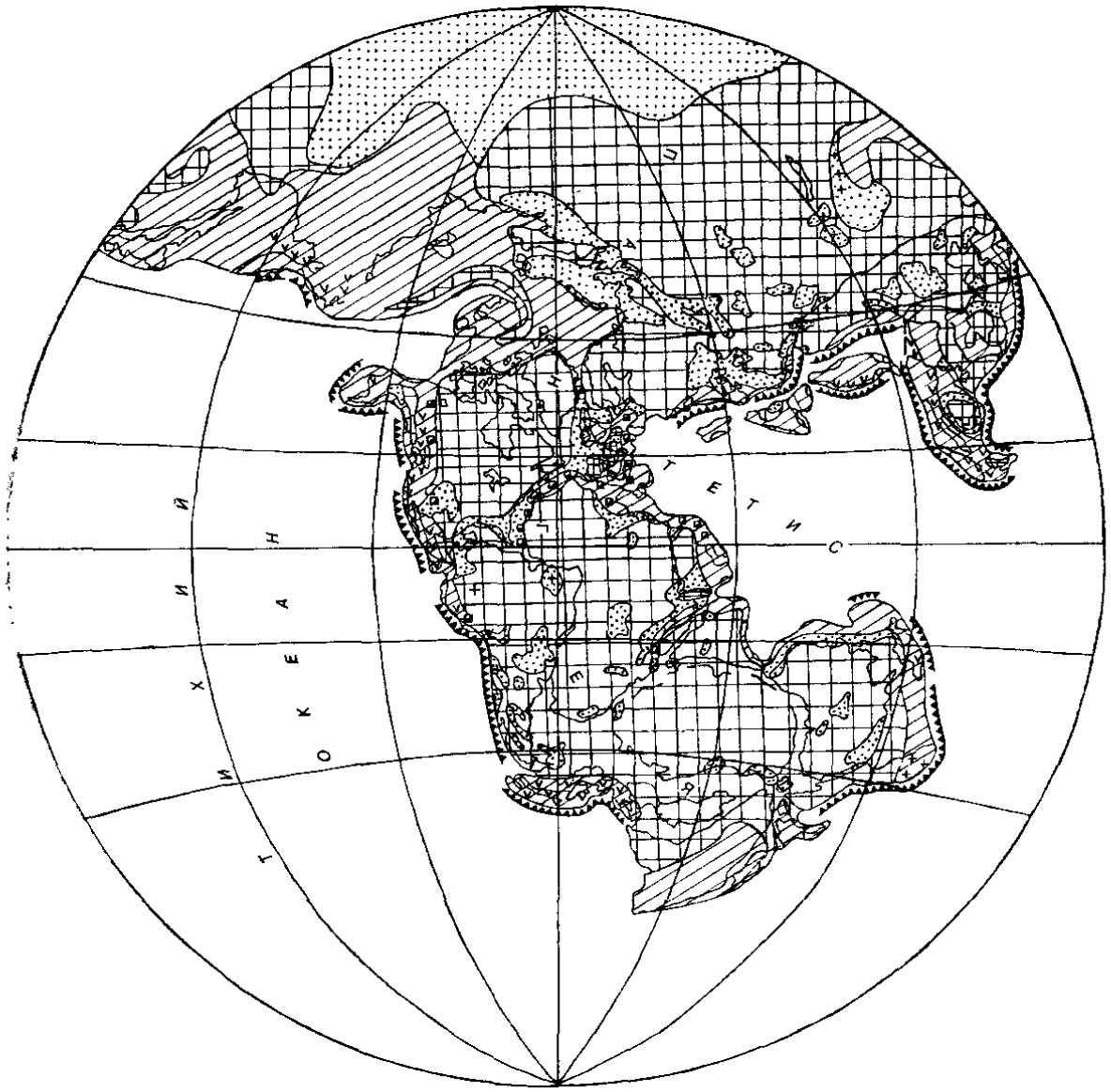


Рис. 15.2. Палеогеографическая реконструкция для триасового периода (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями и изменениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

с его Енисей-Хатангским ответвлением был, видимо, связан с Южно-Анюйским океанским бассейном и представлял его окончание. К нему тяготела обширная область траппового магматизма Тунгусской синеклизы и Южного Таймыра. По-прежнему существовали Амуро-Охотский и Дунбэйско-Приморский бассейны Палеоазиатского океана, еще в позднем палеозое превратившиеся в апофизы Палеопацифики. Наиболее широким и глубоко вдававшимся в Пангею являлся, как и в позднем палеозое, Тетис, расчленявший ее на лавразийскую и гондванскую части. Он заполнялся в основном мелководными и преимущественно карбонатными осадками, за исключением осевого глубоководного прогиба, следовавшего из Горного Крыма к Большому Кавказу и далее в направлении Памира и довольно обширного бассейна к югу от Наньшаня и к западу от Южно-Китайской платформы. Сохранялся пролив между последней и Индосинийским микроконтинентом, а осевая зона Тетиса (теперь уже Мезотетиса) продолжалась по-прежнему к западу от этого микроконтинента на юг в Малакку. По северной окраине широтного глубоководного прогиба и всего Тетиса от Добруджи до Куньлуня и Циньлина простирается краевой вулканоплутонический пояс, а в его тылу в пределах Евразии расстилалось эпиконтинентальное море, достигшее наибольшей ширины во вторую половину эпохи. К северу морские осадки сменяются континентальными. Аналогичные условия существовали на западе и севере северо-американской части Лавразии, в Скалистых горах и Свердрупском бассейне, а также на южной, гондванской, окраине Тетиса в Северо-Восточной Африке, Аравии и Индостане.

Вместе с тем в пределах как лавразийской, так и гондванской частей Пангеи усиливались процессы рифтогенеза.

Мощный рифтогенез приводит к возникновению системы узких прогибов, протягивающихся от Ньюфаундленда до западного побережья Мексиканского залива. В них формировались терригенные морские осадки и лагунные эвапориты. К северу от плато Блейк, на южном продолжении внешней ветви рифтовой системы, распространены озерно-аллювиальные осадки мощностью до 3 км. В южной части рифтовой системы располагались впадины, заполняемые песчано-глинистыми, в том числе и угленосными, осадками. Сильное погружение охватило западную часть рифтовой системы. Мощность озерных, аллювиальных и дельтовых отложений превышает 5 км, и их накопление нередко прерывалось извержениями базальтов толеитового ряда.

В южной части Калифорнии и в Западной Сьерра-Мадре Мексики возникла островная дуга. Островодужные условия характерны и для Британской Колумбии, где вулканическая активность ослабела и стали формироваться карбонаты.

Крупный глубоководный бассейн занимал центральную и южную части Аляски. Вулканогенно-кремнистые и терригенно-кремнистые осадки этого бассейна формировались на продолжении тихоокеанской окраины.

Западную часть сегмента от Южной Аляски до о. Ванкувер на юге составлял микроконтинент Врангелия. В его пределах происходили мощные излияния как в подводных, так и в наземных условиях толеитовых и щелочных базальтов и трахитов, мощностью до 3 км. К востоку от Врангелии располагалась сравнительно узкая зона распространения андезитов и базальтов. Извержения происходили в подводных условиях и скорее всего носили характер островодужных.

Вдоль Арктическо-Североатлантической рифтовой системы морская трансгрессия проникла на юг, в Северное море, где обозначился ее осевой рифт, а также в Западную и Центральную Европу. В начале поздней перми возник огромный Североморско-Среднеевропейский солеродный бассейн; широтным Англо-Датским порогом он делился на две впадины, а вдоль Датско-Польского рифтогенного прогиба временами соединялся с Тетисом. В теле Гондваны усилились погружения на востоке Африки и западе Мадагаскара, представлявших два борта южного рифтового бассейна, и на западе Австралии; в южных широтах расширилось распространение морских осадков.

В северо-западном сегменте современного Тихоокеанского кольца западная зона Корякского нагорья, а также Буреинский и Ханкайский массивы в западном обрамлении Сихотэ-Алиня в начале триаса продолжали развиваться в орогенном режиме с образованием на краю Сихотэ-Алиня вулканоплутонического пояса. В Корякии к востоку от края континента продолжала существовать возникшая в позднем палеозое вулканическая дуга. На месте Японских островов между окраиной материка и микроконтинентом Куросегава располагалось окраинное море Чичибу. Далее к югу вдоль восточной окраины Азии господствовали, вероятно, океанские условия, как и на востоке Корякии, Сихотэ-Алине и Сахалине.

Южный сегмент Тихоокеанской окраины представлен океанскими осадками и вулканогенно-терригенно-кремнистыми островодужными комплексами. Они распространены в Орегоне и Калифорнии. Наиболее глубоководными являлись кремнисто-глинистые толщи, распространенные в штатах Орегон и Вашингтон. Скорее всего они накопились ниже уровня карбонатной компенсации. Юго-восточнее находилась островная дуга Западной Сьерра-Мадре. Восточнее этой дуги накапливались преимущественно глинистые и песчано-глинистые морские мелководные и глубоководные толщи.

В юго-западном сегменте Тихоокеанского кольца меланезийская окраина Гондваны, от Новой Гвинеи до Новой Зеландии, включая крайний северо-восток Австралии, представляла и в раннем триасе активную окраину андского типа, надстроенную краевым вулканоплутоническим поясом. Подобный пояс развивался и в Андах, но здесь он уже вступил в стадию угасания. Вдоль антарктической окраины Гондваны вероятно существование вулканической дуги. Вулканические дуги и окраинные моря продолжа-

ли развиваться и вдоль кордильерской окраины Северной Америки.

На востоке Лавразии располагались возвышенные равнины и горные массивы, разделенные крупными аккумулятивными низменностями. Суша рассекалась множеством речных систем, которые выносили обломочный материал в Польско-Германский, Баренцевоморский и бассейны Восточно-Европейской платформы.

Временами в озерных водоемах соленость возрастала, и тогда в их пределах накапливались эвапориты и красноцветные терригенные осадки, обогащенные гипсами и ангидритами.

С севера возвышенная равнина Восточно-Европейской платформы омывалась мелководным морем, смыкавшимся с морями Гиперборейской платформы. Расположенная на юге озерно-аллювиальная низменность неоднократно подвергалась затоплению морскими водами. В разрезе чередуются морские и континентальные песчано-глинистые отложения. Эта обширная низменность вплотную примыкала к Уральским горам. Среднегорная область Урала с остаточными предгорными прогибами, заполнявшимися грубообломочными толщами, отделяла Восточно-Европейскую платформу от Западной Сибири. В пределах последней располагалась озерно-аллювиальная низменность. В сохранившихся рифтовых впадинах Западной Сибири накопление терригенных осадков сопровождалось вулканическими извержениями, синхронными с рифтовым вулканизмом Сибирской трапповой провинции.

Общая тектоническая и физико-географическая обстановка среднетриасовой эпохи была сходна с раннетриасовой, однако в течение среднего триаса начинают развиваться тенденции, которые в дальнейшем приведут к большим изменениям. Так, отмечается расширение расклинивавшего Пангею II залива океана Тетис, достигавшего крайнего запада Средиземноморья, и одновременно расчленение его средиземноморской части на блоки карбонатных платформ и более глубоководные прогибы с тонкими и карбонатными, кремнистыми и глинистыми осадками и проявлениями вулканизма изменчивого состава, в том числе повышенной щелочности. Наиболее значительные из этих прогибов простирались по периферии Адриатического выступа Гондваны, в Сицилии и Калабрии (Италия) и Динаридах (Югославия); последний прогиб прослеживается далеко на восток, вплоть до северной Анатолии (Турция) и даже дальше; он характеризуется особенно мощным и пестрым по составу вулканизмом, а также интрузивной деятельностью. По-прежнему существует Крымско-Кавказский глубоководный прогиб с его продолжением в Центральный Памир и Тибет и далее к юго-востоку и вулканоплутоническим поясом в северном обрамлении.

К северу от Тетиса, в пределах Западной и Центральной Европы, Причерноморья, Предкавказья, Прикаспия и западного Турана, продолжал располагаться обширный солоноватый эпиконтинентальный бассейн, связанный теперь уже несколькими проливами (Бургундский, Мораво-Силезский, Восточно-Карпатский) с Тетисом. На севере Европы аналогичный бассейн охватывал

Баренцево море со Шпицбергеном и Землей Франца-Иосифа и Тимано-Печорскую низменность. На западе он продолжался вдоль северной окраины Северной Америки, сливаясь в районе Аляски с морем Кордильер, а на востоке простирался по северной периферии Азии, переходя в ее обширную Верхояно-Колымскую пассивную окраину, унаследованную от более ранних эпох. Но бо́льшая часть площади Северной Америки, Восточной Европы, Западной и Восточной Сибири оставалась сушей с отдельными очень неглубокими впадинами (Днепровско-Донецкая и др.), заполнявшимися континентальными осадками. Морские воды проникают, однако, в Енисей-Хатангский и Вилюйский заливы.

Континентальные условия и денудация господствуют почти на всей площади Гондваны, где происходит выработка гондванской поверхности выравнивания. Исключение составляют узкая и прерывистая полоса развития морских осадков вдоль западного побережья Южной Америки, аналогичные полосы — вдоль западных побережий Австралии и Антарктиды и более обширные заливы восточного Алжира и Туниса, а также Аравии, оба с водами повышенной солености.

Во второй половине триаса в пределах Африканской платформы стали возникать понижения, которые оказались занятыми озерами. Морские бассейны располагались на севере и вдоль восточной окраины материка. В Алжиро-Тунисском, Нильском и Танзанийском бассейнах в условиях нормальной солености отлагались разнозернистые песчаные и алевритовые толщи. Невысокий горный кряж находится в Атласе. Аналогичный массив располагался в Капской области.

Море распространяется в систему рифтовых прогибов, возникших вдоль юго-восточной окраины континента. В вытянутых, но изолированных бассейнах осаждаются эвапориты. Крупные солеродные лагуны возникли в Алжиро-Тунисской системе и в узком рифтовом бассейне, простиравшемся от Марокко до Гвинеи-Бисау. В основании солеродной толщи находится толща толеитовых базальтов и андезитов.

Почти вся Австралийская платформа в раннем триасе представляла сушу. Вдоль ее западной окраины располагался рифтовый морской бассейн, в котором накапливались глинистые мелководные осадки. Временами море отступало и приморская низменность становилась ареной накопления дельтовых и озерно-пойменных осадков. На востоке платформы вблизи западного склона орогена Хантер-Боуэн в бассейнах Большом Артезианском и Кларенс-Моретон накапливались песчаные аллювиальные осадки. Аллювиальная равнина, примыкавшая к возвышенностям, сменялась дельтовой приморской низменностью Сиднейского бассейна. В замкнутом Тасманском бассейне накапливались аллювиальные, в основном пойменные, осадки. Временами здесь возникали озерные водоемы с высокой соленостью вод, и тогда отлагались эвапориты.

В восточном направлении в сторону хребта Хантер-Боуэн мощность континентальных отложений нижнего триаса возрастает до 3 км. На востоке орогена находился окраинный вулканический пояс, в пределах которого изливались преимущественно андезитовые лавы.

Мелководное море с песчаным и песчано-глинистым осадконакоплением, располагавшееся в Новой Зеландии и Новой Каледонии, стало углубляться. В области континентального склона накапливались турбидиты с пеплами и туфами, базальты и кремнисто-вулканогенные серии, характерные для окраинных морей. На севере, в области Папуа-Новой Гвинеи, также находился континентальный склон. В примыкавшей к нему области шельфа формировались известково-терригенные толщи небольшой мощности.

Наиболее сложная обстановка наблюдалась, как и ранее, вдоль активных тихоокеанских окраин Азии и Северной Америки. В пределах первой продолжают существовать Южно-Анюйский, Монголо-Охотский и Амуро-Уссурийский заливы, мелководные на западе, глубоководные на востоке. Восточная Корякия, Камчатка, Сихотэ-Алинь, Сахалин, восточные зоны Японии представляют уже окраину собственно океана; южнее она включает и будущие Филиппины.

С североамериканской стороны более отчетливо, чем с азиатской, устанавливается присутствие вулканических дуг и отгороженных ими окраинных морей. Вдоль западных зон Анд продолжается вулканическая деятельность, равно как и вдоль меланезийской окраины Палеопацифики. В Северных Андах и Австралии в тылу вулканических поясов протягиваются прогибы, заполненные континентальными осадками.

В позднем триасе в пределах Пангеи произошло дальнейшее усиление процессов рифтогенеза, предвещающее ее близящийся распад. Одновременно на периферии продолжалось формирование вулканических дуг и краевых вулканоплутонических поясов. Очевидно, что эти процессы были сопряженными — нарастание растяжений внутри Пангеи II и сжатия — субдукции вдоль ее окраин с сокращением площади Панталассы.

Рифтогенез в области Пангеи II получил свое наиболее яркое проявление в Северо-Атлантическом регионе. Мощная система континентальных рифтов протянулась вдоль восточной окраины Северной Америки от Ньюфаундленда до Мексиканского залива. Но основной ствол этого рифтового пояса по-прежнему проходил через будущую Атлантику и от него к юго-востоку отходил ряд ветвей, пересекавших Европу и Магриб; главными из них были Североморская, Датско-Польская, Бискайско-Пиренейская и Марокканская. Развитие двух последних, а также Северо-Американской рифтовой системы сопровождалось основным вулканизмом.

Аналогичный процесс рифтогенеза, также сопровождавшийся основным вулканизмом, затронул широкую полосу вдоль восточ-

ного склона Урала и прилегающей части Западной Сибири, включая Тургайский прогиб. Он продолжался также на южной периферии Восточно-Европейского континента и в пределах Турана, в тылу сохранившего свою активность краевого вулканоплутонического пояса в северном борту Тетиса. Здесь, однако, в отличие от атлантического, этот рифтогенез не перерос в дальнейшем в океанский спрединг, а лишь создал предпосылку для последующего образования обширного Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна.

Между тем подобные бассейны, Североморско-Среднеевропейский и Баренцевоморский (с охватом Тимано-Печорской плиты), продолжали развиваться в северной половине Европы, накапливая значительные (1,5—2,0 км и более) толщи осадков, лагунно-континентальных в первом, мелководно-морских во втором. Меньшего масштаба погружения наблюдались в Парижском, Аквитанском, Днепровско-Донецком, Прикаспийском бассейнах (синеклизах). На Китайско-Корейском кратоне подобным бассейном был Ордосский; во всех этих впадинах преобладало континентальное осадконакопление.

В противоположность этому большая часть площади Северной Америки, Восточной Европы, Сибири, Северного Китая и Кореи оставалась приподнятой выше уровня океана и служила областями денудации. Исключение составляют прикордильерская, арктическая, восточногренландская окраины Северной Америки, Вилюйская и Таймырская окраины Сибири, где господствовали условия прибрежных равнин, временами заливавшихся морем. Особо следует упомянуть широкую северо-восточную, Верхояно-Колымскую окраину Сибири с ее обширным шельфом и протяженным континентальным склоном.

Гондванская половина Пангеи на большей части своей площади оставалась низкой сушей. Моря имели наибольшее распространение, как и ранее, в области ее северной пассивной окраины, обращенной к Тетису, на пространстве от Сахары до Аравии и северо-западного Индостана. Кроме того, море проникает в рифтовые системы вдоль будущих северо-западной и юго-восточной окраин Африки, северо-западной и западной окраин Австралии, а также в рифтовый прогиб, пересекавший Центральные Анды и достигший в Боливии Южно-Американской платформы. В восточной половине Африки заканчивали свое развитие грабены Карру. В самом конце триаса — начале юры здесь произошла мощная вспышка траппового магматизма (траппы Драконовых гор).

На востоке в Пангею со стороны Панталассы по-прежнему вдавался обширный залив Тетиса. На его западном окончании в области Западного Средиземноморья континентальная кора продолжала испытывать деструкцию, а рифтогенные прогибы — углубление.

Начиная с северо-западного района Венгрии (горы Бюкк) появляются признаки перехода континентального рифтинга в спре-

динг. Ось этого спрединга продолжается отсюда в зону Вардара на Балканах и далее в северную Турцию и Малый Кавказ (Севано-Акеринская зона). Восточнее происходило сближение микроконтинентальных блоков Ирано-Афганского и Тибетского между собой и с южной окраиной Евразии и их отодвигание от Гондваны в связи с расширением Неотетиса. Северная окраина Тетиса, в отличие от противоположной окраины, оставалась активной окраиной андского типа с краевым вулканоплутоническим поясом, протягивавшимся от Добруджи до Куньлуня.

Обращенные к будущему Тихому океану окраины Лавразии и Гондваны, как и ранее, характеризовались активным тектоническим режимом. В северной половине окраины этого океана, подобно предыдущим эпохам, отличались развитием энсиматических вулканических дуг и окраинных морей. В южной половине преобладали условия андского типа: на периферии Австралии заканчивалось развитие краевого вулканоплутонического пояса, а вдоль края Южной Америки протягивалась энсиалическая вулканическая дуга, в тылу которой располагались прогибы с накоплением континентальных осадков.

Завершился поздний триас крупным событием — эпохой интенсивных тектонических деформаций сжатия, которая получила название раннекиммерийской в Европе и индосинийской в Азии. Наиболее значительную площадь эти деформации охватили в Восточной Азии, где они распространились на территорию от Забайкалья до Индокитая и затронули не только подвижные системы, но и такие стабильные блоки, как Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, подвергнув смятию их осадочный чехол. С этими деформациями связано замыкание Амуро-Уссурийского, Южно-Циньлинского, Лаосско-Вьетнамского, Юннань-Малайского прогибов, приведшее к причленению Ханкайского, Южно-Китайского, Индосинийского и Синобирманского континентальных массивов с этими промежуточными прогибами к основному телу Евразии. Вошел в ее состав и Северо-Тибетский массив в связи с замыканием геосинклинальной системы, протянувшейся вдоль южных склонов Куньлуня, Наньшаня и Циньлина и примыкавшего к ней треугольного бассейна Сунпан-Канзе к западу от Южно-Китайской (Янцзы) платформы. Повсеместно индосинийские деформации, начавшиеся еще в норийский век, сопровождаются значительным гранитообразованием.

Далее к западу индосинийские деформации проявляются уже в самом конце эпохи в Северном Афганистане, Центральном Иране, на южном склоне Большого Кавказа. Они были вызваны столкновением Ирано-Афганского континентального блока на востоке с окраиной Евразии, на западе с таким же Закавказским блоком, в свою очередь также примкнувшим к Евразии. Затронули эти деформации и северо-запад Туранской плиты, в особенности Мангышлакский прогиб, Предкавказье, Крым и, наконец, северную Добруджу. В целом они заметным образом изменили очертания южного фасада Евразии, особенно на востоке. Но севернее здесь

еще сохранялись два залива Палеопацифики — Амуро-Охотский, остаточный от Монголо-Охотского, западная часть которого также испытала индосинийские деформации и гранитизацию, и Южно-Анюйский.

Помимо Евразии деформации рассматриваемой эпохи затронули и Южные Анды, сопровождаясь известково-щелочным вулканизмом и гранитообразованием.

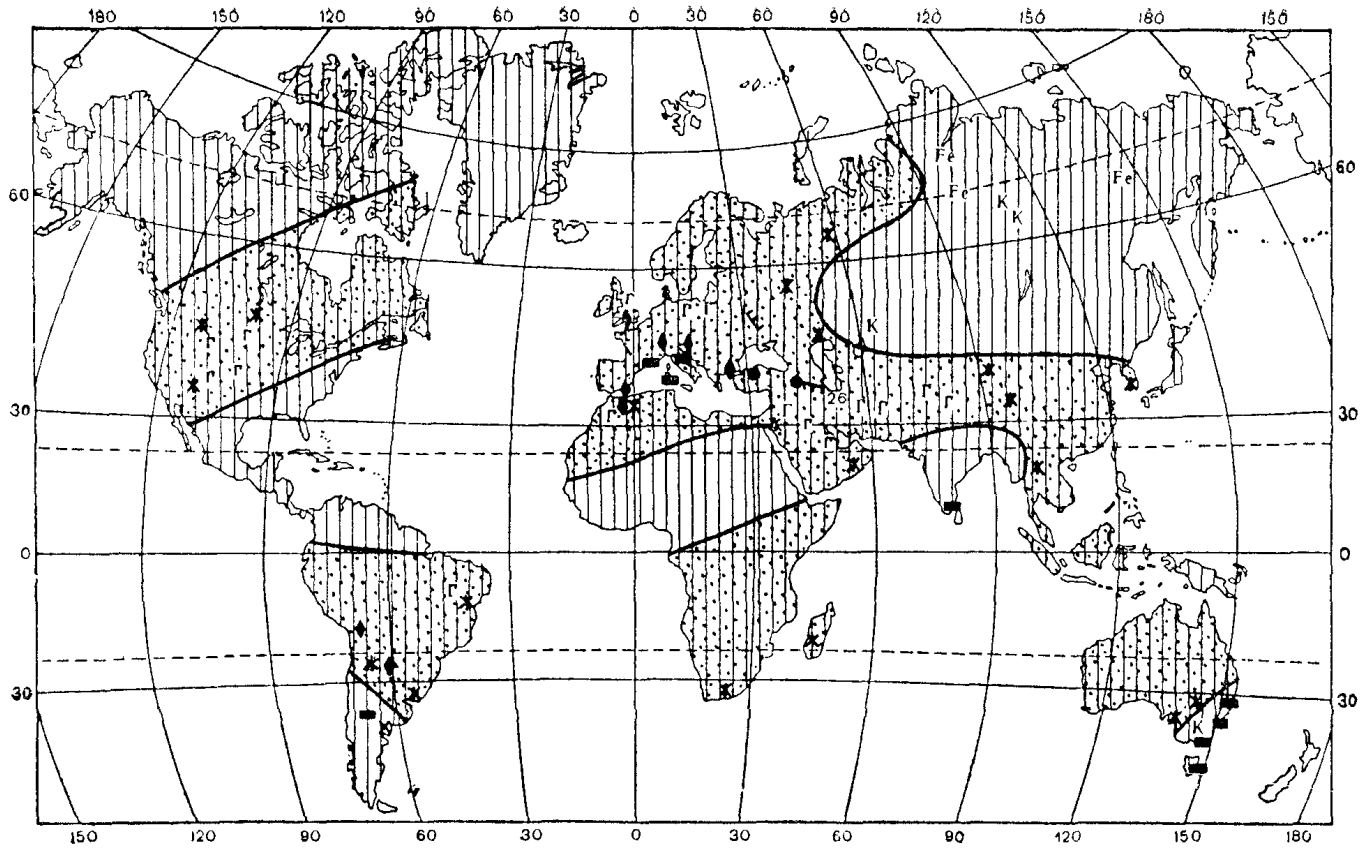
15.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В то время как ранний и частично средний триас представляют как бы продолжение позднепалеозойского этапа развития, позднетриасовая эпоха была тесно связана с раннеюрской. Практически повсеместное распространение однотипных осадков и одинакового фаунистического комплекса как в приэкваториальных, так и в полярных морях позволяет заключить, что триасовые зоогеографические провинции являлись экологическими областями, не отражающими воздействие климата. Остатки амфибий и рептилий, жизнедеятельность которых прекращается при температурах ниже +10 °С, обнаружены в тех районах, где по палеомагнитным данным располагались полюса, а именно северо-восток Евразии и южная часть Австралии. Это в свою очередь дает основание полагать, что даже в приполярных районах температуры вряд ли оказывались существенно ниже, чем в областях с субтропическим климатом. Климатическая зональность определялась не столько различием в термическом режиме, сколько условиями увлажнения.

На основании характера увлажнения в раннем и среднем триасе выделяются четыре природные области: экстрааридная, или область пустынь, умеренно-ариадная, или область сухих и опустыненных саванн, переменно-влажная и равномерно-влажная области (рис. 15.3).

Пустынные условия господствовали на значительной части Северо-Американского континента, в Европе, Северной Африке, Аравии, Иране, Центральной Азии, Южной Америке и в северной части Австралии. В этих регионах распространены красноцветные карбонатные континентальные отложения, эоловые и пролювиальные фации. Среди морских осадков ведущая роль принадлежала эвапоритам и высокомагнезиальным карбонатам.

Умеренные аридные условия в раннем и среднем триасе господствовали на северной периферии Северной Америки, в Северной Европе, Западной и Южной Сибири, Монголии, Восточном Китае, на юго-западе Южной Америки. По сравнению с экстрааридной областью интенсивность соленакопления в морях сильно ослаблена. Меньше распространены эоловые фации. На континентальных пространствах появились разнообразные флювиальные осадки и засухоустойчивая ассоциация растений. Крупные заросли сравнительно влаголюбивых сообществ располагались на морских побережьях и в широких речных долинах.


180
150
120
90
60
30
0
30
60
90
120
150
180
60
30
0
30
Fe
Fe
Fe
K
K
K
K
Г
Г
Г

Переменно-влажные тропические условия господствовали на северо-востоке Лавразии — на Таймыре, в Восточной Сибири, на северо-востоке России, в Приморье, а также на востоке и юго-востоке Австралии и на северо-западе Канады. В пределах этой области формировались сероцветные терригенные толщи и коры выветривания. Карбонатное осадконакопление подавлялось мощным поступлением терригенного материала. На этих территориях росли реликты палеозойской флоры — кордаиты, древовидные папоротники и хвощи. Господствующими ландшафтами были лесные саванны с массивами относительно засухоустойчивой растительности.

Равномерно-влажные условия были характерны для Центральной Америки, Аляски, Канады, северо-востока Азии и Сахары.

Климат позднего триаса характеризовался не только высокими среднегодовыми температурами, но и резко возросшей степенью испаряемости. В связи с этим произошло расширение пустыниых и опустыненных ландшафтов (рис. 15.4). Растительность росла только на сильнообводненных озерно-аллювиальных низменностях, в долинах рек, на приморских низменностях. Единичные температуры, установленные магнезиальным и изотопным методами, свидетельствуют о высоком термическом режиме, и эти данные подтверждаются широким распространением теплолюбивой фауны и флоры, развитием рифовых массивов, высокомагнезиальных органогенных и хемогенных известняков. Средние температуры в Австралии колебались в пределах 21—25 °С, на юге Германии — 25—26, на Северном Кавказе — 24—25 и на Малом Кавказе — 24—26 °С.

15.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В триасовом периоде образовалось небольшое количество месторождений рудных полезных ископаемых. Это скорее всего связано со слабой интрузивной деятельностью в этот период. Преобладание засушливых условий ограничивало распространение угольных месторождений. В это время образовались небольшие месторождения угля в Челябинском бассейне, в Китае, Южной Австралии и на о. Тасмания.

Крупные месторождения газа известны в Алжирской Сахаре, в арктической части Канады, а залежи нефти в Тимано-Печорской области, в бассейне р. Вилюй, в Австралии и на Аляске. Несмотря на то что в триасовом периоде формировались крупные залежи каменной и калийных солей, экономическое значение их намного ниже, чем пермских. С раннетриасовыми корами выветривания связаны месторождения минеральных красок на юге Урала и на севере Средней Сибири. В Северном Казахстане с ними связаны залежи каолиновых глин. Большое значение имеют осадочные руды урана, приуроченные к континентальным красноцветным отложениям. Одно из самых крупных известно на плато Колорадо в США. Месторождения меди, никеля, кобальта, железных руд и

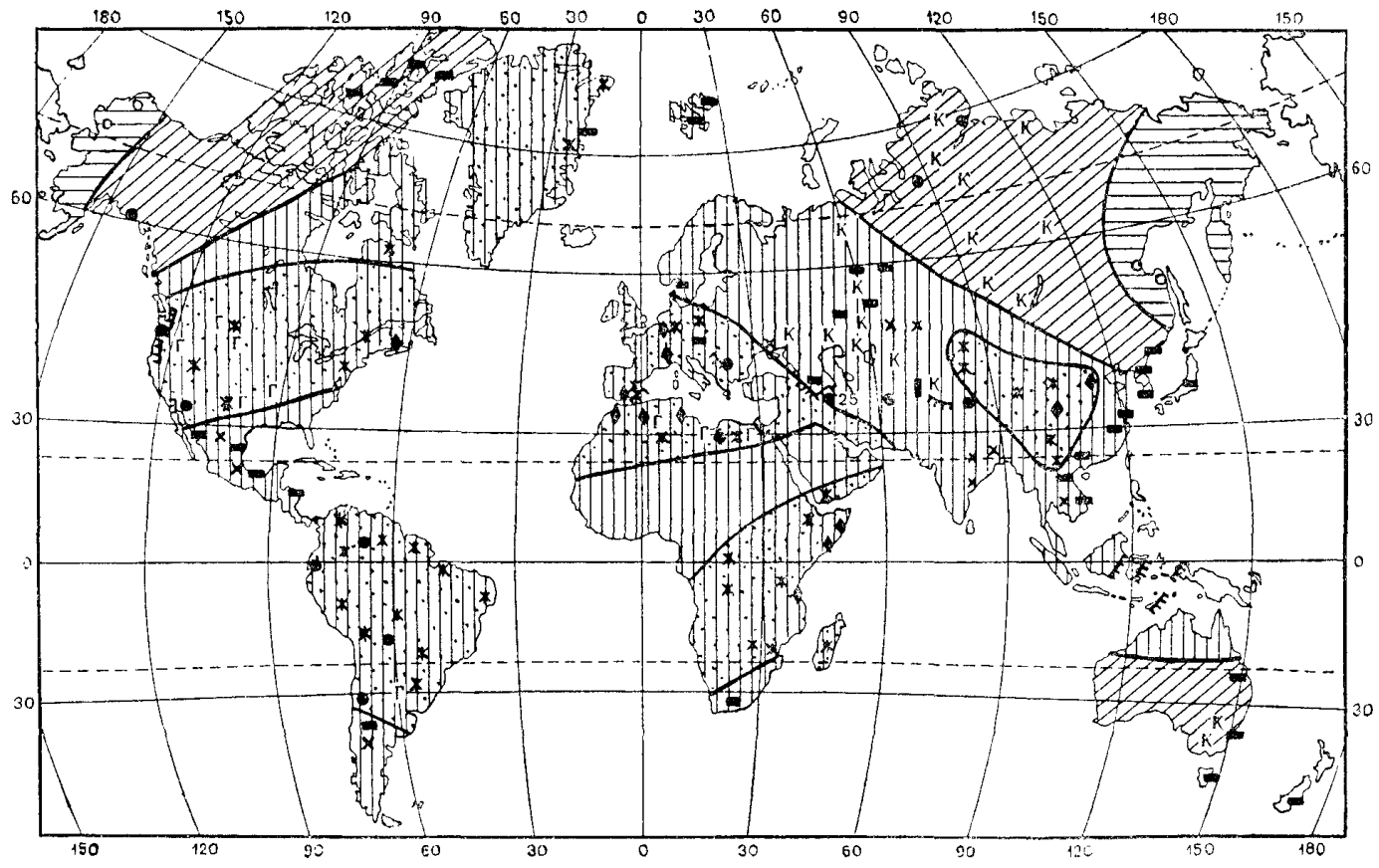


Рис. 15.4. Климатическая зональность материков в позднем триасе (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

графита в основном связаны с траповой формацией в Средней Сибири. Месторождения золота, серебра, свинца, цинка, меди, олова триасового возраста известны на восточном побережье Австралии.

ГЛАВА 16. ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Юрский период начался 208 (205) млн лет назад и закончился 145 (по мнению французских геологов — 135) млн лет назад и продолжался, таким образом, около 60 млн лет. В современном объеме юрская система была установлена в 1822 г. немецким естествоиспытателем А. Гумбольдтом, который отнес к «формации юры» известняки, развитые в Юрских горах Швейцарии и Франции. В 1829 г. французский геолог А. Броньяр выделил их в самостоятельную систему. Однако долгое время нижнюю часть юрской системы выделяли в качестве самостоятельной системы, называемой лейасовой. Только на III сессии МГК в 1885 г. в Берлине было рекомендовано включить лейас в юрскую систему.

16.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

Трехчленное деление было предложено на основании изучения юрских отложений Германии, где обычно выделяли снизу вверх различные по цвету отложения — черная, бурая и белая юра. Эти подразделения приблизительно соответствуют трем отделам современной схемы, которые часто по примеру Англии называются лейасом, доггером и мальмом.

Ярусная шкала юрской системы была впервые разработана французским палеонтологом А. д'Орбиньи, который выделил 10 ярусов. Надо отметить, что семь из выделенных им ярусов сохранились до настоящего времени (табл. 16.1).

Стратотипы большинства ярусов располагаются в пределах Англо-Парижского бассейна. Только для самого последнего подразделения оказалось невозможным установить единый ярус. Для отложений, венчающих юрскую систему, было предложено более десятка наименований и только два из них ныне широко используются. Для области Тетиса применяют наименование титонский ярус, а для бореальной — волжский.

Детальная стратиграфическая схема юрской системы была разработана на основании широкого распространения морских отложений. Обилие аммонитов, благодаря их быстрому эволюционному развитию и хорошей сохранности, дало возможность провести детальное расчленение и корреляцию разрезов. В основу расчленения положена схема, разработанная для Западной Европы.

Нижний отдел юрской системы — лейас был выделен А. д'Орбиньи в 1849 г. Название происходит от английского слова layers — слои. Средний отдел под именем доггер (по местному названию горных пород у английских каменотесов) был выделен А. Оп-

Таблица 16.1

Общее стратиграфическое подразделение юрской системы

Отдел	Ярус
Верхний (мальм)	титонский J_3tt
	(волжский) J_3v
	кимериджский J_3km
	оксфордский J_3o
Средний (доггер)	келловейский J_2k
	батский J_2bt
	байосский J_2b
	ааленский J_2a
Нижний (лейас)	тоарский J_1t
	плинсбахский J_1p
	синемюрский J_1s
	геттангский J_1g

пелем в 1856—1858 гг. В те же годы А. Оппель предложил именовать верхний отдел юрской системы мальмом (по названию мягких известняков у английских каменотесов).

Несмотря на то что термины «лейас», «доггер» и «мальм» пользуются широким распространением, Международный коллоквиум по юрской системе в 1962 г. в Люксембурге рекомендовал избегать этих наименований.

Название «геттангский ярус» дано Г. Реневье в 1864 г. по г. Геттанж в Лотарингии, где развиты характерные песчано-глинистые и карбонатные отложения этого яруса, охарактеризованные аммонитами. Синемюрский ярус назван по древнеримскому имени г. Семюр во Франции. Впервые стратотипический разрез описан А. д'Орбиньи в 1850 г. Разрез богато охарактеризован фауной моллюсков. Зональное деление основано на аммонитах. В 1858 г. А. Оппелем были описаны толщи, охарактеризованные аммонитами вблизи гор Плинсбах в Германии, от которых и получил свое название ярус. Отложения тоарского яруса впервые описаны А. д'Орбиньи в 1850 г. Название дано по древнеримскому названию г. Тур во Франции. Как и все ярусы нижней юры, он богато охарактеризован аммонитами.

Ааленский ярус был описан В. Майер-Эймаром в 1864 г. вблизи г. Аален в Вюртемберге. Название байосскому ярусу дано А. д'Орбиньи в 1850 г. по г. Байос в Нормандии. Батский ярус свое название получил после работы Д. Хеллоу в 1843 г. от г. Бат в Англии.

Келловейский ярус был назван А. д'Орбиньи в 1850 г. по с. Келловей в Англии, где в глинистых толщах содержатся весьма своеобразные аммониты. Свое название оксфордский ярус получил от г. Оксфорд в Англии. Впервые отложения этого возраста с богатой фауной аммонитов были описаны в 1850 г. А. д'Орбиньи. Тогда же д'Орбиньи дал название и другому верхнеюрскому ярусу — кимериджскому — по имени г. Кимеридж в Англии. Оба этих яруса охарактеризованы богатым комплексом аммоиитов. В 1885 г.

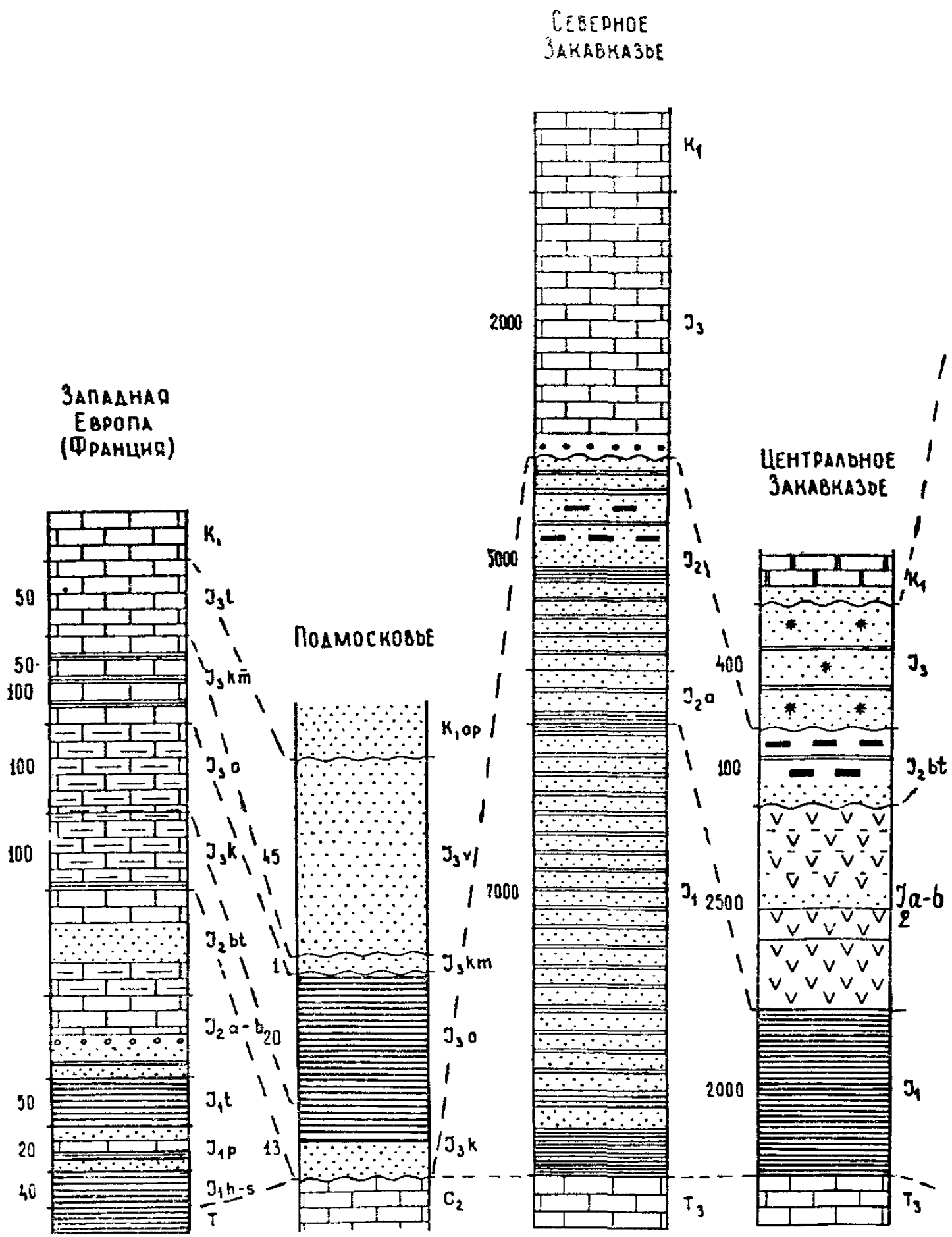


Рис. 16.1. Сводные стратиграфические разрезы юрской системы. Условные обозначения см. на рис. 8.1

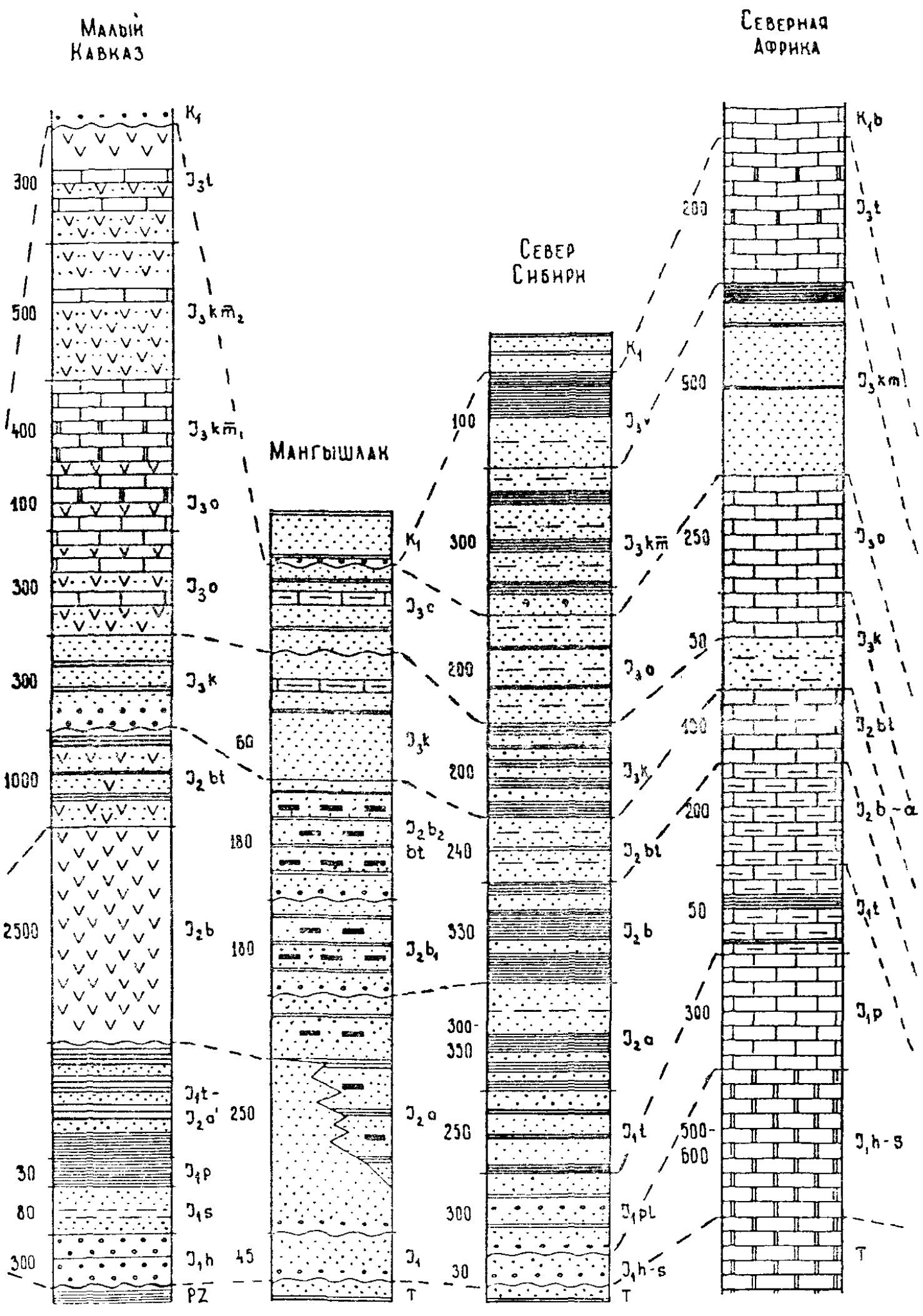

Малый Кавказ
Мангышлак
Север Сибири
Северная Африка
K1
J3t
J3km2
J3km1
J3o
J3k
J2bt
J2b
J1t-J2a'
J1p
J1s
J1h
PZ
J3c
J2b2 bt
J2b1
J2a
J1
T
J3v
J3km
J2b-a
J1t
J1pl
J1h-s
K1b
J3km
J2b-a
J1p
J1h-s

Рис. 16.1

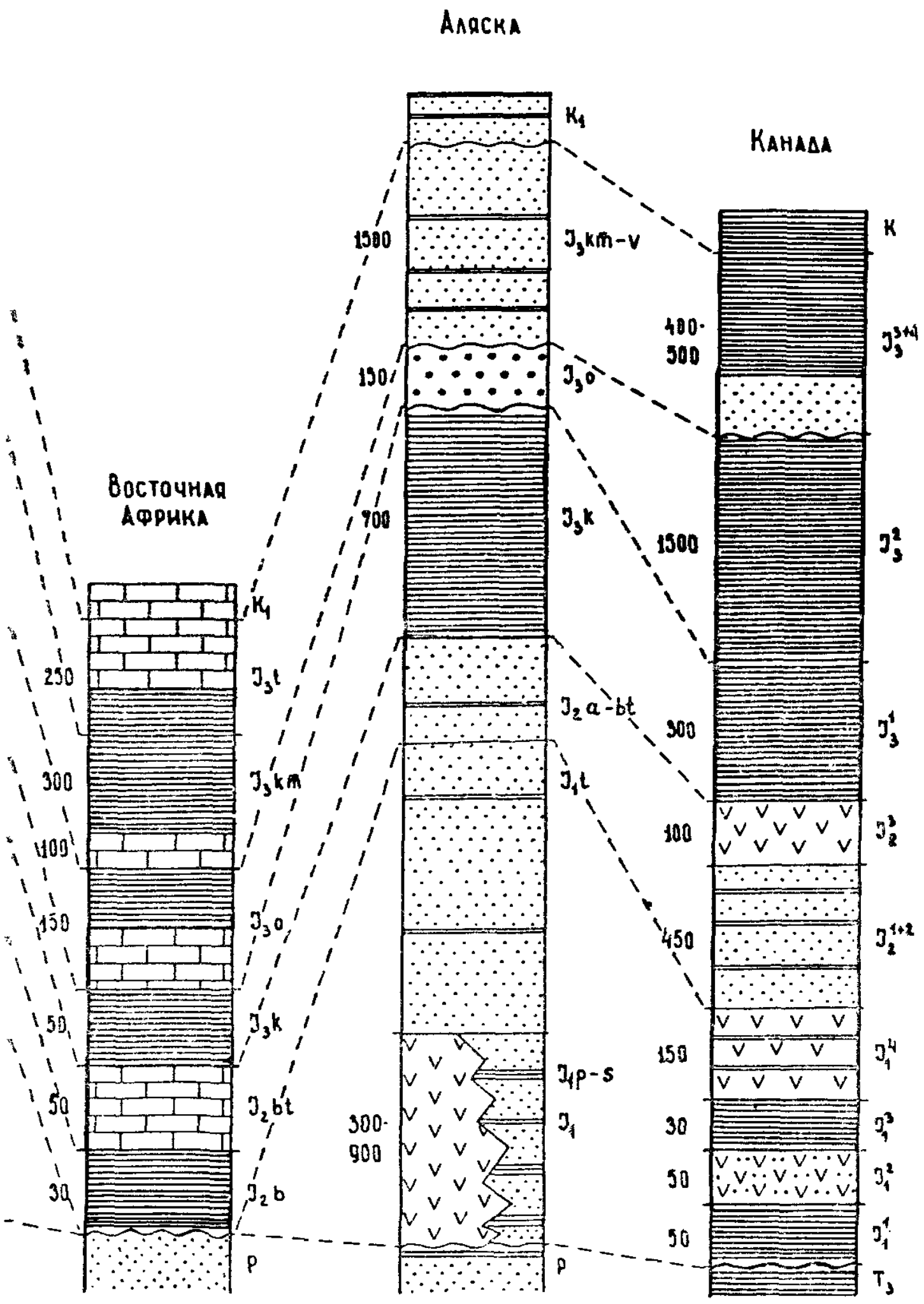

Аляска
Канада
Восточная Африка
K1
J3km-v
J3o
J3k
J2a-bt
J1t
J1p-s
J1
P
1500
150
700
300-900
K
400-500
1500
300
100
450
150
30
50
50
T3
250
300
100
150
50
50
30
J2bt
J2b

Рис. 16.1

А. Оппелем в Альпах были выделены слои с аммонитами, залегающие над типичной кимериджской толщей. Этим морским мергельно-известняковым отложениям А. Оппель дал название титонского яруса по имени мифологического героя Титона. Одновозрастные образования в северных районах Европы отличаются от титонских комплексов аммонитовой и белемнитовой фауны. Они были выделены в 1881 г. С. Н. Никитиным под названием «волжская формация». В 1884 г. С. Н. Никитин разделил эти отложения на нижний и верхний волжские ярусы. В конце 60-х годов XX столетия было решено выделить единый волжский ярус. Стратотип яруса находится в Среднем Поволжье. Название «титонский ярус» для соответствующего интервала признано малоудачным, так как стратотип этого яруса отсутствует. Несмотря на это, в Средиземноморской области выделяются титонские отложения, фауна которых, в том числе и аммониты, имеет мало общего с фауной волжского яруса.

Некоторые сводные разрезы юрской системы показаны на рис. 16.1.

16.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

В юрском периоде архаичные формы палеозоя прекратили свое существование и органический мир принял типично мезозойский вид. В морских бассейнах абсолютным господством среди беспозвоночных пользовались головоногие моллюски — аммоноидеи и белемниты, двустворчатые и брюхоногие моллюски (рис. 16.2). Наряду с ними значительным распространением пользовались кораллы, морские ежи, брахиоподы, фораминиферы.

Юрские аммоноидеи принадлежали к трем отрядам: Ammonitida, Lytoceratida, Phylloceratida. Время их расцвета падает на самый конец триаса и охватывает весь юрский период. Особенно значительного разнообразия достигли аммониты отряда филлоцератид. Для ранней юры наиболее характерны Amaltheus, Hildoceras, Schlotheimia, Lytoceras, для средней юры — Parkinsonia, Stephanoceras, Phylloceras, для поздней — Cardioceras, Virgatites.

Численность и состав наутилоидей на рубеже триаса и юры сократились. От рода Cenoceras подотряда Nautilina произошли все юрские формы. Коренные изменения претерпели белемниты. На смену отряду Aulacoceratida пришел отряд Belemnitida с многочисленными родами и видами. Характерными юрскими родами являлись Nannobelus, Hibolites, Cylindroteuthis, Pachyteuthis, Lagonibelus.

Возникли новые роды и виды среди двустворок, особенно в ранней юре. Более разнообразными стали представители родов Gryphaea, Trigonia, Buchia (Aucella), появились первые иноцерамы, а в поздней юре — рудисты (Diceras). Продолжали развиваться разнообразные гастроподы. Изменился состав шестилучевых кораллов. В средней юре значительно увеличивается число новых

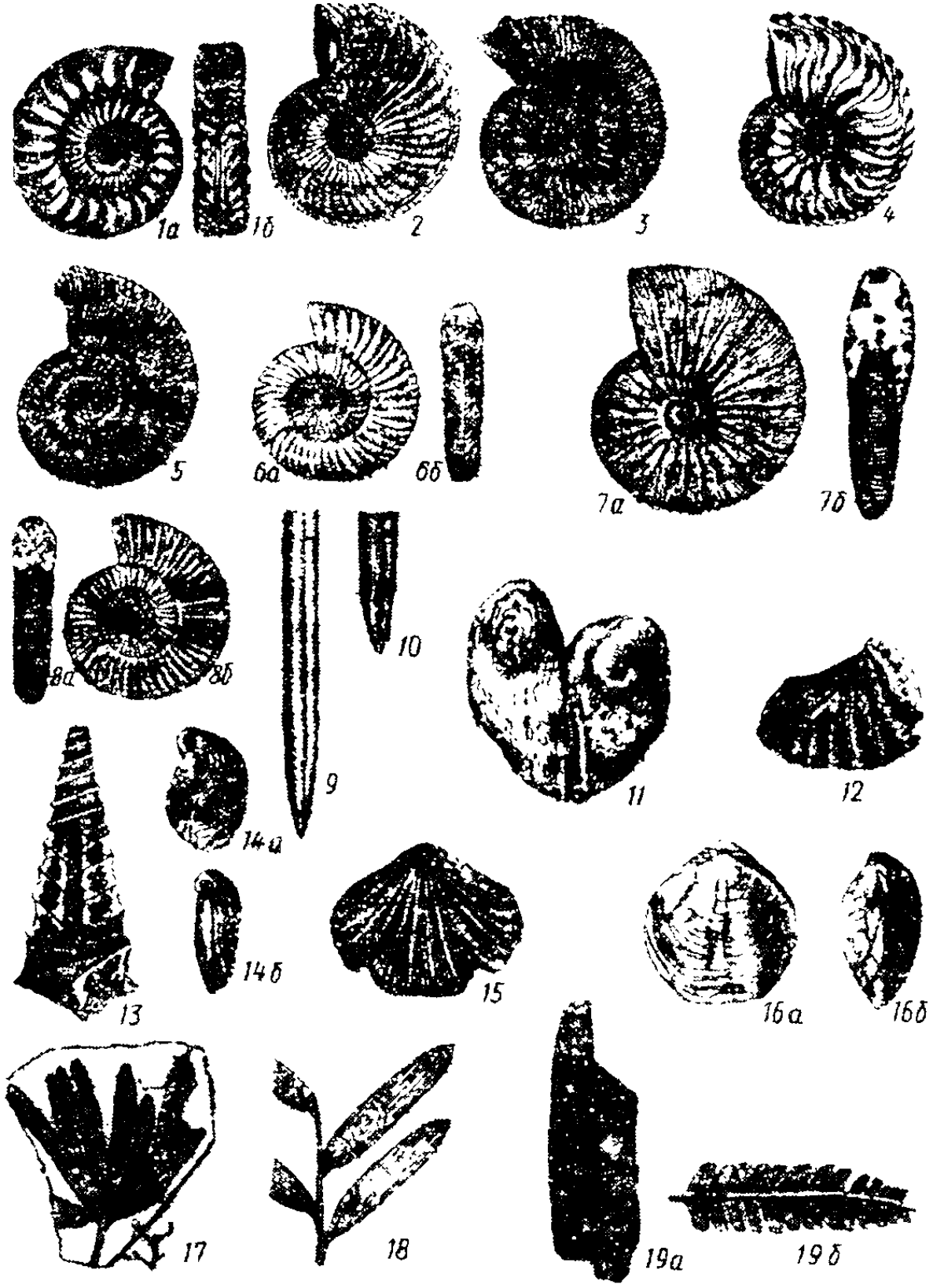


Рис. 16.2. Характерные представители юрских организмов.
Аммоноидеи: *1а, 1б* — Arietites (J_1); *2* — Amaltheus (J_1); *3* — Stephanoceras (J_2); *4* — Cosmoceras (J_3); *5* — Cardioceras (J_3); *6а, 6б* — Parkinsonia (J_2); *7а, 7б* — Virgatites (J_3); *8а, 8б* — Perisphinctes (J_3). Белемниты: *9* — Cylindroteuthis (J_2—K_1); *10* — Pachyteuthis (J_2—K_1). Двустворчатые моллюски: *11* — Diceras (J_3), *12* — Trigonia (J_3—K); *13* — Nerinea (J_3—K_1); *14а, 14б* — Buchia (J_3—K_1). Брахиоподы: *15* — «Rhynchonella» fisheri; *16а, 16б* — «Terebratula» numismalis. Покрытосеменные: *17* — Ginkgo (J—Q); *18* — Podozamites (J—K); *19а, 19б* — Nilssonia (J—K)

родов, подсемейств и семейств кораллов, а в поздней юре большое развитие получили рифостроящие склерактинии.

По-прежнему среди брахиопод распространены ринхонеллиды и теребратулиды, особенно роды Rhynchonella, Pygope, Zeilleria. Произошло обновление состава мшанок, в основном за счет семейства Cyclostomata. Среди иглокожих появились новые роды и виды правильных и неправильных морских ежей. Морские лилии отряда Articulata были многообразнее триасовых форм. В юрском периоде обитали представители следующих родов морских ежей: Cidaris, Heterocidaris, Galeoropigus. Более разнообразными по сравнению с триасом стали фораминиферы. Появились новые представители отряда роталлиид, сильно возросла роль нодозарид и милиолид.

Для юрского периода весьма характерно исключительное развитие класса пресмыкающихся. Он представлен огромным количеством разнообразных по своей организации и образу жизни форм. Среди них плавающие, прыгающие, летающие, ползающие, морские, пресноводные и наземные обитатели.

Морские позвоночные представлены рыбами и рептилиями. Лучеперые рыбы в своем большинстве принадлежали цельнокостным, но вместе с ними развивались костистые, которые стали прогрессировать в поздней юре. В юрском периоде своего расцвета достигли ихтиозавры и плезиозавры.

Животный мир суши был довольно своеобразным. Господствовали рептилии. Гигантские динозавры достигали размеров 25—30 м. Огромные диплодоки и апатозавры (бронтозавры) имели гигантское туловище и маленькую голову и весили несколько десятков тонн. Меньшими по размерам были стегозавры (до 10 м), которые обладали костными пластинками на спине. Кроме растительноядных были распространены хищники — карнозавры. Рептилии освоили воздушную среду. Среди крылатых ящеров — птерозавров — различают примитивных рамноринхов, а в поздней юре появляются более специализированные птеродактили.

В юрском периоде обособляется последний по времени своего появления класс позвоночных животных — птиц, предками которых, возможно, были мелкие ящерицеподобные пресмыкающиеся. В поздней юре известны единичные находки первоптицы Archaeopterix. Млекопитающие были мелкими и малораспространенными. Остатки зубов и фрагменты челюстей этих животных известны из небольшого числа местонахождений.

В растительном мире юрского периода господствовали различные группы голосеменных: хвойные, гинкговые, цикадовые, бенеттитовые и чекановскиевые. Вместе с ними распространены папоротники и хвощи.

16.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Как отмечалось ранее, наступлению раннеюрской эпохи предшествовало, а отчасти и его сопровождало, широкое проявление раннекиммерийского — индосинийского орогенеза как в Средиземноморском поясе, в его центральной и восточной частях и крайней северо-западной, так и восточной части Урало-Охотского пояса, вдоль Кордильерской окраины Тихого океана и в Арктике (Таймыр, Пай-Хой—Новая Земля). В течение самой раннеюрской эпохи происходила денудация горных сооружений, созданных этим орогенезом, и нарастала трансгрессия, протекавшая тремя волнами — в начале эпохи, в раннем синемюре—раннем плинсбахе и в позднем плинсбахе—раннем тоаре. Соленакопление в юрском периоде сильно сокращается и, наоборот, усиливается угленакопление. Все более заметную роль начинают играть известковые осадки, но резко снижается значение доломитов. Вместе с тем общий структурный план Земли не претерпел сколько-нибудь существенных изменений, и раннеюрская эпоха явилась последней эпохой существования Пангеи II как единого суперконтинента (рис. 16.3). Однако продолжали развиваться рифтовые системы в области будущей Центральной и Северной Атлантики (включая восточную окраину Северной Америки), Северного моря, Западной и Центральной Европы (Бискайская, Датско-Польская). Раннеюрская трансгрессия привела к образованию обширного эпиконтинентального моря в северной половине Западной и Центральной Европы, широко соединявшегося с Тетисом. Последний в своей крайней западной части все еще полностью подстилался континентальной корой, но происходило углубление наметившихся еще во второй половине триаса в пределах будущих Апеннин и Альп прогибов — Сицилийско-Калабрийского, Ломбардско-Лигурийско-Пьемонтского, очевидно сопутствовавшее дальнейшему растяжению и деструкции континентальной коры в их осевых зонах — предвестников ее раздвига и начала спрединга.

В области восточного склона Урала, Тургая, Западной Сибири продолжались рифтообразование и базальтовый вулканизм, но морские воды вновь охватывают северную (Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы) и восточную окраины древнего Сибирского континента, до Вилюйской синеклизы включительно.

Крупные мелководные морские бассейны существовали и в Арктике — Свердрупский, Баренцевский, Карский; через Северную Атлантику они сообщались с Североморско-Среднеевропейским бассейном. В платформенных морских бассейнах Евразии накапливались мелководные песчано-глинистые осадки. В континентальных бассейнах растет роль угленосных отложений. Карбонаты и эвапориты формировались в геттанге и синемюре на юге Западно-Европейской платформы.

Тенденция к поднятию охватывает Казахстан и Сибирскую платформу. Во впадины начинают поступать продукты размыва

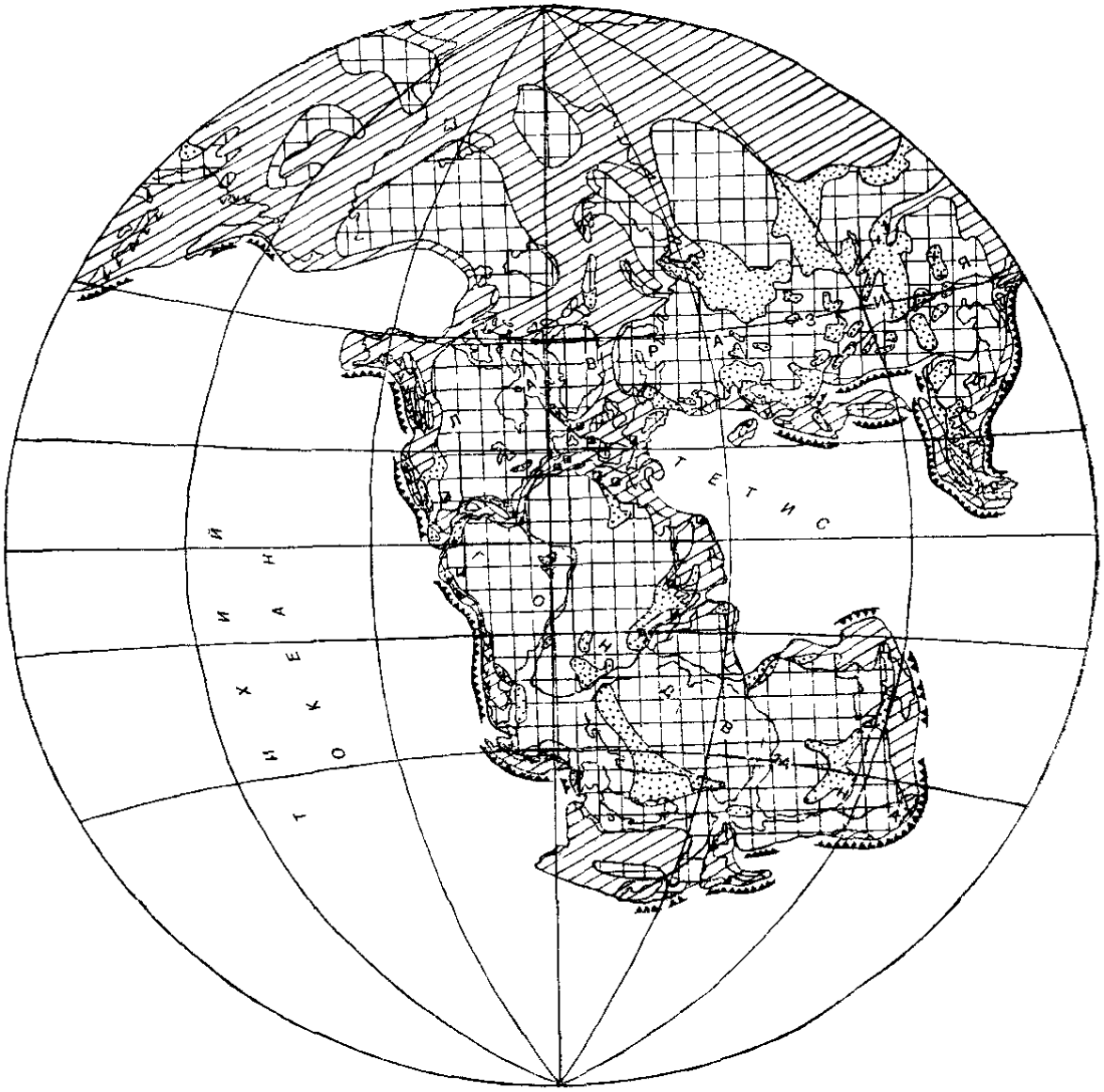


Рис. 16.3. Палеогеографическая реконструкция для раннеюрской эпохи (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями и изменениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

каолинитовых кор выветривания, сформированные в самом конце триаса и в начале ранней юры на столовых возвышенностях. Наряду с каолинитовыми глинами во впадинах накапливались озерно-аллювиальные угленосные отложения.

Значительная площадь Северо-Американской платформы продолжала оставаться областью размыва (см. рис. 16.3). Наиболее возвышенная часть располагалась на юго-востоке и юге, тяготея к зоне рифтогенеза. Погружение окраинных частей и поднятие возрожденного Аппалачского орогена сопровождались наземными излияниями толеит-базальтовых лав. Вулканиты изливались по краям грабенов и образовали обширное трапповое плато в районе п-ова Флорида. Большая часть обломочного материала с поднятий выносилась на запад. Крупные дельты располагались на территориях штатов Колорадо и Вайоминг (США) и в Альберте (Канада).

В течение ранней юры расширяются морские бассейны, располагавшиеся вдоль восточной и южной окраин континента, которые в это время вступили в основной этап рифтогенеза. Мощность

отложений, представленных известняками и эвапоритами, в рифтовом бассейне атлантической окраины составляет 4—7 км.

В юго-западной части континента, в Западной Сьерра-Мадре Мексики, возникает горный массив и в его пределах вулканический пояс. К югу от него начиная с позднего триаса формируется система рифтовых прогибов, которые на короткое время оказались затопленными морем и начали заполняться черными сланцами. Начиная с тоарского века вместо них стали накапливаться угленосные паралические и песчано-глинистые аллювиальные осадки. В это время на юге Мексики и в Центральной Америке, включая Кубу, накопились дельтовые сероцветные отложения с тонкими пластами угля.

В Кордильерском поясе в конце триаса возникли крупные поднятия, служившие поставщиками обломочного материала. Погружения активной окраины продолжались после внедрения плутонов в самом конце триаса и в начале юры.

К северу от штатов Юта и Айдахо широким развитием пользуются песчано-глинистые толщи. Их накопление в пределах микроконтинентов Врангелия и Стикиния сопровождалось интенсивным островодужным вулканизмом. Западная часть Врангелии была относительно глубоководной, и здесь располагался континентальный склон. Большая часть микроконтинента Стикиния в ранней юре представляла вулканическую дугу. Ее положение фиксируется распространением мощных серий известково-щелочных вулканитов на северо-востоке Британской Колумбии. На остальной части дуги преобладали мелководные условия, а к северо-востоку от нее существовал глубоководный прогиб, переходивший в океан и заполнявшийся флишем. Глубоководные условия, судя по присутствию кремнистых отложений, существовали на территории штатов Вашингтон и Орегон, на севере Аляски, в хр. Брукс и средней части долины р. Юкон.

Средиземноморский залив Тетиса вследствие развития трансгрессии соединяется с Бореальным морским бассейном. На западе море прорывается в Карибский регион и область Мексиканского залива. Однако, вероятнее всего, до байосского века оно не соединяется с тихоокеанскими бассейнами Северной и Южной Америки.

В связи с развитием трансгрессии создаются благоприятные условия для отложения битуминозных глин в осевых частях прогибов. В более мелководных условиях отлагались песчанистые глины, оолитовые железные руды. В разрезах имеется большое число конденсированных горизонтов, свидетельствующих о неоднократных перерывах и действиях подводных течений. Максимум трансгрессии наступает в плинсбахе и в большинстве регионов начинают формироваться глинистые серии и зоогенные известняки.

В центральном и восточном сегментах Тетиса происходит смещение к югу зоны субдукции и вулканоплутонического пояса, развитых на его северной активной окраине, в связи с ее нара-

щиванием раннекиммерийским тектогенезом. В повторное растяжение и погружение вовлекается зона Горный Крым—Большой Кавказ—Копетдаг. Некоторое оживление поднятий ощущается на северной периферии Тетиса в Средней и Центральной Азии с накоплением мощных обломочных толщ в межгорных впадинах. Южнее идет дальнейшее расширение океанского бассейна Неотетиса, находящего свое восточное (юго-восточное в современных координатах) продолжение в зоне Индобирманских цепей, на Суматре и Яве. На шельфе Суматры и Явы накапливались карбонатно-терригенные толщи. Крупный морской залив существовал на шельфе Индокитая.

В Верхояно-Чукотской области темп погружения снижается. Усиливается роль глин и кремнистого материала. В районе Колымо-Омолонского массива на широком шельфе отлагались песчаные осадки мощностью до 300 м. Продолжается островодужный вулканизм в Кони-Тайгоносской зоне. В задуговом прогибе, расположенном западнее, мощность нижнеюрских отложений составляет 2—2,5 км.

Продолжает активно погружаться Монголо-Охотский бассейн. Его заполняют сравнительно глубоководные терригенные флишоидные серии. Погружения продолжаются также в Сихотэ-Алинской области и в Японии, но роль кремнистых глубоководных отложений здесь снижается. Продолжает существовать глубоководная область, протягивающаяся от зоны Китаками на о. Хонсю через о. Хоккайдо на Сахалин. Здесь происходили подводные извержения. На Охотском массиве и в Корякии накапливались глубоководные глины в обстановке окраинного моря.

В области Гондваны наибольшие изменения по сравнению с поздним триасом заключались в расширении масштабов трансгрессии по западной, северной и северо-восточной пассивным окраинам Африки, в особенности в пределах Аравии и Африканского Рога, и в мощной вспышке траппового магматизма, начавшегося еще в конце триаса, на крайнем юге Африки, в Антарктиде и на Тасмании. Все эти три региона в то время находились в непосредственной близости друг к другу.

Притихоокеанские окраины Пангеи в общем продолжали развиваться в активном режиме, но эта активность проявлялась весьма неравномерно, на северо-западе все еще существовали Южно-Анюйский и Амуро-Охотский апофизы Палеопацифики, а находившийся между ними выступ Азиатского континента окаймлялся двойной цепью островных дуг, между которыми располагался Омолонский и, возможно, другие микроконтиненты, вскоре примкнувшие к материку. Южнее островодужная вулканическая деятельность, видимо, несколько затухает; то же относится и к краевому вулканоплутоническому поясу Новой Гвинеи—Австралии—Новой Каледонии. Напротив, вулканическая дуга на андском краю Южной Америки проявляет себя весьма активно, а перед нею и в ее тылу располагаются прогибы, заполняющиеся морскими осадками. На кордильерской окраине Северной Америки

от Британской Колумбии (Канада) до Соноры (Мексика) простирались вулканические дуги с краевыми морями в их тылу. Вместе с тем здесь начался процесс причленения микроконтинентов, надстроенных этими дугами, к материку Северной Америки и сокращения этих бассейнов.

Среднеюрская эпоха является в определенной степени переломным этапом в развитии Земли. Крупные тектонические преобразования приводят к коренной перестройке палеогеографических условий (рис. 16.4). Кратковременная регрессия в конце тоарского века быстро сменилась трансгрессией, максимум которой пришелся на первую половину байосского века. Трансгрессия развивалась синхронно во всех уголках Земли, и это наводит на мысль о эвстатическом повышении уровня моря. В самом начале батского века начинается глобальная перестройка Кордильер Северной Америки и Андского пояса, зарождается Мексиканский залив. Вместе с тем на активных континентальных окраинах и в Средиземноморском поясе преобладало сжатие. На будущих пассивных окраинах проявился рифтогенез, сопровождавшийся быстрыми погружениями и развитием мощного вулка-



Рис. 16.4. Палеогеографическая реконструкция для среднеюрской эпохи (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями и изменениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

низма. Вулканические извержения в широких масштабах происходили в Патагонии, Африке и Антарктиде. Подобные явления стали предвестниками новейшего океанообразования, начавшегося в позднем бате в Центральной Атлантике и Тихом океане. Одновременно прекращают свое существование древние длительно развивавшиеся вулканические островодужные системы Северной Америки и частично Южной Америки и на их месте возникают окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса андского типа.

По-прежнему основные площади Северо-Американской, Южно-Американской, Африканской и Антарктической платформ являлись областями сноса. Возвышенные равнины и денудационные низменности перемежались низкогорьями и внутриматериковыми аккумуляционными низменностями. Наиболее возвышенный рельеф существовал в Центральной и Юго-Восточной Азии.

В позднеюрскую эпоху продолжались погружения, способствовавшие развитию трансгрессии. Процесс формирования Атлантического и Индийского океанов продолжался (рис. 16.5). Возникли и продолжали расти срединные хребты. Вулканические из-

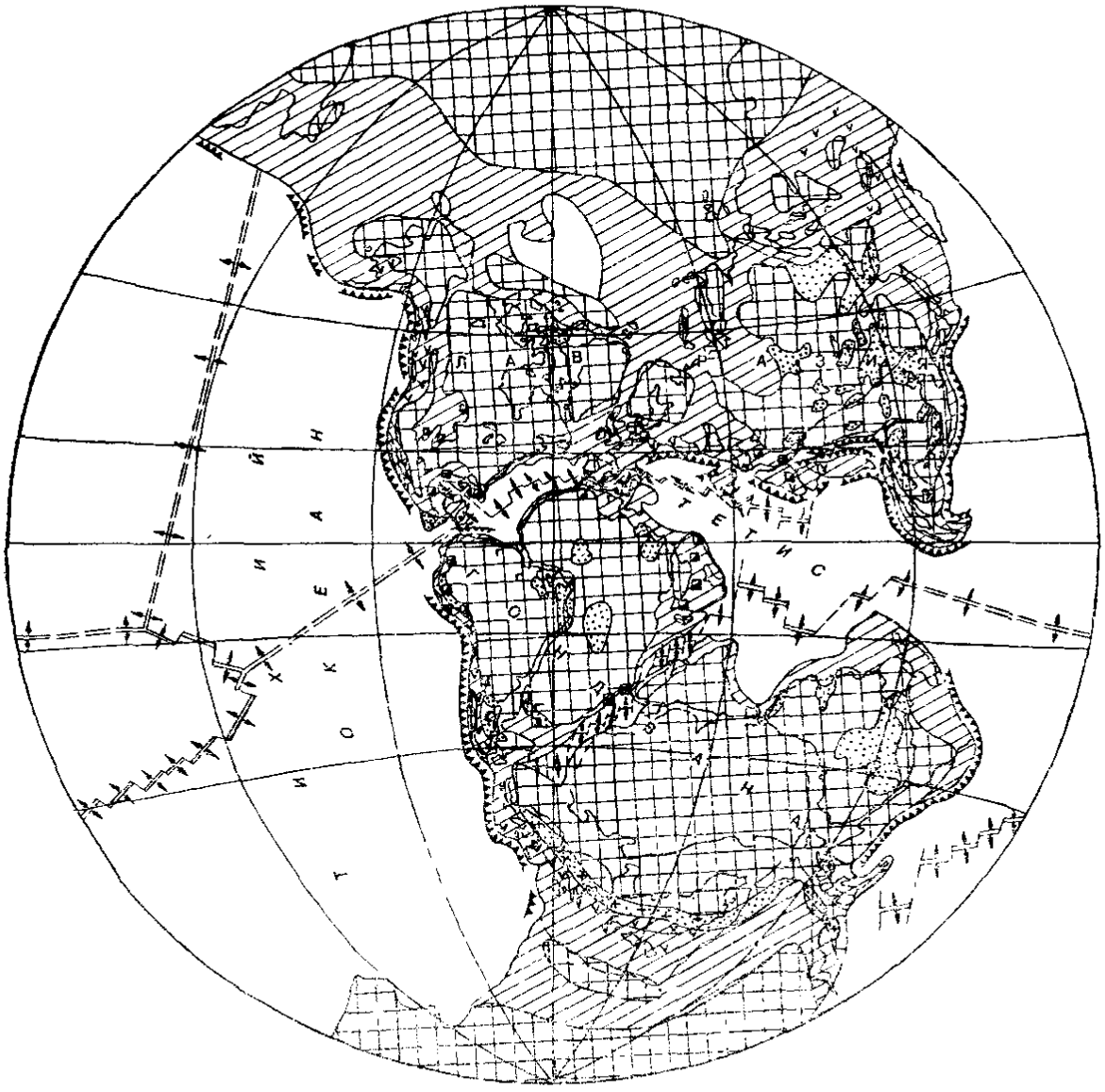


Рис. 16.5. Палеогеографическая реконструкция для позднеюрской эпохи (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями и изменениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

вержения, интрузивный магматизм и тектонические деформации в пределах Тихоокеанского пояса усилились.

Центральная и северная территории Северо-Американской платформы продолжали оставаться областями сноса. Важным событием стало образование глубоководных океанских бассейнов: впадины Мексиканского залива и Карибского бассейна на юге и Центральноатлантической котловины. Раскрытию впадины Мексиканского залива предшествовало мощное соленакопление за счет притока вод из Центральной Атлантики. Одновременно с этим возникли горные хребты — Кордильеры на западе, и их образование сопровождалось мощным вулканизмом и внедрением крупных гранитных батолитов.

Расширение океанского бассейна на востоке Северо-Американской платформы было медленным. Вдоль мелководной шельфовой области накапливались карбонаты, которые при приближении к более глубоким участкам сменялись глинами. Вдоль внешнего края Большой Ньюфаундлендской банки развивались барьерные рифы. В возникших глубоководных впадинах Мексиканского залива и Карибского бассейна накапливались глубоководные кремнисто-глинистые осадки. Барьерные рифы и небольшие островные поднятия отделяли платформенное море от открытого океанского бассейна. Здесь в условиях переменной солености накапливались известково-доломитовые осадки, иногда с гипсом.

В крупные области сноса превращаются и бывшие вулканические дуги в Британской Колумбии. К югу островодужная система продолжалась в штат Сонора Мексики. Мощность вулканитов колеблется от 2,5 до 10 км. На западе платформы, на севере Аляски и востоке Гренландии на месте длительное время существовавшего мелководного бассейна к концу эпохи устанавливается континентальная обстановка. Вдоль западного края Кордильер — от штата Орегон на севере до южного окончания Калифорнийского полуострова — располагался склон континента. В глубоководных условиях накапливались пиллоу-базальты, радиоляриты, контурные песчаники и песчано-глинистые отложения. Лишь изредка присутствуют известняки. Крупная область континентальной седиментации с локальным наземным вулканизмом возникла в Центральной Америке.

Позднеюрская эпоха знаменуется дальнейшим нарастанием распада Пангеи II. Центральная Атлантика и Западный Тетис в целом испытывают расширение; зарождается Карибский глубоководный бассейн и через него устанавливается (в районе будущих Анд) связь с Тихим океаном, кора которого также испытывает заметное разрастание (она сохранилась в настоящее время в западной части океана). Начинается деструкция Гондваны благодаря образованию оси спрединга, проходящей через Сомалийскую и Мозамбикскую котловины Индийского океана и на севере связанной с осью Тетиса. Западная часть Гондваны, в составе Южной Америки и Африки, начинает отделяться от восточной, вклю-

чающей Мадагаскар, Индостан, Австралию и Антарктиду. Тем самым зарождается Индийский океан.

После некоторой регрессии в конце средней юры (см. рис. 16.4) началось новое нарастание трансгрессивных тенденций, приведших к почти полному затоплению Западной Европы и к значительному расширению морей в Восточной Европе, где произошло соединение бореального Баренцевско-Карского бассейна с южными морями широким проливом вдоль Урала (см. рис. 16.5). Трансгрессия распространилась и на Западную Сибирь, где к концу эпохи образовался относительно глубоководный бассейн.

Западная часть Туранской плиты продолжала погружаться, и в ее пределах накопились песчано-глинистые отложения с участием мергелей и известняков мощностью свыше 400 м. На востоке получили развитие рифовые массивы. Южная часть плиты, включая Афгано-Таджикскую депрессию в кимеридже и титоне, превратилась в крупную солеродную лагуну. В ее пределах накопились карбонаты, гипсы, сильвин, галит и ангидриты. Общая мощность эвапоритов достигает 850 м.

На севере Сибирской платформы расширился Енисейско-Хатангский пролив, соединявший моря Западной Сибири с Вилюйско-Верхоянским бассейном. В пределах этого пролива отлагались песчано-глинистые отложения мощностью до 600 м. С течением времени море покидает Вилюйскую впадину, и она превращается в обширную озерно-аллювиальную низменность, в которой стали накапливаться мощные толщи угленосных отложений. Значительная часть Сибирской платформы оставалась низменной сушей. Угленосные отложения продолжали формироваться на восточной и южной периферии платформы.

На протяжении позднеюрской эпохи Гиперборейская платформа оставалась в основном возвышенной сушей, которая поставляла обломочный материал в прилегающие бассейны (см. рис. 16.5). Между тем Центральная Азия с Казахстаном продолжали испытывать поднятие, а межгорные впадины в их пределах — погружение, местами весьма интенсивное. На северо-восточной окраине Сибири произошло столкновение вулканической дуги и находившихся в ее тылу микроконтинентов (Колымо-Омолонского и др.) с этой окраиной, повлекшее за собой начало складкообразования в Верхояно-Колымской области. Вулканическая дуга возникла вдоль северной окраины Южно-Анюйского океанского бассейна, вступившего в заключительную фазу своего существования, а в пределах уже замкнувшегося к началу эпохи Монголо-Охотского бассейна образовалась система краевых и межгорных прогибов, заполнявшихся типичными молассами. Южнее, в пределах западного Забайкалья, восточной Монголии и северо-восточного Китая, образовался мощный пояс рифтогенного щелочного вулканизма, максимально проявленного в хр. Большой Хинган.

Уже в конце среднеюрской эпохи Западно-Средиземноморская область вступила в стадию океанского спрединга (см. рис. 16.5). Спрединговая зона на западе смыкалась с аналогичной зоной

Центральной Атлантики. Она проходила через несуществующую ныне корневую систему крупных покровов Рифа, Бетской Кордильеры, Телля в Сицилиийско-Калабрийско-Лигурийско-Пеннинский прогиб, охватывала Вардарскую зону Балкан, Эгейско-Анатолийский прогиб, Севано-Акеринскую зону Малого Кавказа и Иранский Карадаг. В районе Эрзинджана отделялась ветвь Загроса, продолжавшаяся на восток в Белуджистан и зону Инда-Брахмапутры в тылу Гималаев.

Периферические зоны океанского бассейна вовлекались в опускания, и в них формировались радиоляриты и глубоководные карбонаты, известные как «аммонитико россо» (красные узловатые известняки с аммонитами). На шельфе и умеренных глубинах отлагались разнообразные органогенные известняки.

В Крымско-Кавказско-Копетдагской части Тетиса карбонаты нередко сочетались с эвапоритами и терригенными породами — продуктами размыва островов и подводных поднятий. Во второй половине позднеюрской эпохи, а на Большом Кавказе уже в ее начале, на континентальном склоне и его подножиях стали формироваться флишевые толщи. В Крыму флиш накапливался только в титоне, а до этого в Крымском бассейне, подвергавшемся энергичному опусканию, накопилась толща конгломератов мощностью до 700 м. Мощность терригенно-карбонатного флиша в Крыму составляет 3,5 км, на Большом Кавказе — свыше 2 км. В титоне флиш отлагался также на Балканах, в юго-западном Афганистане, в Марокко и между северными и южными блоками Тибета.

Глубоководные бассейны окаймлялись барьерными рифами, вместе с подводными поднятиями способствовавшими отделению от открытого моря солеродных лагун. Особенно крупная лагуна возникла на Аравийском полуострове, где накапливались галиты и ангидриты. Лагунные эвапориты и пестроцветные континентальные осадки отлагались также в Предкавказье и в Центральном Иране.

В то время как Тетис на западе, вплоть до Альп и Апеннин, продолжал расширяться, восточнее, начиная с Динарид, по его северной периферии в конце эпохи проявляются деформации сжатия. Наибольшей интенсивности они достигают в Афганистане и Центральном Памире, где происходит столкновение Ирано-Афганского континента, включавшего Южный Памир, с южным краем Лавразии. Далее к востоку складчатость конца юры, получившая в Европе название позднекиммерийской, проявляется в Центральном Тибете, где сближаются и затем сталкиваются Южно- и Северо-Тибетский континентальные блоки, и на юго-востоке Азиатского материка, в Мьянме. Вулканизм в Тетисе в позднеюрскую эпоху заметно ослабел и сохранился лишь на Малом Кавказе и в смежных районах Турции и Ирана, где он не сравним по масштабу со среднеюрским, а также по южной окраине Южно-Тибетского континентального блока. По периферии глубоководных бассейнов Тетиса с океанской корой на границе с разделявшими их микроконтинентами развивались барьерные рифы, а на южной окраине продолжали существовать карбонатные платформы, разделенные впа-

динами, с накоплением относительно глубоководных осадков, включая радиоляриты.

В новое погружение вовлекаются Тибетские блоки. Только на юго-западной окраине южного блока продолжался островодужный вулканизм, а на остальной его части отлагались мелководные терригенные и терригенно-карбонатные и угленосные толщи.

В пределах Соляного кряжа формировались песчано-глинистые отложения, а в верховьях р. Инда накапливались мощные, до 900 м, глубоководные кремнистые глины и терригенный флиш.

В Юго-Восточной Азии море трансгрессирует в пределы блока Шан-Тай. В центре вновь возникшего бассейна отлагаются глинистые и песчано-глинистые осадки мощностью до 1 км. На северо-западном склоне массива накапливались терригенно-карбонатные толщи. На юге Таиланда и севере Суматры возникла вулканическая дуга, которая с юго-запада и юго-востока ограничивалась областью накопления глубоководных частично кремнистых глин. В восточном направлении они замещаются песчано-глинистыми турбидитами мощностью до 2 км.

На современном тихоокеанском побережье юго-востока Азии формировались относительно глубоководные терригенно-карбонатные флишевые образования. На Тайване и о-вах Рюкю отлагались глубоководные глинистые толщи с участием туфов андезитов мощностью до 1 км.

На территории Ниппоно-Сихотэалинской области преобладали песчано-глинистые серии с горизонтами радиоляритов, а на о. Кюсю присутствуют рифовые известняки. В Хоккайдо-Сихотэалинской части тихоокеанской окраины в условиях растяжения, сопровождавшегося щелочно-базальтовым вулканизмом, возникли глубоководные прогибы и подводные поднятия. Наряду с базальтами здесь отлагались песчаные, песчано-глинистые, глинисто-кремнистые осадки.

Серьезные изменения произошли в Верхояно-Колымской области, в ее северо-восточной части возникли крупные острова, а на более глубоких участках накапливались флишоидные песчано-глинистые серии, в фронтальной части вулканической дуги образовались вулканогенно-осадочные толщи, состоящие из андезитов, дацитов, базальтов, туфов, туфобрекчий, песчаников, аргиллитов, гравелитов общей мощностью 10,5 км. Наряду с морскими толщами присутствуют континентальные угленосные отложения. На Колымо-Омолонском массиве формировались вулканиты среднего, основного и кислого состава, а в промежутках между извержениями накапливались песчано-глинистые толщи. В расположенном северо-восточнее Южно-Анюйском бассейне на коре океанского типа в глубоководных условиях накапливался терригенный флиш и изливались базальты.

Раскол Гондваны на западную и восточную части, произошедший в поздней юре, не привел еще в эту эпоху к их полному разделению, так как Антарктида оставалась связанной с Южной Америкой и Африкой и с Индией и Австралией, а новообразован-

ный Индийский океан замыкался на юге. Его окраины испытывали опускание, в частности море появилось на южной оконечности Южной Америки (Фолклендское плато) уже в бате, а внутренние районы гондванских континентов — в основном поднятие, на фоне которого происходило относительное опускание отдельных небольших впадин, заполнявшихся континентальными осадками. Самыми крупными из них были впадина Большого Артезианского бассейна на востоке Австралии и впадина Конго в Экваториальной Африке.

На азиатской окраине Тихого океана главным событием эпохи явилось начало формирования вулканоплутонического пояса вдоль современного юго-восточного побережья Китая и на юго-востоке Вьетнама. Такой же пояс формируется на кордильерской окраине Северной Америки, на всем пространстве от Аляски до Мексики, и в южной половине Анд. Сохраняет свою активность в пределах Новой Каледонии и Новой Зеландии краевой вулканоплутонический пояс Австралии. Между тем на крайнем северо-западе современного Тихоокеанского кольца, в Корякии и на северо-западном побережье Охотского моря, а также в Северных Андах продолжают существовать или возникают энсиматические дуги с окраинными морями в их тылу.

В конце эпохи на ряде отрезков Тихоокеанского кольца усилились напряжения сжатия и проявления складчато-надвиговых деформаций. Это относится к Южным Андам, где эти события («арауканский орогенез») начались еще в кимеридже и протекали одновременно с превращением вулканической дуги в краевой наземный вулканоплутонический пояс, и Северо-Американским Кордильерам, где с них берет начало становление современной структуры пояса («невадский орогенез»), и Новой Каледонии и Новой Зеландии («орогенез Рангитата»), для которых деформации данной эпохи имели не меньшее значение, и к Японским островам, где они завершили формирование структуры их внутренних зон («орогенез Сакава»).

В течение позднеюрской эпохи продолжалось раскрытие Центральной Атлантики, где отлагались мелководные и гемипелагические карбонатные осадки с участием глин. Наивысшая активность подводных вулканических гор отмечалась на Канарском архипелаге и о-вах Зеленого Мыса. Глубоководная впадина была окружена рифами, препятствовавшими выносу терригенного материала в глубь бассейна.

Индийский океан проходил начальную стадию развития. На ложе новообразованной океанской впадины к востоку от Африки и к северо-западу от Австралии накапливались гемипелагические глины небольшой мощности.

16.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Раннеюрская эпоха являлась временем хорошо выраженной гумидизации климата. Это привело к широкому распространению осадков сильно обводненных ландшафтов, увеличению объема

угленосных толщ, отсутствию среди растительных ассоциаций остатков ксерофильных форм.

Изотопные и магнезиальные палеотермометрические определения, проведенные по разным регионам Мира, позволили не только установить различные термические зоны, но и дали возможность оценить изменение глобального температурного режима в течение юрского периода. После кратковременного понижения температур в конце норийского века (рэте) произошло значительное повышение температур в ранней юре. С рэтским похолоданием связаны сильное сокращение ареала теплолюбивой фауны и развитие эвритермных форм. Новый подъем температур произошел в байосском веке. Небольшие понижения температур происходили в келловее и самом конце юрского периода.

В течение ранней и средней юры существовала не только термическая зональность, но и зональность, вызванная различием в распределении атмосферных осадков (рис. 16.6 и 16.7). Северный аридный пояс охватывал ряд районов США и Северную Африку. К южному аридному поясу относились территория Центральной Америки, Сомали и Танзания. Переменно-влажные условия господствовали на значительной части Бразилии и Африки, в Аравии и на юге Индокитая. Область с экваториальным влажным климатом охватывала южную часть Мексики, Гвинею, Камерун, Нигерию и Египет.

Влажные тропические условия на Северо- и Южно-Американском континентах определены на основании не только обильного угленакопления, но и присутствия богатого и разнообразного комплекса растительных сообществ и широкого распространения фаций сильно обводненных ландшафтов. Аналогичные условия существовали на юге Африки.

Значительная часть территории Сибири, северо-востока России, Монголии и Северного Китая характеризовалась влажным, близким к субтропическому климатом. Граница этого пояса условно намечается по линии Белое море — Южный Урал — Балхаш — п-ов Шандунь. На севере субтропического пояса средние температуры колебались в пределах 15—20 °С, а в южном направлении они повышались до 18—20 °С.

Аналогичные условия существовали на преобладающей части Австралии и на Новой Зеландии. Сравнительно более низкие температуры предполагаются в Антарктиде, где в толще аркозовых и граувакковых песчаников обнаружены остатки относительно холоднолюбивой фауны двустворчатых и головоногих моллюсков.

По характеру температурного режима в течение позднеюрской эпохи выделяются экваториальный, тропические, субтропические и умеренные пояса (рис. 16.8).

Согласно изотопной и магнезиальной палеотермометрии температуры в экваториальном поясе составляли 26 и даже 28 °С, а в тропическом — колебались в пределах 21—24 °С.

В сторону полярных районов температуры в аридном поясе понижались, но одновременно возрастала влажность, и климат

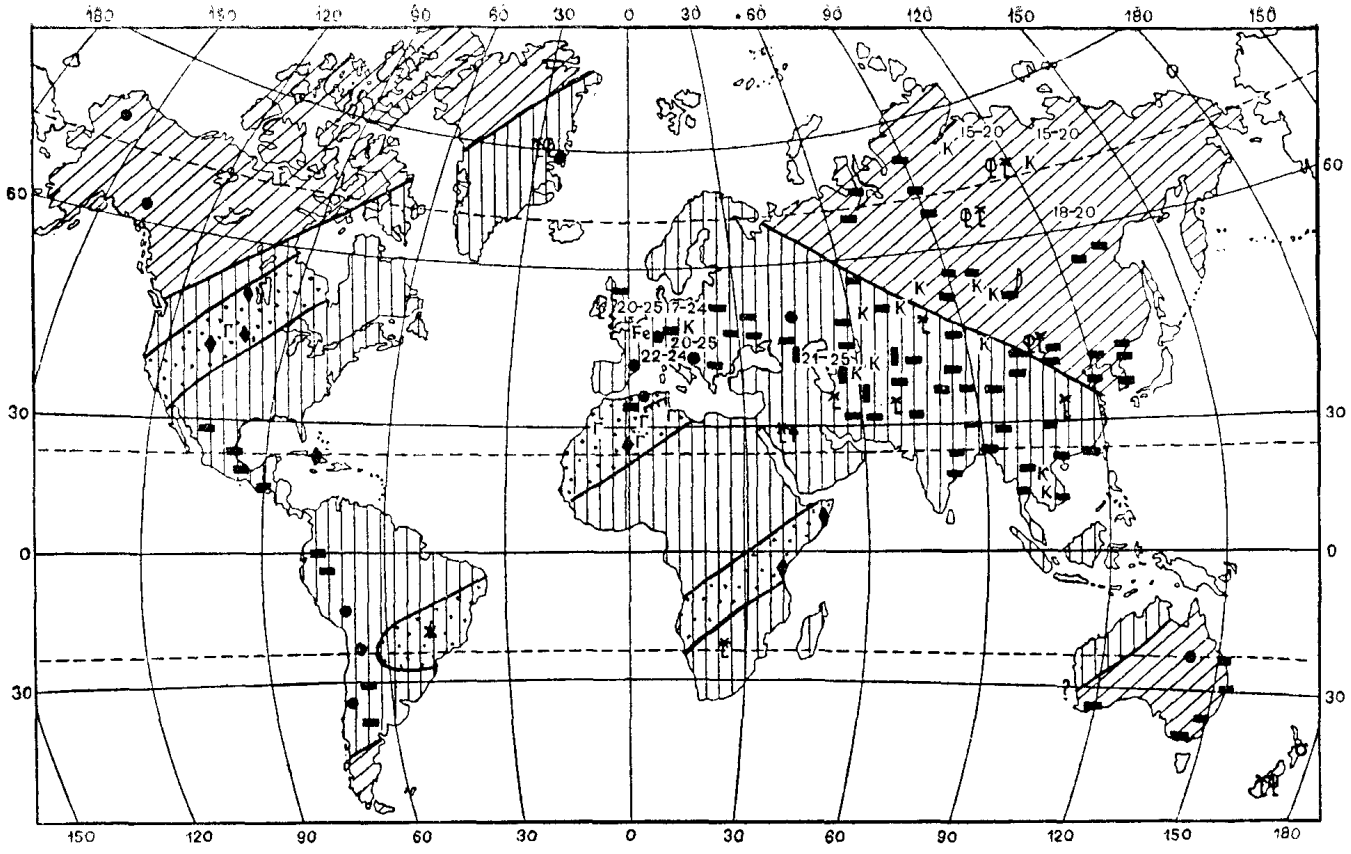


Рис. 16.6. Климатическая зональность материков в раннеюрскую эпоху (по Н. А. Ясамаиову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

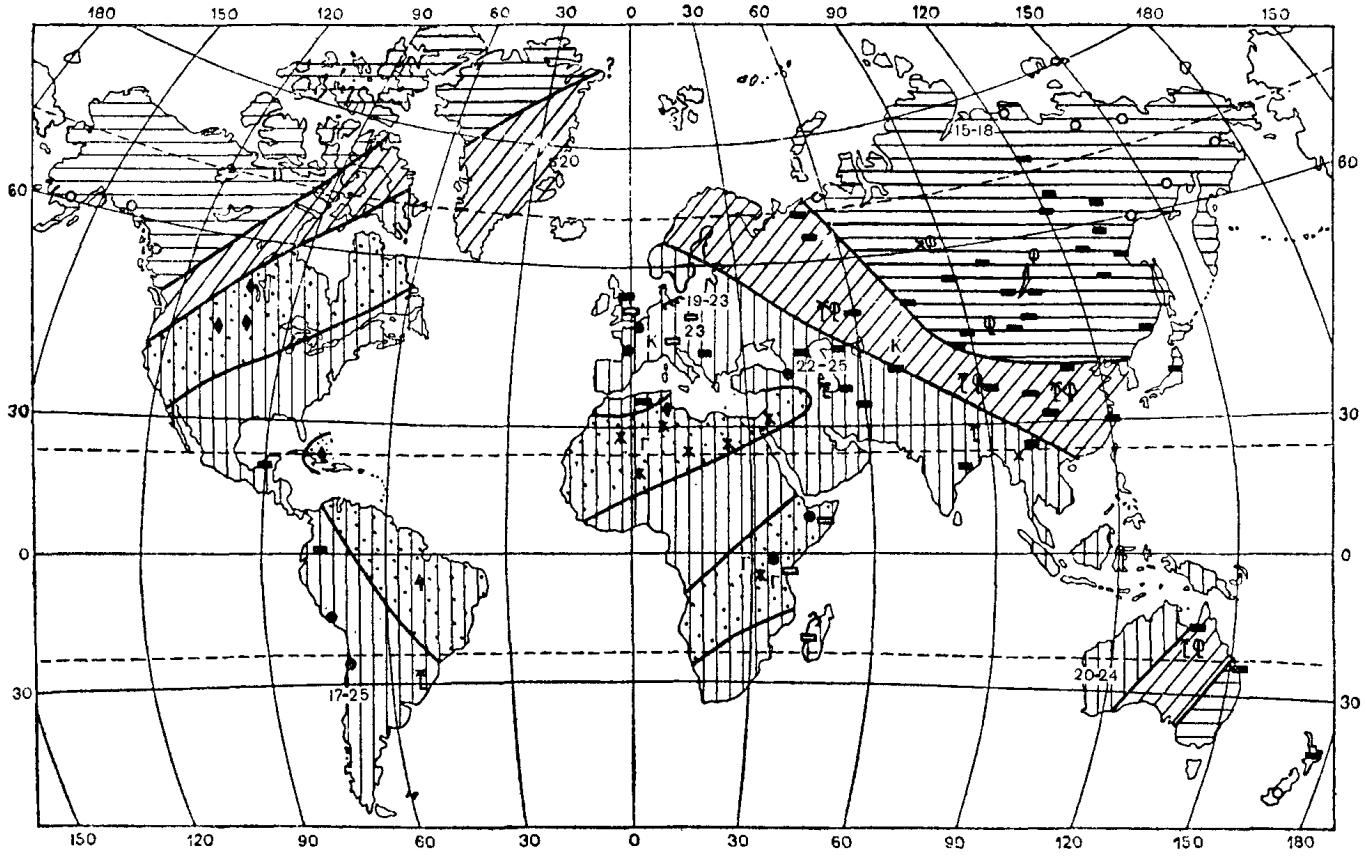


Рис. 16.7. Климатическая зональность в среднеюрскую эпоху (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

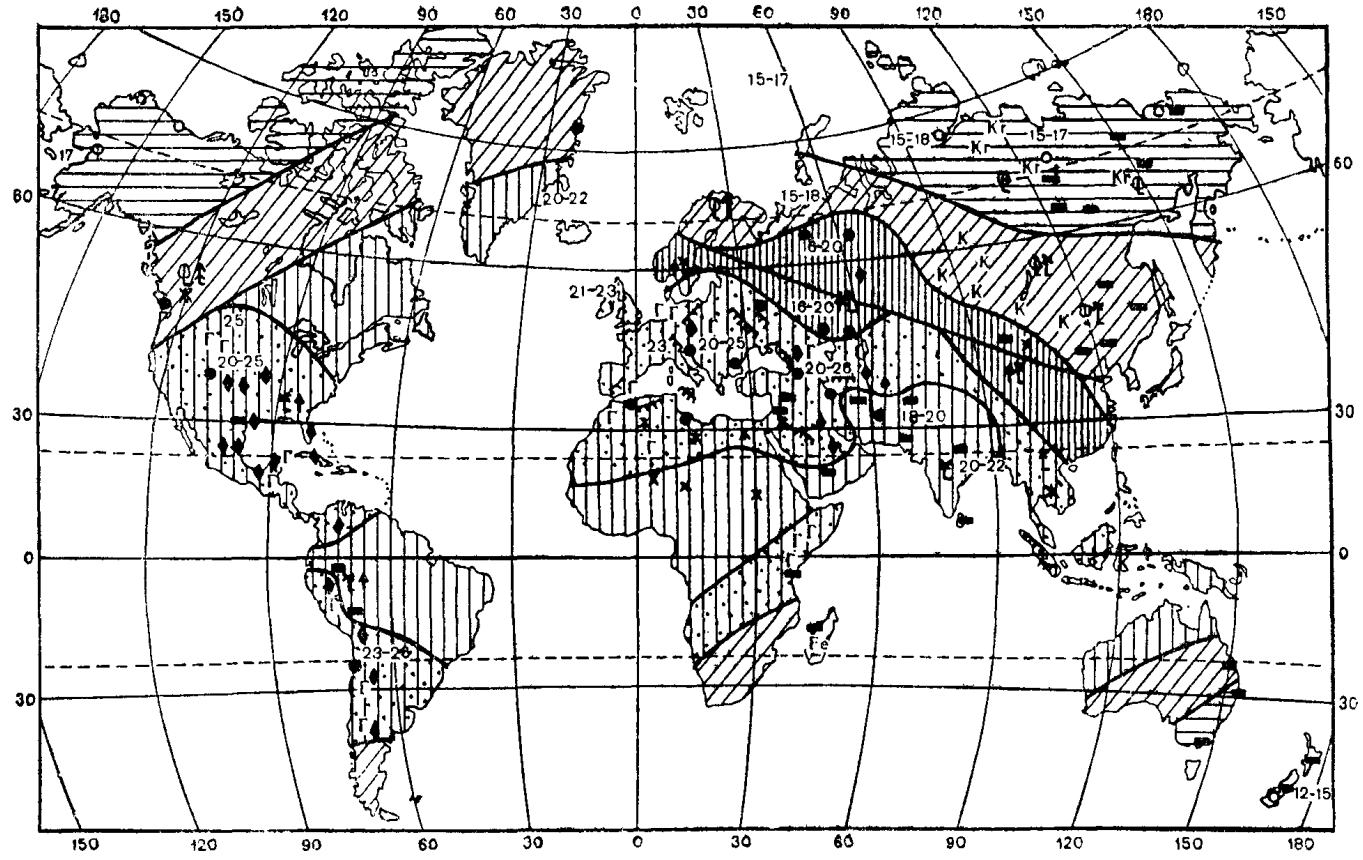


Рис. 16.8. Климатическая зональность в позднеюрскую эпоху (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

становился переменно-влажным. Такие условия были свойственны северным и северо-западным районам Европы, юго-восточной Монголии, Восточному Китаю в Северном полушарии и Южной Африке, Индонезии и Северной Австралии в Южном полушарии. Среди осадков этого пояса отсутствуют эоловые фации, уменьшается роль пролювиальных осадков и повышается роль озерных и пойменных отложений. Среди глинистых толщ, объем которых возрастает, увеличивается значение каолинита, появляются линзы и слои углей. Именно в областях переменно-влажного тропического климата обнаружено наибольшее число остатков динозавровой фауны. Динозавры являлись обитателями увлажненных ландшафтов приморских низменностей и предпочитали жить в условиях небольших суточных и сезонных колебаний температур.

Наибольшее число индикаторов субтропического климата имеется для территории Европы и Азии. Морская фауна представлена смешанным комплексом, и наряду с тропическими формами присутствуют и относительно холоднолюбивые, бореальные организмы. По данным изотопной и магнезиальной палеотермометрии в позднеюрскую эпоху средние температуры среды обитания мелководных моллюсков и брахиопод не превышали 18 °С.

Умеренный пояс в Северном полушарии располагался на северо-востоке Евразии и на севере Северной Америки. Средние температуры среды обитания относительно холоднолюбивых форм не превышали 15 °С. Столь низкие температуры не способствовали карбонатонакоплению и образованию минералов, содержащих железо, а также развитию процессов корообразования. К южному умеренному поясу относились юго-восточная часть Австралии и Новая Зеландия.

В течение юрского периода продолжали существовать три крупные палеобиогеографические области: Бореальная, Тетическая и Южная. Им были свойственны своеобразные комплексы головоногих моллюсков. В ранней юре в пределах Бореальной области выделяют три провинции: 1) Бореально-Атлантическую, которая охватывала северо-запад Европы, Центральную Европу и простиралась вплоть до Северного Кавказа; 2) Арктическую, включающую Сибирь и арктические районы Америки; 3) Бореально-Тихоокеанскую, охватывающую Южную Аляску и Британскую Колумбию. В течение юрского периода границы провинций неоднократно менялись. Особенно широко распространилась бореальная фауна в начале позднеюрского периода.

Ряд провинций выделяется в Тетической, или Средиземноморской, области, которая нередко отождествляется с областями развития экваториального и тропического климата. Область, подобная Бореальной, выделяется в Южном полушарии. Она характеризовалась своеобразным комплексом головоногих и двустворчатых моллюсков.

Преобладание на значительных территориях влажного и теплого климата обусловило энергичное накопление углей. По объемам угленакопления юрская эпоха занимает третье место после позднепалеозойской и позднемеловой-палеогеновой. В юрских отложениях сосредоточено около 16% мировых запасов углей. На территории бывшего СССР это бурые угли Канско-Ачинского, Убоганского и Иркутского бассейнов, верхние горизонты Караганды и Кузбасса, каменные угли Закавказья (Ткварчельское и Ткибульское месторождения) и Южно-Якутского бассейна. Большое значение имеют также угольные бассейны Китая и Австралии. В пределах Средиземноморья распространены бокситы.

Юрские отложения во многих областях земного шара являются нефтегазоносными. Именно такой возраст имеют крупнейшие в мире месторождения нефти в Саудовской Аравии (Гхавар и Мезелидж), а также нефтяные месторождения в Предкавказье, Средней Азии, на Мангышлаке, в северном Прикаспии, в Западной Сибири и Северном море, а также газовые и газоконденсатные месторождения Баренцева моря.

С юрским периодом связана одна из крупнейших эпох формирования железных руд. Месторождения оолитовых железных руд располагаются на юге Западной Сибири, а также на периферии Англо-Парижского и Польско-Германского бассейнов.

Интенсивная интрузивная деятельность, особенно усилившаяся в средней и поздней юре в пределах Средиземноморского и Тихоокеанского подвижного поясов, способствовала формированию ряда рудных месторождений. Наиболее характерными для позднеюрской эпохи являются месторождения олова, молибдена, вольфрама, золота, серебра и полиметаллов. Образование этих руд связано с внедрением кислых интрузий в Забайкалье, Верхояно-Чукотской области, на п-ове Малакка, в Индонезии и в Кордильерах. Юрский возраст имеют полиметаллические месторождения Кавказа, среди которых наиболее крупным является Садонское месторождение. С юрским вулканизмом связаны образование марганцевых руд в Альпах, на Балканах, в Калифорнии и месторождения меди в Закавказье (Кафан).

ГЛАВА 17. МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Меловой период имеет продолжительность около 70 млн лет. Он начался 135 млн лет назад, а закончился 65 млн лет назад. Меловая система в современном объеме была выделена бельгийским геологом Ж. д'Омалиусом д'Аллуа в 1822 г. в Англо-Парижском бассейне. Свое название она получила от характерной породы — белого писчего мела, широко распространенного в Европе, от Британских островов до Прикаспия. В системе выделяют два отдела. Такое разделение было рекомендовано на 3-й сессии

МГК (Берлин, 1885) и используется по настоящее время, хотя неоднократно предпринимаются попытки предложить вариант трехчленного деления, в котором аптский, альбский, а иногда и сеноманский ярусы выделяют под названием «средний мел». Трехчленное деление принято во Франции и некоторых других странах.

Ярусное и зональное деление нижнего отдела меловой системы основано на распространенности аммоноидей, а верхнего — белемноидей, морских ежей, иноцерамов и фораминифер. Ярусная шкала была разработана в Западной Европе. Стратотипы валанжина и готерива находятся в Швейцарии, маастрихта — в Нидерландах, а остальных ярусов — во Франции. Общая стратиграфическая шкала меловой системы дана в табл. 17.1.

Таблица 17.1

Общие стратиграфические подразделения меловой системы

Отдел	Надъярус	Ярус
Верхний		маастрихтский K_2m
	сенон	кампанский K_2cp
		сантонский K_2st
		коньякский K_2cn
		туронский K_2t
		сеноманский K_2cm
Нижний		альбский K_1al
		аптский K_1ap
	неоком	барремский K_1br
		готеривский K_1h
		валанжинский K_1v
		берриасский K_1b

17.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

После установления меловой системы дальнейшая разработка ее стратиграфии была выполнена А. д' Орбиньи, который широко использовал палеонтологический метод. Взамен существующих местных подразделений он ввел ярусы, каждый из которых характеризуется определенным фаунистическим комплексом.

Термин «неоком» был предложен в 1835 г. Дж. Турманном для морских отложений нижней части меловой системы, развитых в южных горах Швейцарии. Название происходит от древнеримского имени г. Невшателя. В дальнейшем неоком был утвержден в качестве надъяруса и в его составе стали выделять 4 яруса.

Сенон впервые был обоснован в ранге яруса А. д' Орбиньи. Название происходит от древнего имени г. Санса на р. Йонна. В дальнейшем в составе сенона были выделены 4 яруса, а сам он перешел в ранг надъяруса.

Стратотип берриасского яруса расположен на юго-востоке Франции у д. Берриас. В 1871 г. известняки берриаса Г. Коканом

были выделены в самостоятельный ярус, и он поместил его в основание меловой системы. Позднее берриас был включен в качестве подъяруса в титонский ярус. С конца прошлого века развернулась дискуссия о статусе берриаса. Стратотипический разрез переизучался в 60—70-е годы нашего столетия, и ряд исследователей предложили рассматривать берриас в качестве самостоятельного яруса.

Второй международный коллоквиум по границе юры и мела, проведенный в Лионе и Невшателе в 1973 г., принял зональное деление берриаса, утвердив его в качестве нижнего яруса меловой системы. Границу между титоном и берриасом предложено проводить, как и раньше, в основании подзоны Pseudosubplanites grandis.

Валанжинский ярус был выделен из неокома, развитого в г. Невшатель (Швейцария), около замка Валанжин. К нему была отнесена пачка переслаивания серых, голубых и желтых мергелей и плотных органогенных известняков, в основании оолитовых, а в верхах с железистыми оолитами. В толще, имеющей мощность 53—55 м, встречаются остатки морских ежей, брахиопод, губок, мшанок, кораллов, фораминифер, двустворчатых и брюхоногих моллюсков. В залегающем в кровле слое известково-мергелистых желваков были найдены аммониты.

Более поздние исследования показали, что значительная часть выделенных слоев относится к берриасу, а сам стратотип валанжина выбран неудачно, так как разрез изобилует конденсированными слоями и перерывами. Крайне редко встречаются аммониты — обитатели пелагиали, но многочисленны представители бентоса. В решении Лионского коллоквиума (1963) предлагалось найти и описать гипостратотип. В 1979 г. французские палеонтологи описали гипостратотип валанжина в Воконтской впадине (юго-восточная Франция) около д. Англе, представленный относительно равномерным чередованием мергелей, глин и известняков, отлагавшихся в пелагической зоне моря, без видимых стратиграфических перерывов, и заключающих многочисленные остатки аммонитов. Мощность отложений валанжина в гипостратотипе составляет 244 м. На основании распределения аммонитов выделены два подъяруса, каждый из которых состоит из трех зон.

В 1873 г. Э. Реневье выделил в готеривский ярус отложения, развитые у д. Отрив (Швейцария), расположенной около г. Невшателя. Они представлены мергелями и оолитовыми известняками с остатками аммонитов, брахиопод, устриц и морских ежей. Позднее эти отложения на основании распределения аммонитов были разделены на два подъяруса с двумя зонами в каждом.

Типичный разрез барремского яруса находится у д. Баррем (юго-восточная Франция, бассейн р. Дюранс), где в известняках обнаружены развернутые аммониты Ancyloceras, Scaphites и др.

Аптский ярус впервые выделил А. д' Орбиньи среди отложений, развитых у д. Апт в юго-восточной Франции. Он отнес к апту гли-

ны с Plicatula, а позднее и известняки с большим числом аммонитов. До сих пор нижняя и верхняя границы аптского яруса дискуссионны. Ныне аптский ярус выделяется в количестве трех подъярусов: нижний (бедуль), средний (гаргаз) и верхний (клансей). Название подъярусам даны по местностям, где развиты стратотипические разрезы. Все подъярусы и зоны аптского яруса охарактеризованы большим количеством аммонитов.

Альбский ярус выделил А. д'Орбиньи в 1842 г. Название происходит от р. Об (латинское Alba), правого притока р. Сены. Стратотипический разрез расположен юго-восточнее Парижа. Альбский ярус охарактеризован большим числом аммонитов, на основании которых проводится зональное деление. Как и во многих других случаях, стратотип альбского яруса не позволяет фаунистически обосновать ни нижнюю, ни верхнюю границы яруса и дать зональное деление по аммонитам верхней части среднего и всего верхнего альба из-за недостаточной их охарактеризованности аммонитами.

Сеноманский ярус выделен в 1847 г. А. д'Орбиньи в департаменте Сарта Франции близ г. Ле-Ман (старинное название — Cenomanum). Эти отложения вначале включались им в состав туронского яруса, но затем, убедившись в существенных различиях в фауне аммонитов и рудистов, д'Орбиньи выделил их в самостоятельный ярус, который был охарактеризован более чем 800 видами. Сеноман в стратотипе представлен терригенными породами, образовавшимися в гидродинамически неспокойной среде, вследствие чего на нескольких уровнях имеются следы подводных перерывов. Сеноманский ярус охарактеризован аммонитами, белемнитами, устрицами, брахиоподами. В настоящее время принято трехчленное деление сеномана.

Название «турон» было предложено А. д'Орбиньи в 1842 г. для карбонатных отложений, развитых в окрестностях г. Тур (древнее название Turones). Здесь развиты мел, мергели и известняки, изредка переслаивающиеся с песчаниками. В разрезе множество перерывов. Отложения изобилуют остатками аммонитов, иноцерамов, устриц, рудистов, гастропод, морских ежей, брахиопод, а также остракод, фораминифер и отпечатками растений. Современное трехчленное деление турона сложилось за пределами стратотипического района. Для России наибольшее значение имеет деление по иноцерамам, разработанное в различных регионах центральной части Европы.

Коньякский ярус свое название получил от г. Коньяк, расположенного в западной части департамента Шаранта во Франции. Здесь развиты карбонатно-терригенные породы, переполненные остатками устриц, брахиопод, морских ежей, мшанок, аммонитов и рудистов. Ныне, однако, стало ясно, что разрез в г. Коньяк охватывает лишь небольшую часть коньякского яруса в современном понимании его объема, что требует обоснования нового стратотипа. Коньякский ярус разделяется на две аммонитовые зоны.

Принятое в центральной части Европы зональное деление коньяка основано главным образом на иноцерамах.

Название сантонского яруса дано по г. Сент (Sant) в департаменте Приморская Шаранта во Франции. В 1857 г. Г. Кокан отнес к сантону мягкий мел с кремнями и остатками губок, брахиопод, морских ежей и двустворок.

Кампанский ярус свое название получил от гряды холмов Гран-Шампань. Положение верхней границы в стратотипическом районе неопределенное. Кампанский ярус расчленяется на два подъяруса и четыре зоны, охарактеризованные главным образом аммонитами и орбитоидами.

Название маастрихтскому ярусу дано по г. Маастрихт в южной части голландской провинции Лимбург А. Дюмоном в 1849 г.; здесь распространены мел и мелоподобные известняки с остатками аммонитов и белемнитов. Под маастрихтским ярусом ныне понимают отложения, заключающие Hoploscaphites constrictus. Различают нижний маастрихт с Acanthoscaphites tridens и примитивными белемнеллами и верхний маастрихт, который состоит из зон Belemnitella junior и Belemnitella kazimiroviensis. Верхняя граница маастрихтского яруса фиксируется по исчезновению аммонитов, белемнитов и многих других макрофоссилий, а также по резкому изменению комплексов планктонных фораминифер и нанопланктона.

Сводные разрезы меловой системы показаны на рис. 17.1.

17.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Меловой период завершает мезозойскую эру, и поэтому его органический мир несет все черты, характерные для переходного этапа. Если в раннемеловую эпоху господствующее положение занимает мезофитная флора, то в позднемеловую эпоху все возрастающее значение приобретают кайнофитные элементы — покрытосеменные растения.

В морских бассейнах мелового периода важнейшими группами являются головоногие, двустворчатые и брюхоногие моллюски, морские ежи, брахиоподы, губки, мшанки, шестилучевые кораллы, фораминиферы (рис. 17.2). На границе юры и мела происходит новое значительное обновление аммонитов. Хотя многие юрские аммоноидеи вымирают, но сохраняются представители Phylloceratidae, Lytoceratidae. Наряду с плоскоспиральной раковиной Polyptycites, Parahoplites, Acanthoceras, Neocomites, Simbirskites появляются ранее неизвестные роды с аномальными раковинами Crioceras, Crioceratites, прямыми Baculites, Scaphites, Ancyloceras, улиткообразными Turrilites. Наряду с нормальной лопастной линией появляются формы с упрощенной сутурой (Tissotia). Возникают и широко распространяются гигантские формы Pachydiscus, Ammonitoceras, отдельные экземпляры которых обладают раковиной до 2 м в поперечнике.

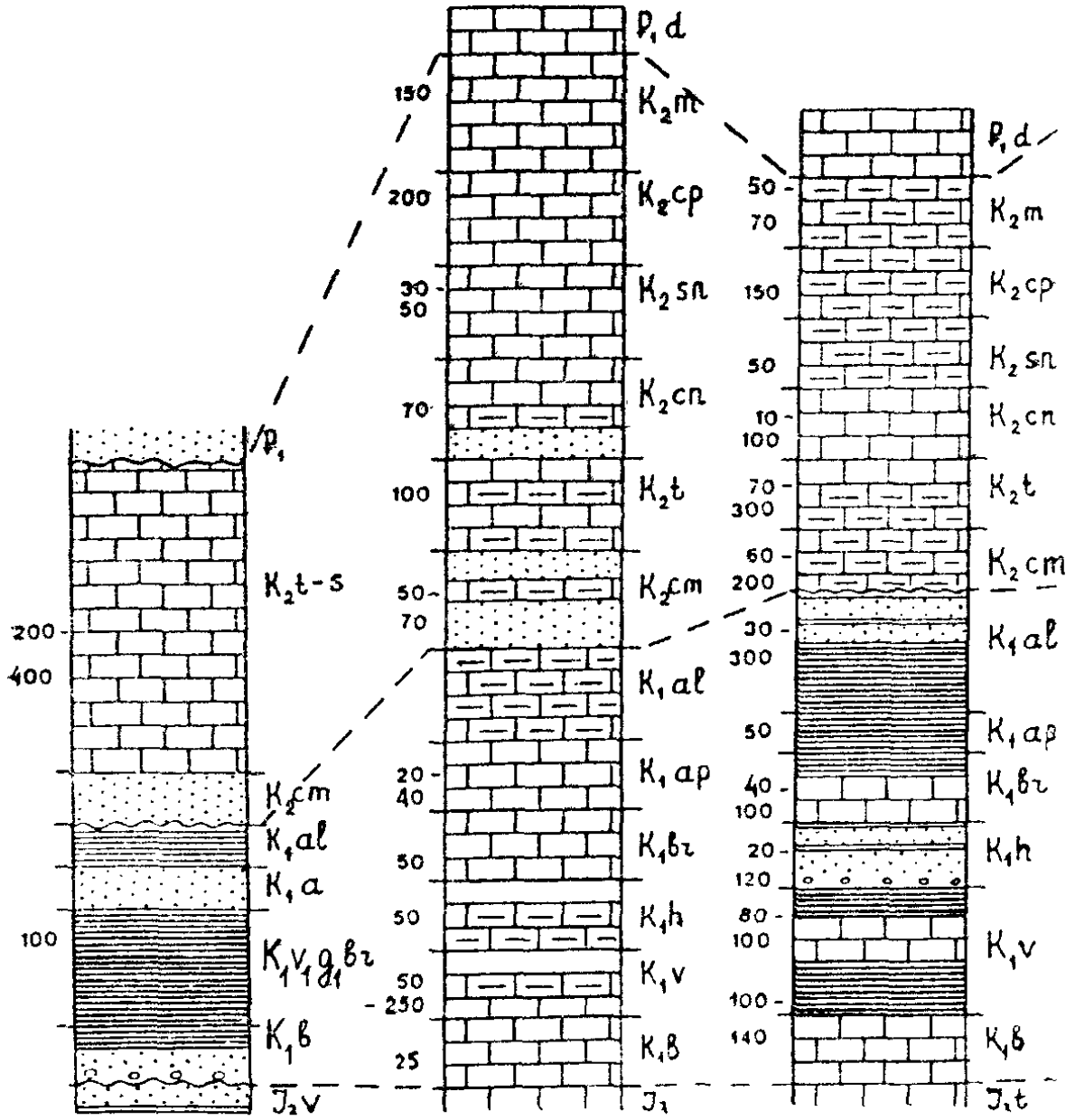
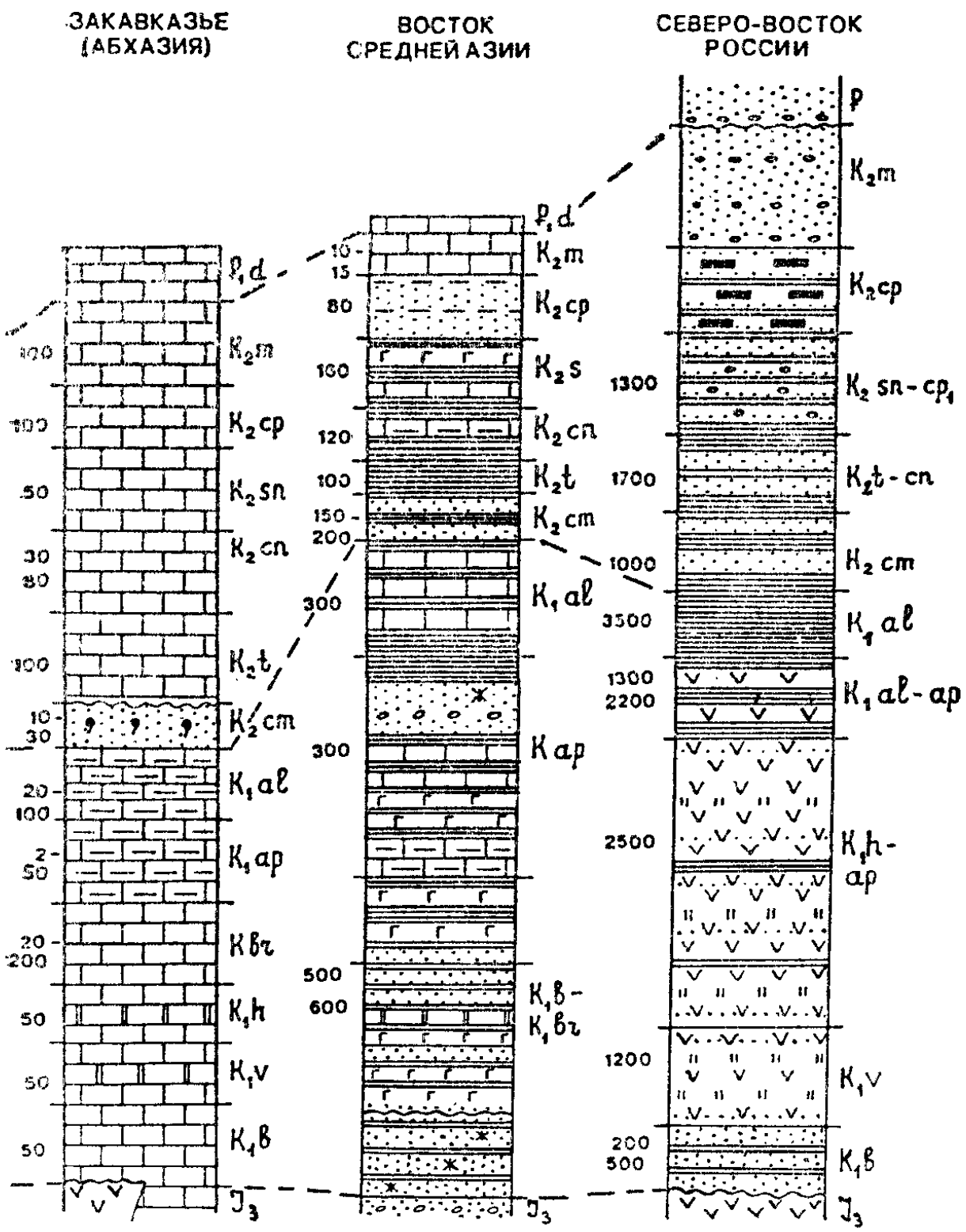


Рис. 17.1. Сопоставление сводных разрезов меловой системы. Условные

Значительно обновляется фауна белемнитов. В раннем мелу наряду с Hibolites, Mesohibolites, Neohibolites, Cylindroteuthis, Pachiteuthis встречаются своеобразные Duvalia. В позднемеловую эпоху исключительно большим распространением пользуются представители родов Actinocamax, Belemnitella, Belemnella. Переживают расцвет «неправильные» морские ежи и двустворчатые моллюски. Среди последних большое стратиграфическое значение имеют иноцерамы. Эти разнообразные по форме, очертаниям и размерам моллюски распространены во всех морях. Достигают расцвета устрицы родов Ostrea, Gryphaea, Exogyra и перешедшие из позднеюрской эпохи бухии.



обозначения см. на рис. 8.1

В тропических морях широко развиты крупные толстостворчатые рудисты — Hippurites, Radiolites, Requenia, Toucasia, слагающие протяженные рифоподобные массивы. В их строении принимают участие брюхоногие моллюски — Nerinea в раннем мелу и Acteonella — в позднем. Большую роль играют Cyclostoma, Cyprea, Conus, Fusus, Murex. В составе гастропод большие изменения произошли в середине мелового периода, когда появилась основная масса семейств подотряда Neogastropoda, характерных для кайнозойской эры.

Кораллы претерпели заметные изменения. Появились новые семейства, рифообразующие формы. Ostreidae, Fungidae, Turbi-

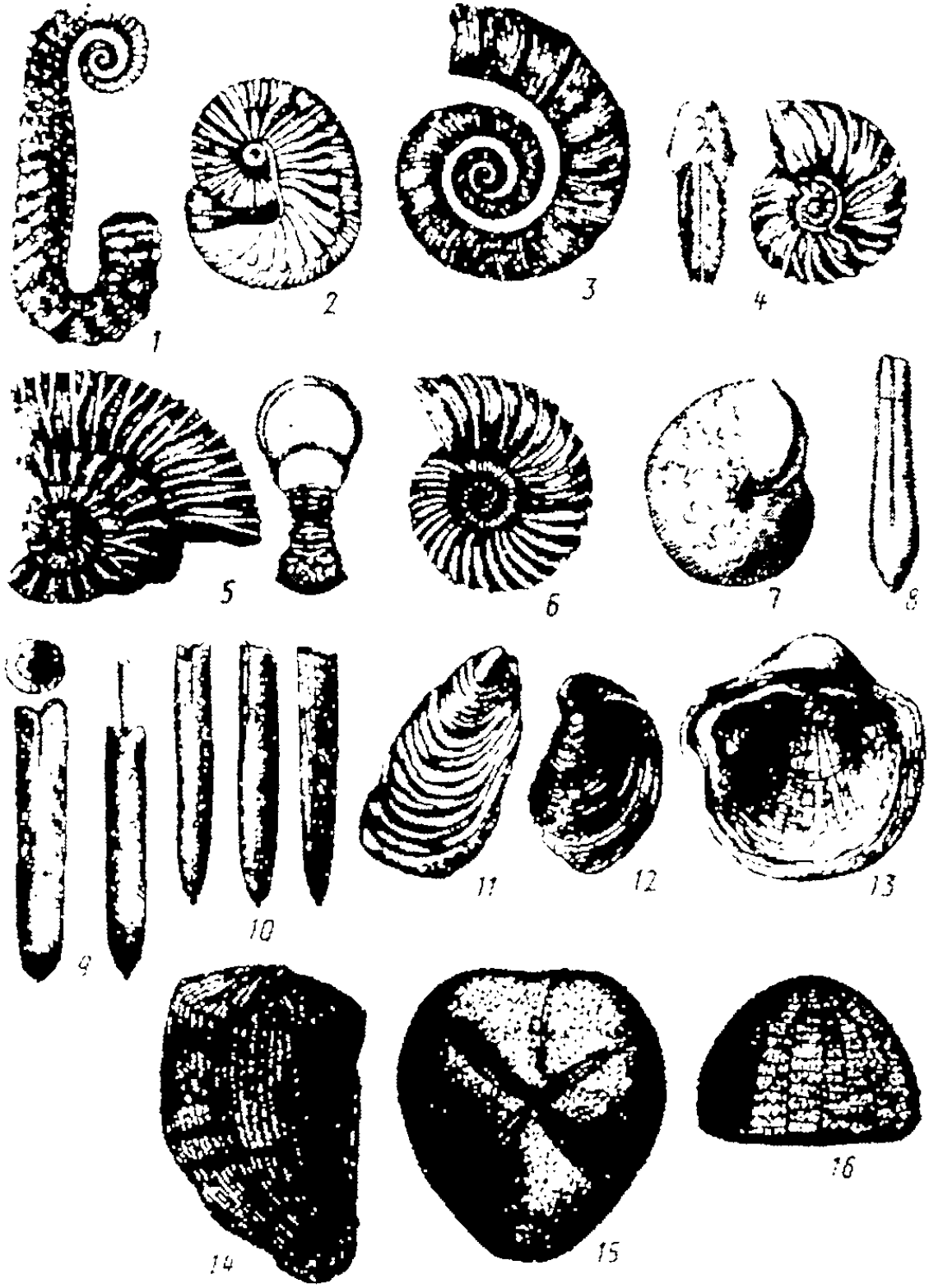


Рис. 17.2. Характерные представители организмов мелового периода. Аммоноидеи: *1* — Ancyloceras (K_1); *2* — Scaphites (K_2); *3* — Crioceras (K_1); *4* — Schloenbachia (K_2); *5* — Simbirskites (K_1); *6* — Hoplites (K_1); *7* — Tissotia (K_2). Белемниты: *8* — Duvalia (K_1); *9* — Actinocamax (K_2); *10* — Belemnitella (K_2). Двустворчатые моллюски: *11* — Inoceramus retrorsus; *12* — Buchia (Aucella); *13* — Gryphaea; *14* — Hippurites. Морские ежи: *15* — Micraster; *16* — Echinocorys

nolidae нередко встречаются с рудистами. Характерной позднемеловой формой является одиночный коралл Cyclolites.

Брахиоподы, так обильно представленные в юрском периоде, постепенно теряют свою ведущую роль. Много мшанок (около 1000 видов).

Во второй половине мелового периода произошла вспышка в развитии губок. В позднемеловое время встречается большое количество Siphonia, Jerea, Ventriculites, Coeloptycium. В теплых морях появились и широко распространились крупнораковинные Orbitolina, в позднемеловое время — Alveolina, Orbitoides, а также ряд мелких форм: Globigerina, Miliolina, Textularia.

Среди неправильных морских ежей важное стратиграфическое значение имеют в раннем мелу Toxaster, а в позднем — Micraster, Holaster, Echinocorys. Из правильных морских ежей в меловом периоде жили Cidaris, Acrocidaris, Salenia, а из криноидей бестебельные Marsupites, Vintacrinus.

Среди костных рыб вначале преобладали лучеперые, но затем они были вытеснены костистыми. С позднего мела началось развитие хрящевых рыб, в том числе высших акуловых.

Среди морских позвоночных продолжали существовать некогда господствовавшие плезиозавры (рис. 17.3). Они дали начало причудливым и специализированным гигантам Elasmosaurus с необычайно длинной шеей. Ихтиозавры постепенно исчезают и уже в конце раннемеловой эпохи вымирают. Им на смену приходит новая водная группа — змееподобные долихозавры и мозозавры, которые быстро становятся господствующими в море.

Среди морских водорослей очень характерны микроскопические золотистые — кокколитофориды (нанопланктон) и диатомовые. Надо отметить, что нанопланктон и мелкие фораминиферы в позднем мелу участвовали в формировании белого писчего мела.

Органический мир суши был своеобразен. В начале раннемеловой эпохи наземная флора имела много общего с позднеюрской. Она состояла из цикадофитовых, гинкговых и папоротниковых, но наряду с ними бурного расцвета достигли беннетиттовые. В целом флора раннего мела оставалась мезофитной, но в барреме появились первые покрытосеменные, которые стали преобладать в позднемеловое время, и флора приобрела облик кайнофитной. Если в барреме это были отдельные представители, то уже в альбе покрытосеменные встречаются очень часто. В сеномане они оттесняют голосеменные. Кайнофитный облик позднемеловой флоры определяется развитием в ее составе большого количества таких современных форм, как дуб (Quercus), бук (Fagus), ива (Salix), береза (Betula), платан, лавр, магнолия.

В то время как в наземной флоре в меловом периоде произошли существенные изменения и рубежом может считаться альбский век, среди наземной фауны, особенно среди позвоночных, таких сильных изменений не наблюдается. Продолжали господствовать динозавры. Для раннего мела были характерны игуанодоны,

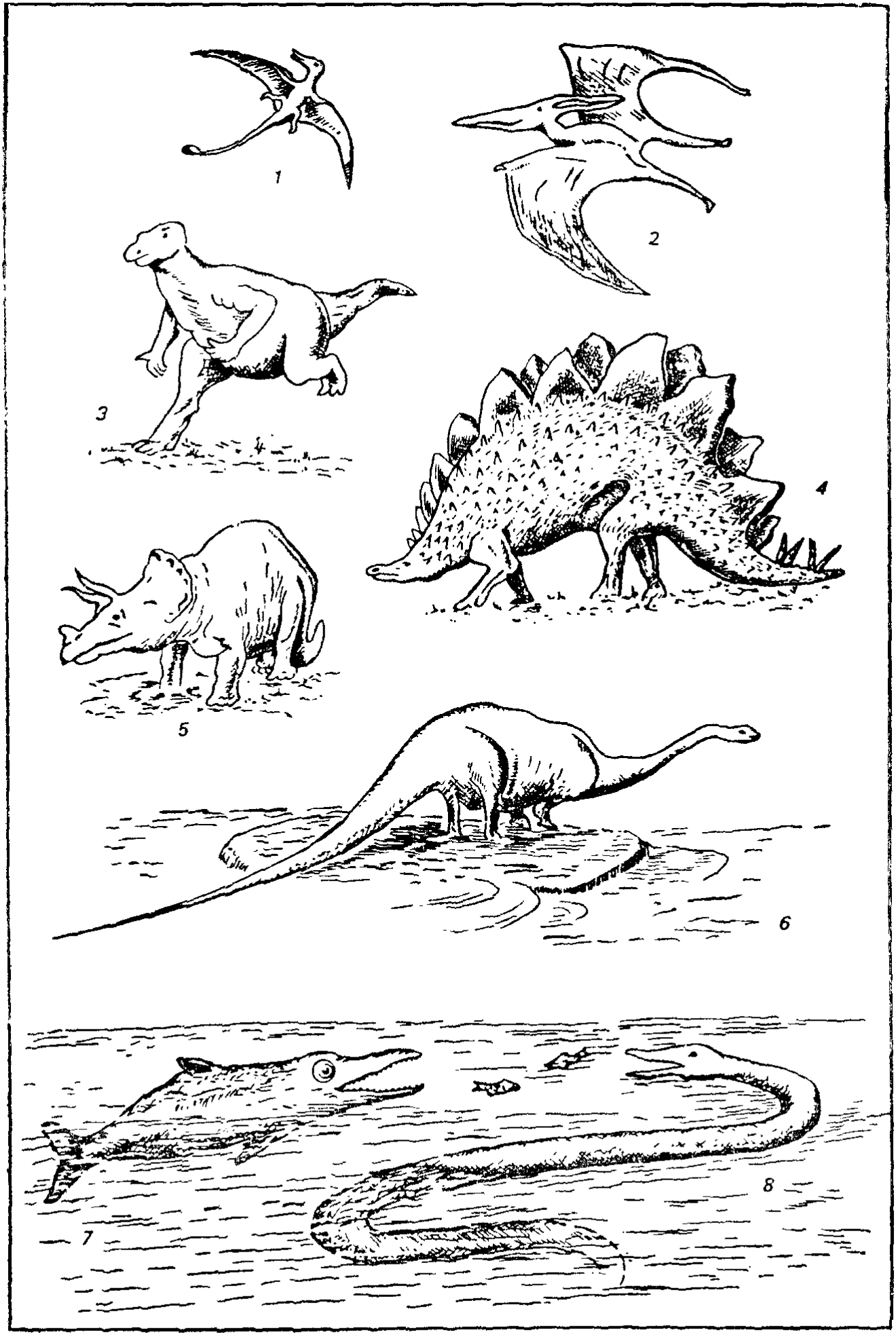


Рис. 17.3. Характерные представители мезозойских пресмыкающихся: *1* — Rhamphorynchus (J_3); *2* — Pteranodon (K_2); *3* — Iguanodon (K_1); *4* — Stegosaurus (J_3—K_1); *5* — Triceratops (K_2); *6* — Diplodocus (J_3); *7* — Ichtyosaurus (J_1); *8* — Mososaurus (K_2)

для позднего — семейство гадрозавров или утконосых динозавров, которые были одними из самых крупных двуногих животных того времени. Наряду с ними обитали рогатые травоядные четвероногие динозавры. Существовали и огромные хищные динозавры — тиранозавры, тарбозавры. Большим распространением пользовались летающие ящеры — птеродактили. Все они доживут до конца маастрихта и затем навсегда исчезнут.

Для мелового периода характерно появление змей, которые, как и крокодилы, большое развитие получили в кайнозое.

Млекопитающие, появившиеся еще в начале мезозоя, все еще были мелкими и встречались довольно редко, но за меловой период они прошли сложный эволюционный путь, дав начало многим формам после исчезновения динозавров. В конце мелового периода появились мелкие сумчатые и эутерии.

В классе птиц в меловое время уже нет переходных форм. Вместо них появились настоящие птицы — преимущественно зубастые, хотя известны и первые беззубые птицы. Зубастые птицы вымерли в конце мелового периода. Особенно много насекомых, которые сильно эволюционировали в тесной связи с растениями. Начиная с сеноманского века состав насекомых стал приобретать кайнозойский облик.

17.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Начавшийся в конце средней юры распад Пангеи продолжается с возрастающей интенсивностью, особенно в апте—альбе. В раннемеловую эпоху формируется Южная Атлантика (рис. 17.4), а в конце раннего мела начинается взламывание последнего моста, еще соединявшего Южную Америку с Африкой, приводящее к соединению Южной и Центральной Атлантики. Тем временем последняя разрастается к северу, отделяя Иберийский полуостров от Ньюфаундленда. Происходит дальнейшее расширение Карибского бассейна и Тетиса (Неотетиса). В Индийском океане расширяются бассейны, отделяющие Индостан (с Мадагаскаром и Сейшельскими островами) от Африки и Австралии, а на юге Африку и Индостан от Антарктиды, все еще связанной с Австралией. Возможно, что в конце эпохи возникает Канадский бассейн Северного Ледовитого океана (ранее его считали более древним); его образование должно было быть связано с отодвиганием Гипербореи, Чукотки и Северной Аляски от Канадского Арктического архипелага. Однако возраст Канадской котловины является спорным, поскольку здесь отсутствуют надежно установленные и датированные линейные магнитные аномалии и не пробурено ни одной скважины глубоководного бурения.

В начале раннего мела во многих подвижных поясах мира еще продолжаются деформации, поднятия и гранитоидный магматизм начавшейся в конце юры позднекиммерийской эпохи тектонической активности. В Средиземноморском поясе они проявлены на

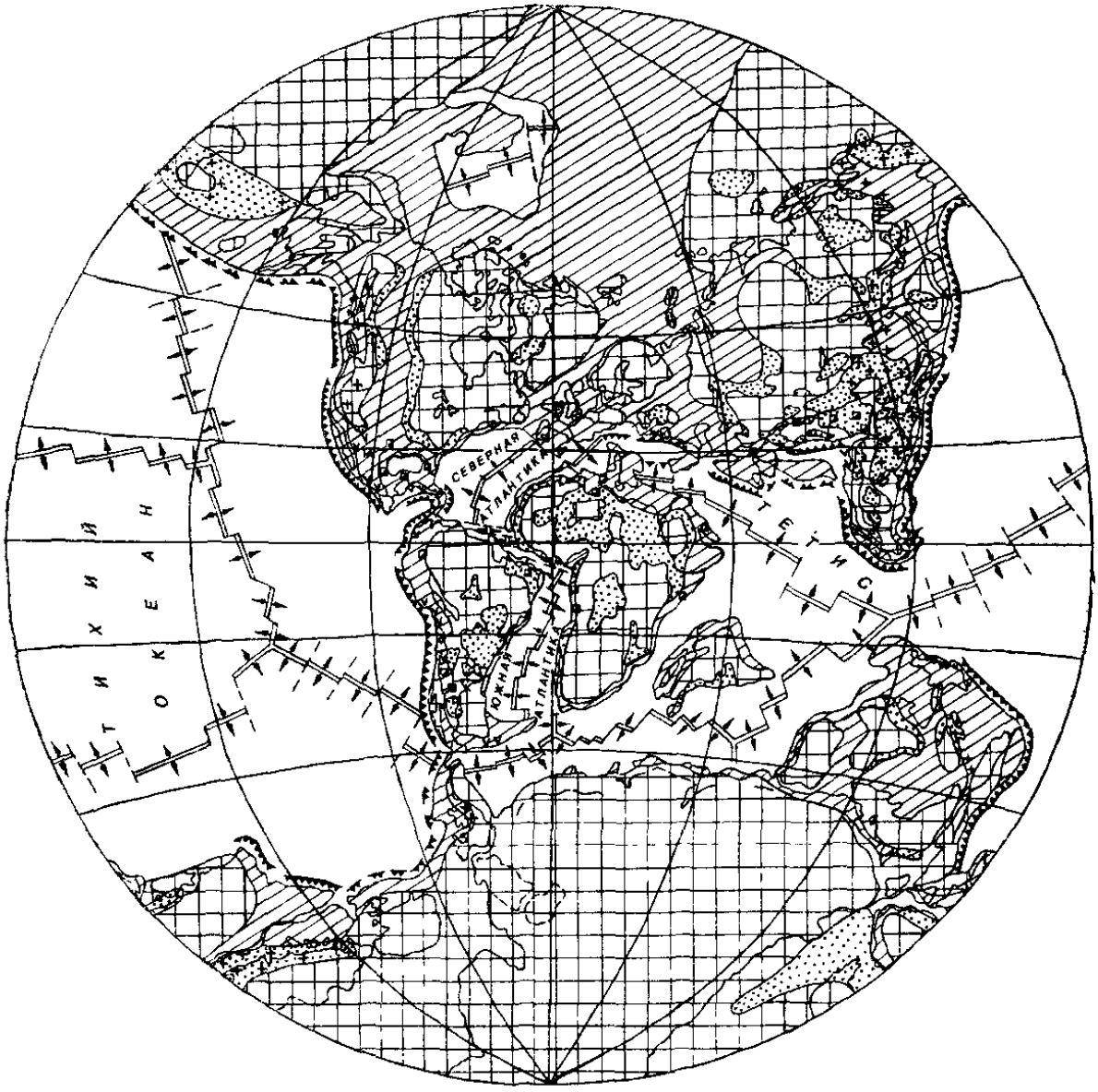


Рис. 17.4. Палеогеографическая реконструкция для раннего мела (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

пространстве от Балканского полуострова до восточной и юго-восточной окраин современного Азиатского материка, включая Крым, Кавказ, особенно Памир, Тибет и центральные районы Индокитая. Поднятия и отчасти деформации здесь вышли за пределы океана Тетис и его непосредственного обрамления и распространились к северу и востоку, охватив, в частности, обе Китайские платформы, где соответствующий диастрофизм известен под названием яньшаньского, и вызвав здесь складчатые деформации чехла и внедрение гранитов.

События позднекиммерийской эпохи тектогенеза еще большую роль сыграли в развитии Тихоокеанского кольца подвижных поясов. Именно в эту эпоху сложилась в основном современная структура Верхояно-Чукотской складчатой области и в середине раннего мела произошло закрытие Южно-Анюйского океанского бассейна в связи со столкновением Гипербореи с северо-восточной окраиной Евразии, в поздней юре нарастившейся Колымо-Омолонским микроконтинентом. Сближение Гипербореи и Евразии явилось, в свою очередь, следствием раскрытия Канадского бассейна

и отодвигания Гипербореи, Чукотки и Аляски от Северной Канады.

Двигаясь к югу, вдоль восточной активной окраины Азии, можно обнаружить интенсивное проявление деформаций и гранитообразование той же эпохи на Японских островах, на юге Кореи, юго-востоке Китая и Вьетнама, на западе Филиппинского архипелага. Здесь эти события были связаны со столкновением с окраиной Евразии ряда микроконтинентов, ранее от нее же отделившихся. Во второй половине раннего мела на возникшей таким образом протяженной окраине андского типа на огромном пространстве от Чукотки до Калимантана сформировался мощный Восточно-Азиатский вулканоплутонический пояс. Его северным звеном является Охотско-Чукотский пояс, продолжающийся через Берингово море на Аляску.

На крайнем юге западной периферии Тихого океана позднекиммерийский тектогенез интенсивно проявился на Новой Зеландии, где он получил название «орогенеза Рангитата». По другую сторону Тихого океана этот тектогенез, здесь известный как невадский, нашел свое яркое выражение в западных зонах Кордильер. В этой системе он проявлен прежде всего «причаливанием» к окраине Северо-Американского континента ряда экзотических блоков, так называемых террейнов; некоторые из них перед тем проделали путь в несколько тысяч километров, что доказывается фаунистическими и палеомагнитными данными. В итоге, как и на противоположной, азиатской, окраине Тихого океана, был сформирован вулканоплутонический пояс, включающий ряд гранитных батолитов, в том числе знаменитый батолит Сьерры-Невады. В Андах продолжалось развитие уже ранее сформированного вулканоплутонического пояса в южной половине Анд, с продолжением на Антарктическом полуострове.

Во второй половине раннего мела начинает нарастать новая волна эндогенной активности, которая достигла своей кульминации уже в начале позднего мела. Соответствующая тектоническая фаза получила в Европе название австрийской; на других континентах она именуется по-другому. Деформациями этой эпохи, включая образование шарьяжей, в Альпийско-Гималайском поясе были затронуты Восточные Альпы, Карпаты, Балканиды, Крым и в меньшей степени его восточные звенья. В Северо-Американских Кордильерах они охватили центральные зоны, расположенные восточнее зоны невадской складчатости. И здесь им сопутствовало образование гранитных батолитов. В целом значение этой эпохи тектогенеза в глобальном масштабе вряд ли уступает значению предыдущей.

Во внутренних районах континентов в раннем мелу местами продолжают развиваться или возникают рифтовые впадины. Это относится к Северному морю и Западно-Европейской платформе, к Амазонскому рифту Южно-Американской платформы, к рифту Бенуэ на западе Африки и некоторым рифтам в центральной части и на юго-востоке этого континента, к гондванским рифтам Цент-

рального Индостана. В целом масштабы внутриконтинентального рифтообразования в раннем мелу меньше, чем в юре, но выше, чем в позднем мелу.

Происшедшая в конце юрского периода регрессия в начале мела постепенно сменилась трансгрессией, и площади морских бассейнов сильно расширились. Процесс распада Гондваны и частично Лавразии не только привел к увеличению площади и глубины океанских бассейнов, но и послужил причиной быстрого воздымания континентальных окраин и значительной дифференциации движений внутри континентов. На окраинах континентов возникли как низменные, так и возвышенные денудационные равнины, а внутри континентов наряду с денудационными ландшафтами формировались крупные грабенообразные впадины, нередко занятые внутриконтинентальными пресными и солеными бассейнами (см. рис. 17.4). Быстрое погружение окраин Северо-Американского континента сопровождается развитием трансгрессии, которая началась в валанжине. Небольшая регрессия последовала в конце неокома и продолжалась в раннем апте, а затем наступила новая трансгрессия, резко ускорившаяся в середине альбского века. В начале мела образуются проливы, соединяющие Бореальный бассейн и Тетис. Наиболее крупный пролив проходил через Англо-Парижский бассейн. Посредством этого пролива Бискайский залив соединялся с Североморским. Расширяется пролив между Богемским массивом и Восточно-Европейской платформой. В проливах и вдоль побережий накапливались вначале терригенные, а затем и карбонатные осадки.

На Восточно-Европейской платформе после регрессии в конце юры начиная с берриаса происходило практически непрерывное расширение морского бассейна. На склонах поднятий и на озерно-аллювиальных низменностях накапливались угленосные песчано-глинистые осадки. В апте и альбе на суше Украинского массива формировались залежи бокситов. Наиболее длительно континентальное осадконакопление происходило в пределах современной Днепровско-Донецкой впадины, где основное погружение приходится на апт-альб. Мощность осадков резко возрастает в сторону перикратонных областей платформы, в частности в Прикаспийской и Печорской впадинах. Активный вулканизм проявляется на ее северных окраинах. На Шпицбергене и на Земле Франца-Иосифа внедрялись долериты и изливались базальты.

На приморских низменностях Западной Сибири отлагались песчано-глинистые, а в прибрежных участках и на мелководье — глинистые осадки, нередко обогащенные бобовыми железными и бокситовыми рудами. Вблизи Казахстанской суши формировались каолинитовые глины, обогащенные диоксидами железа и алюминия.

Урал, значительная часть Казахстана и Саяны оставались источниками сноса обломочного материала. Возникла суша в области Таймыра и шельфа моря Лаптевых, соединившаяся с континентальными областями Гиперборейской платформы и недавно обра-

зованного Верхояно-Чукотского орогена. Море проникает в Енисейско-Хатангскую впадину и занимает территорию вплоть до северной части Приверхоянского прогиба.

В Вилюйской впадине формировались лимническая угленосная и аркозовая континентальные формации, а в грабенообразных прогибах Станового хребта — терригенно-туфогенная толща апта и альба, перекрывающая угленосные толщи неокома.

Начавшееся в позднеюрское время накопление флишоидных осадков в Южно-Анюйском бассейне продолжалось до конца неокома, сменившись формированием в апте и альбе континентальных моласс и наземных вулканитов (базальты, трахибазальты, андезиты, риолиты). Верхояно-Чукотский ороген на юге смыкался с орогенами Центральной и Юго-Восточной Азии. В межгорных впадинах формировались угленосные осадки и происходили интенсивные излияния базальтов. Вулканические цепи Хингано-Буреинского массива и Иншань-Яньшаньской зоны являлись продолжением Охотско-Чукотского вулканического пояса, который в южном направлении простирался в Японию, Корею, юго-восточный Китай и во Вьетнам. Вулканиты этого Восточно-Азиатского пояса представлены дацитами, андезитами, реже базальтами и туфами. Вулканиты ассоциируют со слабоугленосными отложениями озерного и аллювиально-дельтового происхождения. К востоку от вулканического пояса на юго-востоке Японских островов возник флишевый прогиб, в котором мощность терригенного флиша превышает 7 км. Флишевый бассейн протягивался через о. Хоккайдо, запад Сахалина и Сихотэ-Алинь и далее к востоку до Охотско-Чукотского пояса; в неокоме он был связан с Южно-Анюйским прогибом. Флишевая толща подстилается вулканитами основного состава. Встречаются андезиты, туфы среднего и кислого состава, а также конгломераты и песчано-глинистые отложения с углями. Выше них располагаются толщи терригенного флиша.

Глубоководные условия существовали на западе Корякско-Камчатской области и на Курилах. Здесь формировались подводные базальты и кремнистые серии океанского типа с участием терригенных пород.

В раннемеловую эпоху океан Тетис расширился и установилась широкая связь с продолжающей увеличиваться Атлантикой. Связь осуществлялась через Бетско-Рифский и Бискайский проливы. Области с океанской корой в Тетисе продолжали разрастаться. Как в самом Тетисе, так и в прилегающих к нему прогибах накапливались глубоководные осадки, среди которых присутствуют радиоляриты, осадки типа контуритов, известковистые глины, а также флиш и подводные базальты. В шельфовой части формировались известковые осадки.

В центральной части Анатолии, в Тавре и Иране располагались карбонатные платформы. Постепенно глубина моря уменьшалась, и в альбе наступила регрессия. Этому же времени соответствуют усиленное выветривание на суше и образование бокситов на островах Тетиса и прилегающей к нему с севера суши. Более глубо-

ководные условия существовали на юго-востоке Ирана, где известны кальпионелловые известняки. В глубоководной части пассивной окраины Гондваны в Загросе формировались карбонатные турбидиты. На востоке Центрального Афганистана в прогибе океанского типа развит офиолитовый комплекс. Его с несогласием перекрывают мелководные груботерригенные толщи. Область окраинно-морского прогиба с юго-востока обрамляется островной дугой, в пределах которой известны андезиты, риолиты, кремнистые, карбонатные и терригенные толщи.

В пределах Тибетских блоков преобладали континентальные обстановки. Возвышенные денудационные поверхности разделялись областями наземного осадконакопления, в пределах которых формировались угленосные толщи.

На северной окраине Индостана, который к этому времени уже отделился от Гондваны, происходит постепенная смена глубоководных глинистых отложений мелководными. На северо-западе и юго-востоке Индостана развиты песчаные дельтовые фации, которые в сторону океана Тетис сменяются глубоководными глинистыми. Как и прежде, области накопления морских отложений простирались от Тибета вдоль западной окраины Юго-Восточной Азии через Суматру, Яву и Калимантан, где сливались с морскими бассейнами тихоокеанской окраины Азии.

Одновременно с необычайно мощным трапповым вулканизмом Южно-Американская платформа испытывала общее поднятие и уже в конце неокома превратилась в возвышенную равнину. Юго-восточная и северо-восточная окраины материка в течение раннемеловой эпохи проходят три стадии развития: предрифтовую, или доокеанскую с господством континентальной обломочной седиментации, рифтовую, или раннеокеанскую с эвапоритовым осадконакоплением (апт), и начальную стадию становления океана. В аптском веке эвапориты накапливались во впадине на севере Южной Атлантики и в предандской впадине Неукен в Аргентине.

Морские отложения на атлантической окраине, вне площадей развития эвапоритов и связанных с ними диапировых структур, представлены мелководными карбонатно-терригенными образованиями и песчано-глинистыми сублиторальными и песчаными литоральными толщами.

В Андском подвижном поясе в северной его части продолжали формироваться терригенно-карбонатные и карбонатные отложения. Прогиб Боготы заполнялся мощной эвапоритовой лагунной и морской авандельтовой терригенными сериями. Максимум трансгрессии приходится на альбское время. От Эквадора до дуги Малых Антильских островов Южно-Американский континент граничил на севере с краевым задуговым морем, за которым располагалась вулканическая дуга, занимавшая Западную Кордильеру Колумбии и береговую зону Эквадора.

Вероятно, в апте и альбе образовался новый краевой бассейн, в котором накапливался офиолитовый комплекс, толщи кремнистых и граувакковых образований. Вулканиты представлены то-

леитовыми базальтами и реже андезитобазальтами. Центральный, Перуанско-Чилийско-Аргентинский пояс после позднеюрской трансгрессии испытывает погружения. Вначале формируются песчаные континентальные, а затем сублиторальные терригенные толщи. Островодужный вулканизм после кратковременного затишья вновь возобновился в апте и альбе. Альбская трансгрессия перекрыла длительное время существовавшее поднятие в пределах Главной Кордильеры, Высокого Плато и Восточной Кордильеры.

В пределах Африканского континента на фоне общего поднятия и развития регрессии возникли новые внутриконтинентальные бассейны. Мощность песчаных аллювиальных и дельтовых образований достигает 600 м. Юго-западная часть атлантической окраины, так же как и окраины Южной Америки, последовательно проходит предрифтовую, рифтовую и раннеокеанскую стадии. Вначале накапливались континентальные, затем лагунно-морские эвапориты и морские терригенные толщи. Их образование в ряде районов сопровождалось базальтовым вулканизмом. На рифтовой стадии закладывается авлакоген Бенуэ, в пределах которого образовались континентальные, а затем и морские песчано-глинистые толщи. Максимальное развитие эвапоритов наблюдается в Габоне.

На северо-западной окраине континента в неокоме формировались толщи терригенных дельтовых образований, которые в сторону океана замещались терригенно-карбонатными осадками. На севере Африканского континента, являвшегося южной окраиной Тетиса, накапливался терригенный, местами карбонатно-терригенный флиш. Восточнее в шельфовых условиях формировались терригенные толщи, сменяющиеся на Аравийском полуострове прибрежно-морскими терригенно-карбонатными толщами. В северо-восточном направлении они замещаются карбонатными осадками глубокой части шельфа и, наконец, переходят в глубоководные карбонатно-глинистые толщи Загроса.

Южнее, в пределах Африканского Рога, и на юго-востоке Аравии формировались мелководные терригенно-карбонатные отложения. В ряде мест располагались лагуны, где в апте и альбе накапливались эвапорито-глинистые осадки.

На протяжении раннемеловой эпохи продолжает расширяться бассейн Центральной Атлантики. Он разрастался к северу благодаря отделению Иберии от Ньюфаундленда и образованию в конце эпохи Бискайского залива. В апте расширяется бассейн Южной Атлантики. После накопления лагунных глинистых и эвапоритовых осадков на континентальной коре начали формироваться гемипелагические альбские осадки, среди которых присутствуют битуминозные черные глины. Гемипелагические глины и турбидиты обладают значительной мощностью в приконтинентальных частях Южной Атлантики. В Центральной Атлантике их мощность не столь велика, к тому же здесь возрастает роль пелагических карбонатов.

Индийский океан проходит начальную стадию спрединга. Здесь преобладало накопление гемипелагических глинистых отложений, в которых существенную роль играли цеолитовые глины, вероятно, имевшие вулканическое происхождение. С ними ассоциируют кремнистые осадки и карбонатные илы. Здесь действовали две оси спрединга — на западе и на востоке; первая отделила Мадагаскар, Сейшельские острова и Индостан от Африки, вторая — Индостан от Австралии. На юге они соединялись, отделяя Африку и Индостан от Антарктиды.

На западе Тихого океана происходило образование подводных гор, асейсмичных подводных хребтов и вулканических плато. Здесь сформировался крупный ареал подводного вулканизма. В глубоководных частях, на абиссальных равнинах и в батиальной зоне формировались илы, а на обширном поднятии, которое простиралось от поднятия Хесса на севере до плато Манихики на юге, накапливались наряду с вулканитами кремнистые известняки и глины, карбонатно-глинистые илы, красные цеолитовые глины и мелководные известняки.

В пределах Северного Ледовитого океана, где накапливались гемипелагические илы, в конце апта началось формирование Канадской котловины.

Позднемеловая эпоха богата событиями. Начало ее ознаменовалось интенсивными деформациями сжатия, поднятиями и внедрением гранитов в ряде подвижных поясов — вдоль северной окраины Тетиса, в частности в Альпах, Карпатах, Балканидах (австрийская фаза) и далее к востоку и юго-востоку, в центральной зоне Северо-Американских Кордильер (орогенез Севьер), в Южных Андах и Антарктандах. Начались эти процессы и на азиатской окраине Тихого океана — в Пенжинско-Анадырской зоне и на Сихотэ-Алине.

Сама позднемеловая эпоха отчетливо подразделяется на две части по рубежу 80 млн лет назад. До этой даты в океанах преобладало расширение вдоль ранее существовавших осей спрединга. Это касается Атлантики от разлома Чарли-Гиббса на севере до тройного сочленения в районе о. Буве на юге, осей спрединга между Африкой и Антарктидой, Индостаном и Антарктидой, Индостаном и Австралией в Индийском океане, а также западной части Тихого океана. Но уже около 90 млн лет назад, в туроне, началось отделение Австралии от Антарктиды и продвижение первой к северо-востоку (рис. 17.5). Индостан продолжал быстро удаляться к северу, приближаясь к Евразии. На севере Атлантического океана спрединг распространился к северу от разлома Чарли-Гиббса в направлении Лабрадорского моря и залива Баффина, положив начало отделению Гренландии вместе с Евразией от Северной Америки и тем самым распаду Лавразии. Заканчивается образование основного бассейна Карибского моря (Колумбийско-Венесуэльского) и возникают ограничивающие его с запада, со стороны Тихого океана, и с востока, со стороны Атлантики, вулканические дуги Панамская и Малоантильская.

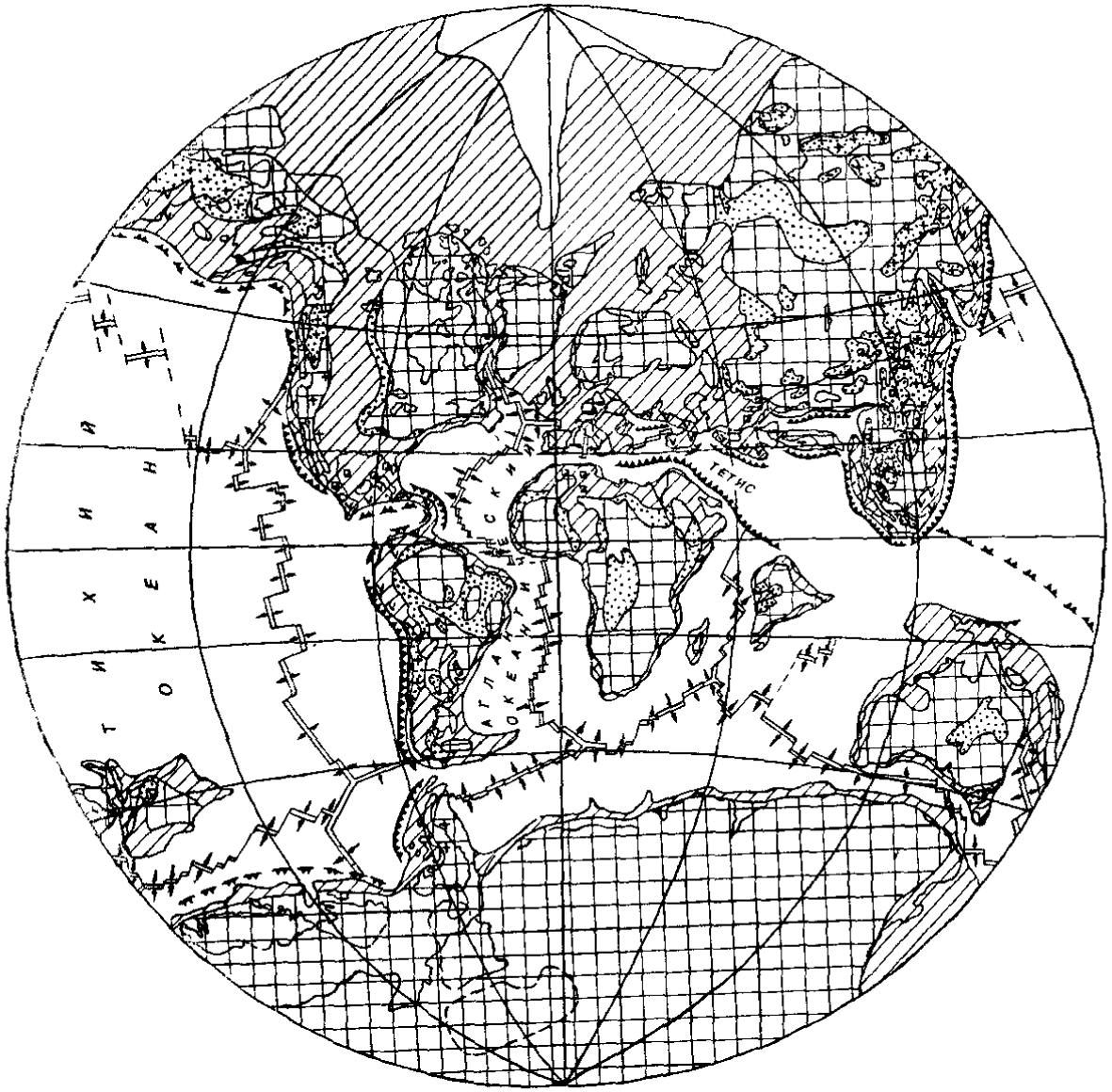


Рис. 17.5. Палеогеографическая реконструкция для позднемеловой эпохи (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

В Тихом океане продолжалось расширение собственно Тихоокеанской плиты к северу и востоку и формирование Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий. С первым было связано отделение Новой Зеландии с примыкающим к ней с востока подводным плато от Антарктиды. На том же примерно рубеже началось раскрытие Тасманова моря, отделившего от Австралии микроконтинент Лорд-Хау, а также Новую Каледонию и Новую Зеландию.

Между тем закончился спрединг в Амеразийской котловине Северного Ледовитого океана и продолжилось сужение Тетиса в связи с северным или северо-восточным смещением Африки с Аравией и перемещением Индостана. По северной периферии Неотетиса активно продолжалась субдукция, и вулканические дуги протягивались от Южных Карпат до Южного Тибета через Балканы, южное Причерноморье, Малый Кавказ, Иран и Южный Афганистан. В середине позднего мела интенсивному сжатию с образованием шарьяжей подверглась центральная зона Анатолии (азиатской Турции) и Малого Кавказа к югу от вулкани-

ческой дуги, с которой столкнулись лежащие южнее микроконтиненты.

В конце позднего мела произошло крупномасштабное надвигание (обдукция) коры Неотетиса, а возможно и самого спредингового хребта на аравийскую окраину океана на пространстве от Сирии до Омана. Так или иначе спрединг в Тетисе к этому времени прекращается, но в тылу упоминавшейся выше вулканической дуги раскрывается впадина Черного моря, а восточнее, возможно, и Южно-Каспийская. Продолжается заполнение осадками (флиш) остаточного бассейна Большого Кавказа и Копетдага. На рубеже мела и палеогена формируется поднятие Эльбурса на севере Ирана.

В западной, прикордильерской, части Северо-Американского континента продолжается широкая трансгрессия. Интенсивные погружения, связанные с подъемом смежной с запада зоны Кордильер, охватывают область Восточных Скалистых гор, ранее принадлежавшую платформе. В конце эпохи вся зона Скалистых гор, от Аляски на севере до Мексики и Больших Антильских островов на юге, была охвачена интенсивными складчато-надвиговыми деформациями, продолжавшимися в раннем палеогене и получившими название ларамийского орогенеза (от хр. Ларами). В меньшей степени они затронули западную зону Кордильер, где надвиги имели обратную направленность — в сторону океана.

Крупная трансгрессия проявляется в позднем мелу в западной части континента Евразии, от Атлантики до Енисея. Относительно приподнятыми остаются Балтийский щит, Средняя Сибирь, Центральный Казахстан, Центральная Азия, Верхояно-Чукотская область, но темп поднятий здесь заметно снижается. Вдоль восточной окраины Азии, представлявшей в общем активную окраину андского типа, продолжает существовать, постепенно затухая к концу эпохи, Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, а во вторую половину эпохи южнее формируется Восточно-Сихотэ-алинский. Восточнее, в океане располагается Охотоморский микроконтинент и протягиваются вулканические дуги, частью энсиалические, частью энсиматические — Олюторская, Западно-Камчатская, Малокурильская, Восточно-Сахалинская. В конце эпохи они сталкиваются с окраиной континента, вызывая проявление складчатонадвиговых деформаций и причленение к континенту центральной Корякии и западной Камчатки.

Внутренние области континентов гондванской группы испытывают слабые поднятия, а их окраины, обращенные к Атлантическому и Индийскому океанам, — интенсивное погружение. Эта общая картина осложняется существованием в Патагонии прогибов — проливов, соединяющих приандские бассейны с Атлантическим океаном, широкого Транссахарского пролива, соединяющего Тетис через Ливию, Чад и рифт Бенуэ в Нигерии с Атлантикой, заливом Каннинг в северо-западной Австралии и, наконец, обширными излияниями с раскрытием Аравийского моря и отделением Мадагаскара от Индостана, произошедшим в кампане.

Излияния базальтов происходили в это время и на востоке Мадагаскара.

Формирование краевого вулканоплутонического пояса, начавшееся в Южных Андах еще в поздней юре, в сеноне распространяется на центральные Анды (перуанский орогенез). В Северных Андах еще сохраняются условия вулканических дуг и окраинных морей, но в конце мела здесь также образуются гранитные батолиты. На крайнем юге Анд, в Магелланском сегменте, переход к орогенному этапу развития происходит в кампане — флиш сменяется молассой. Орогенное развитие продолжается и в Антарктандах, судя по накоплению моласс и магматизму.

На противоположной стороне Тихого океана и бывшей Гондваны, в зоне Новая Гвинея — Новая Каледония — Новая Зеландия, позднемеловое развитие было спокойным и характеризовалось режимом пассивной окраины.

Палеогеографические условия в позднемеловую эпоху существенно изменились (см. рис. 17.5). На Северо-Американской платформе морские акватории продолжали расширяться. На западе возникло обширное эпиконтинентальное море, смыкавшееся с морями Кордильер. Существенно карбонатное осадконакопление происходило в Мидконтиненте. На западной окраине платформы, от Калифорнии до Аляски, флишевые осадки замещаются морскими и континентальными молассами. Широко распространены угленосные толщи.

В Мексике и Центральной Америке молассы стали накапливаться в самом конце мела. По сравнению с ранним мелом сокращаются объем и площадь эвапоритонакопления, которое происходило на периферии глубоководной впадины Мексиканского залива. Постепенно снижается объем карбонатонакопления. Известняки сменяются песчано-глинистыми осадками, а затем грубыми молассами. Осадконакопление в прогибах сопровождалось излияниями базальтов. Постепенно снижается активность подводного вулканизма в Кордильерах. Дуга Больших Антильских островов после интенсивного вулканизма испытывает общее воздымание в кампане-маастрихте. Затем вулканическая деятельность затухает и начинается накопление моласс. Поднятия в Кордильерах сопровождались внедрениями гранитоидных плутонов.

Значительная территория Западно-Европейской платформы в позднем мелу покрывалась сравнительно мелководным морем, в пределах которого накапливались карбонаты.

На площади Баренцевоморского бассейна и бассейнов, располагавшихся в Печорской впадине и Предуралье, накапливались маломощные терригенные и кремнистые осадки. Остальная часть Восточно-Европейской платформы — от Польско-Литовского бассейна до Прикаспия и Южного Предуралья — была областью накопления карбонатных и карбонатно-глинистых осадков.

На северо-западе Западно-Сибирского бассейна, который соединялся с морем Восточно-Европейской платформы через Уральский пролив, глубина моря была значительной. В Тургайском про-

ливе, соединявшем Западно-Сибирское море с южными бассейнами, отлагались терригенные осадки. В прибрежной зоне присутствуют залежи оолитовых железных руд, а на приморских низменностях — бокситоносные породы. Область развития континентальных и прибрежно-морских осадков продолжается в Северное Приаралье и, огибая с запада Казахстанскую сушу, протягивается в Ферганскую впадину. В обширном морском мелководном бассейне Туранской плиты отлагались карбонатно-терригенные осадки с фосфоритами. С юго-запада в пределы Казахстано-Среднеазиатской суши вдавался крупный залив, в котором накапливались лагунные гипсоносные, а временами и сугубо континентальные карбонатные красноцветные песчано-глинистые осадки.

На южной и юго-западной окраинах Сибирской платформы на выровненных поверхностях формировались коры выветривания. На востоке Хатангского прогиба, в Вилюйской впадине и Приенисейском регионе в условиях озерно-аллювиальной низменности формировались песчаные толщи. В обособленных впадинах Прибайкалья и Забайкалья, занятых озерами и соединявшихся реками, отлагались угленосные толщи. Северо-восточная часть континента представляла собой горную область. В самом конце раннего мела и в начале позднего мела в межгорных впадинах накапливались молассы, происходили излияния андезитов и формировались туфы кислого и среднего состава. В сеноне после поднятий стала накапливаться вторая морская моласса.

Во второй половине позднего мела Корякско-Западнокамчатская зона превращается в задуговой флишевый бассейн, а Олюторско-Восточнокамчатская зона, которая ранее являлась областью глубоководного осадконакопления, стала островодужной системой. Активные движения продолжались в пределах орогена Центральной и Юго-Восточной Азии. В многочисленных крупных впадинах отлагались озерно-аллювиальные пески, глины, карбонаты и даже эвапориты. В вулканоплутоническом поясе, располагавшемся на востоке континента (Сихотэ-Алинь, Катазия), изверглись кислые вулканиты и формировались туфы.

Часть флишевых прогибов Средиземноморского пояса развивалась унаследованно. К их числу относятся Бетско-Рифский, Бискайско-Пиренейский, Австро-Альпийский, Карпато-Балканский, Большекавказский. Возникли новые флишевые бассейны — Сицилийско-Калабрийский и Лигурийский. В ряде мест наряду с флишем отлагались глубоководные известняки, мергели и формировались подводно-обвальные образования (олистостромы). В пределах Южных Альп и во внутренних массивах Карпато-Балканской области накапливались мелководные, частично угленосные осадки фации Гозау. Начиная от Странджи и до Пакистана располагалась система вулканических и рифовых прогибов с щелочными и офиолитовыми комплексами. Базальты, андезиты, риолиты, туфы, глины, пески, конгломераты, известняки, радиоляриты, мергели, марганцевоносные породы в разных сочетаниях слагают

серии, которые свидетельствуют о существовании то мелководных, то глубоководных условий.

В Закавказье, Анатолидах, Тавридах, в Афганистане и на Аравийском полуострове в условиях глубокого шельфа отлагались карбонаты, а в Анатолидах и Тавридах кроме них и черные битуминозные глины. На южной окраине Тибета произошла регрессия. В мелководных бассейнах отлагались карбонатные и карбонатно-терригенные, а временами и континентальные терригенные толщи, напоминающие молассы. На южной окраине существовала вулканическая дуга, которая являлась продолжением Афгано-Пакистанской. Мощность андезитов и терригенно-карбонатных толщ в пределах дуги достигала 1,5 км.

В западной части Мьянмы и на Андаманских островах в составе офиолитов присутствуют пачки известняков, накопившихся в глубоководных условиях. Вместе с ними известны радиоляриты, яшмы и базальты. Область краевого моря в восточном направлении сменяется мелководьем, в пределах которого отлагались терригенно-карбонатные толщи. Постепенно сокращается площадь суши на Индостанской платформе. В ее западной части начали извергаться толеитовые базальты Декана. На узком шельфе северной окраины отлагались карбонатные и глинистые осадки. В зоне Инда-Брахмапутры продолжалось накопление карбонатно-терригенного флиша и извергались основные вулканиты.

Крупная трансгрессия охватила Южно-Американский континент. Рельеф подвергался выравниванию, а площадь седиментационных бассейнов непрерывно расширялась. В Перуанско-Чилийско-Аргентинском секторе Анд начиная с раннего сантона возникают горные сооружения. На атлантической окраине растет глубина моря и увеличивается площадь краевых бассейнов. Усиливается карбонатонакопление, резко снижается вулканическая активность. Локальные излияния щелочных базальтов известны на Бразильском щите, на атлантической окраине и в Субандийской зоне. На северо-восточной окраине Бразилии активное формирование внешнего шельфа и континентального склона началось в середине сантона, а на юго-востоке — в кампане и маастрихте. Наиболее крупные поднятия охватили Центральные Анды. В зоне Береговой Кордильеры Чили и в Кордильере Перу накапливались наземные вулканиты и красноцветы. В конце позднего мела в Субандийскую зону вторгается море и толщи красноцветов озерно-аллювиального генезиса перекрываются морскими и лагунными терригенными осадками.

В Северных Андах вдоль окраины краевого моря в первой половине позднего мела накапливались карбонатно-глинистые и глинистые толщи, обогащенные органикой, а во второй половине позднего мела, когда газовый режим стал нормальным, органика исчезла. Внедрение батолитов и повышенная интенсивность магматизма характерна для центрального и южного сегментов Анд. Во второй половине эпохи внедрились батолиты Северных Анд.

В течение позднемеловой эпохи Африканская платформа испытывала погружения. Активизация апвеллинга на северо-западе континента сопровождалась усилением кремне- и фосфатонакопления. На шельфе и континентальном склоне накапливались карбонатные, карбонатно-терригенные осадки. На севере, кроме того, известны песчано-глинистые и существенно глинистые толщи (черные битуминозные глины). Постепенно расширяется площадь эпиконтинентального бассейна, расположенного на севере континента. В его пределах накапливались карбонатные осадки. В южном направлении они замещались терригенно-карбонатными мелководными и лагунными гипсоносными толщами, которые в свою очередь переходили в терригенные прибрежные и озерно-дельтовые осадки с лигнитами. Погружение северного и западного склонов Аравийского щита сопровождалось щелочно-базальтовым вулканизмом.

В рифтовой системе, которая возникла в конце раннего мела и простиралась от Сахары до прогиба Бенуэ, в периоды наивысших трансгрессий образовался широкий Транссахарский пролив. В нем отлагались преимущественно известняки, мергели и глины, мощностью около 400 м. В прогибе Бенуэ мощность терригенно-карбонатных прибрежных и дельтовых лигнитоносных отложений составляет 4 км.

К югу от Нигерии преобладало накопление терригенно-карбонатных осадков, а на шельфе Анголы и Намибии формировались известняки. На восточной окраине, за исключением Африканского Рога, где преобладало накопление известковых и известково-глинистых осадков, отлагались глины с прослоями известняков мощностью до 4 км. В краевой зоне Мадагаскара накопление известковых осадков сопровождалось излияниями толеитовых базальтов.

В отличие от всех остальных материков Австралию в позднем мелу охватывает регрессия. Сильно уменьшается площадь Большого Артезианского бассейна, в котором продолжали накапливаться угленосные толщи. Сокращается площадь морских бассейнов на окраинах материка, но углубляются бассейны на западной и северо-западной окраинах. В их пределах накапливался известково-глинистый материал. Широко развиты глинистые толщи на севере платформы. В западном и восточном направлениях они замещаются терригенно-карбонатными и карбонатными осадками. Восточная окраина материка находилась под влиянием рифтогенеза. В конце мела начинает формироваться Тасманово море, в котором стали накапливаться глины. Севернее и северо-восточнее, в области активной окраины, широко развита офиолитовая ассоциация. Еще восточнее, в зоне островных дуг Меланезии, на океанской коре отлагались глинисто-карбонатные глубоководные осадки мощностью около 500 м.

В орогене на восточной окраине Австралии, а также в Новой Каледонии и на о. Южный Новой Зеландии накопление угленосных моласс происходило одновременно с формированием мощ-

ных терригенно-кремнисто-карбонатных толщ с участием базальтов. Эти образования возникли в глубоководном прогибе. Южная окраина континента характеризуется интенсивным размывом возвышенностей и накоплением песчано-глинистых паралических отложений в бассейне Юкла и угленосных отложений в бассейне Бассова пролива.

В течение позднемеловой эпохи Антарктическая платформа оставалась низменностью. Краевые зоны на севере и востоке ее представляли собой пассивные континентальные окраины с терригенным осадконакоплением. Западная активная окраина вступает в орогенный этап. С крупных поднятий в пределах Антарктического полуострова приносился обломочный материал, послуживший основой для формирования вначале морской, а затем и континентальной молассы. Вулканическая деятельность продолжалась на Антарктическом полуострове. Интрузии внедрялись в полосе от Южно-Шетландских островов до Берега Руперта.

В позднемеловую эпоху Центральная Атлантика вступила в зрелую стадию развития. В это же время начинается образование Северной Атлантики. В океанских котловинах накапливаются гемипелагические глины и турбидиты, а также красные цеолитовые и битуминозные глины. На срединных хребтах и их склонах отлагались карбонаты — разнообразные нанопланктонные илы, мел и мелоподобные образования.

Продолжает расширяться Индийский океан. В пределах Сомалийской, Мадагаскарской, Центральноиндийской, Австрало-Антарктической глубоководных впадин накапливались преимущественно серые гемипелагические глины и турбидиты различной мощности. На срединных хребтах и их склонах отлагались известковые илы и красные цеолитовые глины. Имеются участки развития мелководных известняков. Такими, в частности, были район Западно-Австралийского хребта и Сейшельский микроконтинент. На некоторых участках Восточно-Индийского хребта в начале позднего мела существовали атоллы. В ограниченных ими лагунах накапливались в зависимости от солености вод эвапоритовые или угленосные отложения.

Сильно меняется в позднем мелу вулканотектонический рельеф Тихого океана. Господствующее положение занимают хребты меридионального простирания. Глубина абиссальных котловин достигает 5 км, а глубина океана над поднятиями — 3,5 км. На склонах срединного хребта и на внутриплитных поднятиях отлагались нанопланктонные илы. Они ассоциируются с радиоляритами и кремнями, красными цеолитовыми глинами и туфами.

В Северном океане в середине позднего мела образовались глубоководные котловины Макарова и Толля, располагавшиеся между хребтами Ломоносова и Менделеева. В остальных частях происходило формирование мелководных песчано-глинистых отложений.

17.4. ЭВОЛЮЦИЯ И ВЫМИРАНИЕ ФАУНЫ В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ

В течение раннемеловой эпохи все большее распространение получили совершенно иные роды и виды морских беспозвоночных, чем в позднеюрскую эпоху. Особенно значительные отличия были свойственны аммонитовой фауне, среди которой все большее значение приобретают развернутые формы. Для раннемеловой фауны типичен гигантизм. Дальнейшее развитие получают наземные животные и растения, среди которых появляются первые представители покрытосеменных растений.

Значительная часть позднемеловой истории характеризовалась необычайно интенсивным развитием фитопланктона, особенно фитонанопланктона и в меньшей степени зоопланктона. В это же время бурный таксономический расцвет испытывали организмы пелагиали. Этот интервал развития органического мира некоторые исследователи называют «планктонным взрывом». Развитие планктона происходило в условиях существенного повышения уровня Мирового океана и при благоприятных климатических условиях.

Современный родовой состав бентосных фораминифер сложился начиная с туронского века. Жившие до этого фораминиферы вымерли на рубеже сеномана и турона, а возможно, и несколько ранее. В сеномане произошли крупные изменения и среди других групп фауны. Особенно сильно облик наземной растительности изменился в конце мелового периода, когда всеобщее распространение получили покрытосеменные. С ними тесно связано развитие насекомых — наиболее многочисленных представителей животного царства. Перестройка состава энтомофауны началась в конце апта и особенно интенсивно происходила в альбском веке. В это время мезофитные сообщества насекомых, хорошо приспособившихся к растительному покрову, когда господствовали голосеменные и споровые, сменились кайнофитными. В середине мелового периода значительно видоизменилась фауна морских животных. На смену ранее существовавшим пришли совершенно иные группы позвоночных и беспозвоночных. Альбский век можно считать временем крупнейшего перелома в истории растительности Земли.

Необычайно резкие изменения в органическом мире произошли на рубеже мезозоя и кайнозоя, на границе маастрихта и дания. На этом рубеже исчезли кокколитофориды, планктонные фораминиферы, аммониты, белемниты, кораллоподобные двустворчатые моллюски — рудисты, динозавры и целый ряд других представителей животного царства. Кроме перечисленных исчезло 50% семейств радиолярий, 75% семейств брахиопод, от 25 до 75% семейств лишились двустворчатые и брюхоногие моллюски, морские ежи и морские лилии. На 75% сократилось число акул. Урон, понесенный органическим миром, огромен. Вымерло более 100 семейств морских беспозвоночных и примерно такое же количество среди наземных животных и растений. Это дало основание говорить о «великом мезозойском вымирании».

Высказано множество разнообразных предположений о причинах этого вымирания — от изменений отдельных природных факторов до отравления животных и растений различными специфическими ядами. Подавляющая часть палеонтологов сходились на том, что вымирание на рубеже мезозоя и кайнозоя, так же как и все другие крупные вымирания, явились следствием конкуренции и вытеснения одних групп организмов другими, смены растительных сообществ, эвстатического подъема или понижения уровня Мирового океана, резкого похолодания и усиления нестабильности климатических условий, а также необычайно больших вспышек вулканизма, особенно взрывного характера. В последние годы появились, однако, новые гипотезы, связывающие это вымирание с катастрофическими последствиями вмешательства космических факторов. Данная проблема попала в орбиту внимания не только геологов и палеонтологов, но и других специалистов.

В 1979 г. исследователи из Калифорнийского университета под руководством Л. Альвареса показали, что на границе мезозоя и кайнозоя в ряде районов Италии и Дании имеются геохимические аномалии, выражающиеся в обогащении пограничных слоев глин иридием. Этот тяжелый металл, по предположению американских ученых, имел космическое происхождение. Это представление было основано на том, что все метеориты по сравнению с земными породами содержат высокие концентрации иридия. Ученые предположили, что массовое вымирание на рубеже мезозоя и кайнозоя было вызвано столкновением Земли с астероидом, диаметр которого мог составлять 10—15 км. Энергия взрыва должна была достигать 10^{30} эрг, что намного превышает энергию, дошедшую до земной поверхности после вспышки сверхновой звезды. В результате мощнейшего взрыва или, скорее всего, серии взрывов, так как предполагается, что астероид при вхождении в земную атмосферу раскололся на части, масса земного вещества, превращенного в пыль, в сотни раз превышавшая массу космического тела, была выброшена в атмосферу. Пыль довольно продолжительное время оставалась в атмосфере, что весьма сильно снизило прозрачность атмосферы и нарушило тепловой баланс. Солнечные лучи длительное время не достигали земной поверхности, а отражались в космическое пространство плотной непрозрачной атмосферой. В атмосфере в большом количестве находились пыль, дым и сажа. В результате этого температуры на земной поверхности стали быстро снижаться.

Отсутствие солнечного света отразилось на процессах фотосинтеза, и биопродуктивность растительности резко снизилась. Возникли условия, напоминающие предсказанное в начале 80-х годов явление «ядерной зимы». Эта «астероидная зима» вызвала целый ряд негативных для жизни организмов процессов. Сократились ресурсы питания и нарушились пищевые связи. Снижение температурного режима отразилось на условиях жизнедеятельности, на солевом составе морских и пресных водоемов, на состоянии почв, распределении питательных веществ и воды на поверхности суши.

Ввиду того что внедрение космического тела в земную атмосферу воздействовало на разные стороны природных условий, это привело к селективному вымиранию. Одни организмы, например наземные и водные динозавры, планктонные организмы и целый ряд других не были в состоянии перенести подобные нарушения среды обитания, другие — пытались к ним приспособиться, третьи — резко изменили ареалы своего обитания, а четвертые — дали начало новым, уже приспособленным к изменившимся условиям формам.

Впоследствии следы «иридиевой аномалии» кроме Италии и Дании были обнаружены и в других регионах в пограничных слоях мезозоя и кайнозоя. В дальнейшем оказалось, что подобные аномалии существуют на границе эоцена и олигоцена, перми и триаса, на границе фамена и франа в позднем девоне и в начале фанерозоя. Все это свидетельствует о том, что внедрение в земную атмосферу космических тел в геологическом прошлом не было столь редким событием, а вероятно, происходило с определенной периодичностью и с ним, как правило, связано абсолютное большинство крупных вымираний.

Падение крупного космического тела должно оставлять на земной поверхности следы в виде импактного кратера. Несмотря на относительно слабую изученность, установлено, что самый древний из известных кратеров находится на территории ЮАР. Он имеет диаметр около 140 км и образовался около 2 млрд лет назад. Кратер Сэдбери в Канаде возник 1,84±0,15 млрд лет назад. Абсолютное большинство известных ударных кратеров моложе 300 млн лет. 65 млн лет назад, на рубеже мезозоя и кайнозоя, возникли Карский, Усть-Карский, Каменский и Гусевский (два последних находятся в Причерноморье) кратеры, имеющие диаметр от 3 до 25 км. Наиболее вероятным кандидатом в крупные кратеры, образовавшиеся на границе мела и палеогена, в настоящее время считается кратер Чиксулуб на п-ове Юкатан в Мексике. Его возраст точно соответствует этому рубежу, а многочисленные признаки — шоковые минералы и породы, геохимические аномалии и др. — подтверждают космическое происхождение. К тому же среди пород, в которые вложен этот кратер, присутствуют верхнеюрские сульфаты, что могло быть причиной поступления в атмосферу значительного количества сернистого газа, губительного для живых организмов. Получены также данные о близком, если не тождественном возрасте другого крупного кратера — Карского на Пай-Хое. Имеются данные о существовании подобного кратера в Тихом океане. Предполагается, наконец, что самый крупный кратер от развалившегося на части астероида располагается на дне Баренцева моря.

17.5. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В начале мела продолжается аридизация климата, начавшаяся в поздней юре, но наступившая в апте гумидизация быстро достиг-

ла максимума. Наряду с этим в середине альбского века произошло кратковременное похолодание. Эти изменения климата отразились на особенностях денудации, выветривания и осадконакопления, на распределении растительного покрова и расселении морских и наземных животных.

Экваториальный пояс с высоким и равномерным увлажнением и со среднегодовыми температурами свыше 22—24 °С охватывал значительную часть Бразилии, Эквадор, северные районы Перу, центральную часть Африки, юг Аравии и Индостан (рис. 17.6). К северу и югу от него находились области с аридным тропическим климатом, которые оконтуриваются по развитию эвапоритов, карбонатных и гипсоносных континентальных красноцветов. В северных периферических частях аридного пояса (Южная Европа, Закавказье, север Центральной Азии, Казахстан, Джунгария, Южная Монголия, Ордос, Тибет) соленонакопление отсутствовало, но при повышении солености в заливах отлагались хемогенные доломиты. Континентальные красноцветы содержат мало извести и аркозового материала, который очень характерен для центральных районов аридного климата. В районах с ослабленным аридным климатом известны находки остатков ксерофильной растительности. Большое число обширных мелководных пресных озер и покрытые растительностью приморские заболоченные низменности были идеальным местом обитания динозавров.

Аридные условия в Южном полушарии в течение раннемеловой эпохи существовали в Южной Бразилии, Парагвае, Боливии, Аргентине, Чили, Сомали, Кении, Танзании, Заире и Анголе. Во впадинах накапливались гипсоносные отложения и широким распространением пользовались континентальные карбонатные и гипсоносные красноцветы. Соленакопление происходило в мелководных лагунах Южной Бразилии, в Аргентине и вдоль западного побережья Центральной и Южной Африки. Ксерофильная растительность росла на периферии аридной области. В морях южного аридного пояса обитала богатая коралловая фауна и разнообразные головоногие и двустворчатые моллюски и орбитолины. В прибрежных зарослях жили динозавры, черепахи и крокодилы.

Северный влажный тропический пояс простирался от Калифорнии до п-ова Лабрадор, охватывал значительные части Европы, Центральной Азии и Дальнего Востока. В морях формировались разнообразные карбонатные формации. На приморских низменностях и внутриконтинентальных равнинах распространены мономиктовые и терригенно-олигомиктовые формации, заключающие пласты лигнитов, углистых глин и углей. Средние температуры составляли 19—23 °С. На фоне высоких температур намечаются по крайней мере два эпизода их понижения. Один совпадает с началом готеривского века, второй отмечается в середине альба.

Южный тропический пояс охватывал юг Южно-Американского и Африканского континентов и север Австралии.

В пределах субтропического пояса были распространены терригенно-олигомиктовые и карбонатно-глинистые формации. Об-

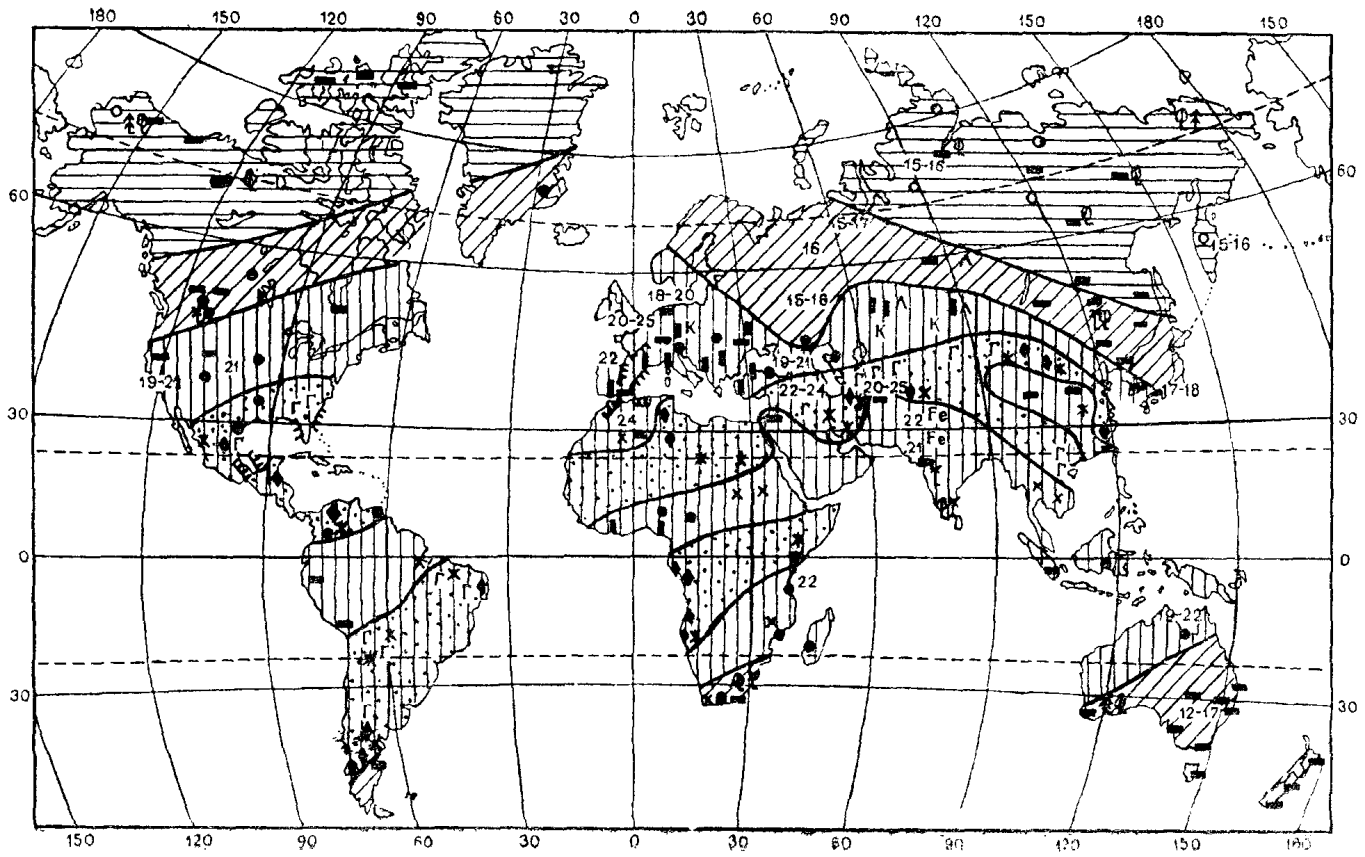


Рис 17.6. Климатическая зональность материков в раннемеловую эпоху (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

щая карбонатность материала уменьшается, но существенно возрастает роль органического вещества. На территории Северной Америки распространена угленосная формация. Большим развитием на территории пояса пользуется кремнистая формация, свидетельствующая о сравнительно низких температурах. На это указывают и растительные ассоциации. Субтропические условия характерны для севера и северо-запада Европы, значительной части Восточно-Европейской платформы, Западной Сибири, юга Восточной Сибири, Дальнего Востока и Японии. Средние температуры колебались в пределах 14—18 °С.

Умеренный климат в Северном полушарии господствовал в северо-западной части Северной Америки и на северо-востоке Евразии, а в Южном полушарии он предполагается по фрагментарным данным на Антарктическом полуострове.

На протяжении раннемеловой эпохи продолжали существовать Бореальная, Тетическая (Средиземноморская) и Южная палеобиогеографические области, которым свойственны определенные ассоциации фауны и флоры.

В течение позднемеловой эпохи существовали экваториальный и по два тропических, субтропических и умеренных пояса (рис. 17.7). Согласно палеотермометрическим данным, после кратковременного понижения температур в середине альба начался новый подъем температур. В экваториальном и тропическом поясах средние температуры составляли 22—27 °С. По степени увлажнения выделяются экваториальный влажный, северный и южный аридный и переменно-влажные тропические пояса. В северном аридном поясе, который охватывал север Африки, Аравию, восточное Средиземноморье, Центральную Азию и простирался до современного побережья Тихого океана, широким развитием пользовались континентальные карбонатные и гипсоносные красноцветы и эоловые фации. В мелководных бассейнах накапливались эвапориты и высокомагнезиальные карбонаты.

В Южном полушарии аридные условия существовали на западе Южной Америки, в центральных районах Африки и в Индокитае. Здесь происходило соленакопление, а на суше формировались красноцветы. Только на периферии аридной области появлялась растительность в виде ксерофильного редколесья. В сторону полюсов она сменялась лесами переменно-влажного тропического климата. Этот климат господствовал на Северо-Американском континенте, в Южной Европе и Центральной Азии. Количество органического вещества в осадках этого пояса существенно возрастает, появляются залежи лигнитов и бурых углей.

Положение северного влажного тропического пояса оконтуривается развитием угленосных отложений Евразии и Северной Америки. Наряду с углями большим развитием пользуются толщи каолинитовых глин и элювиальных бокситов. Высокий температурный режим, определенный палеотермометрическим методом, подтверждается распространением вечнозеленых и широколистве-

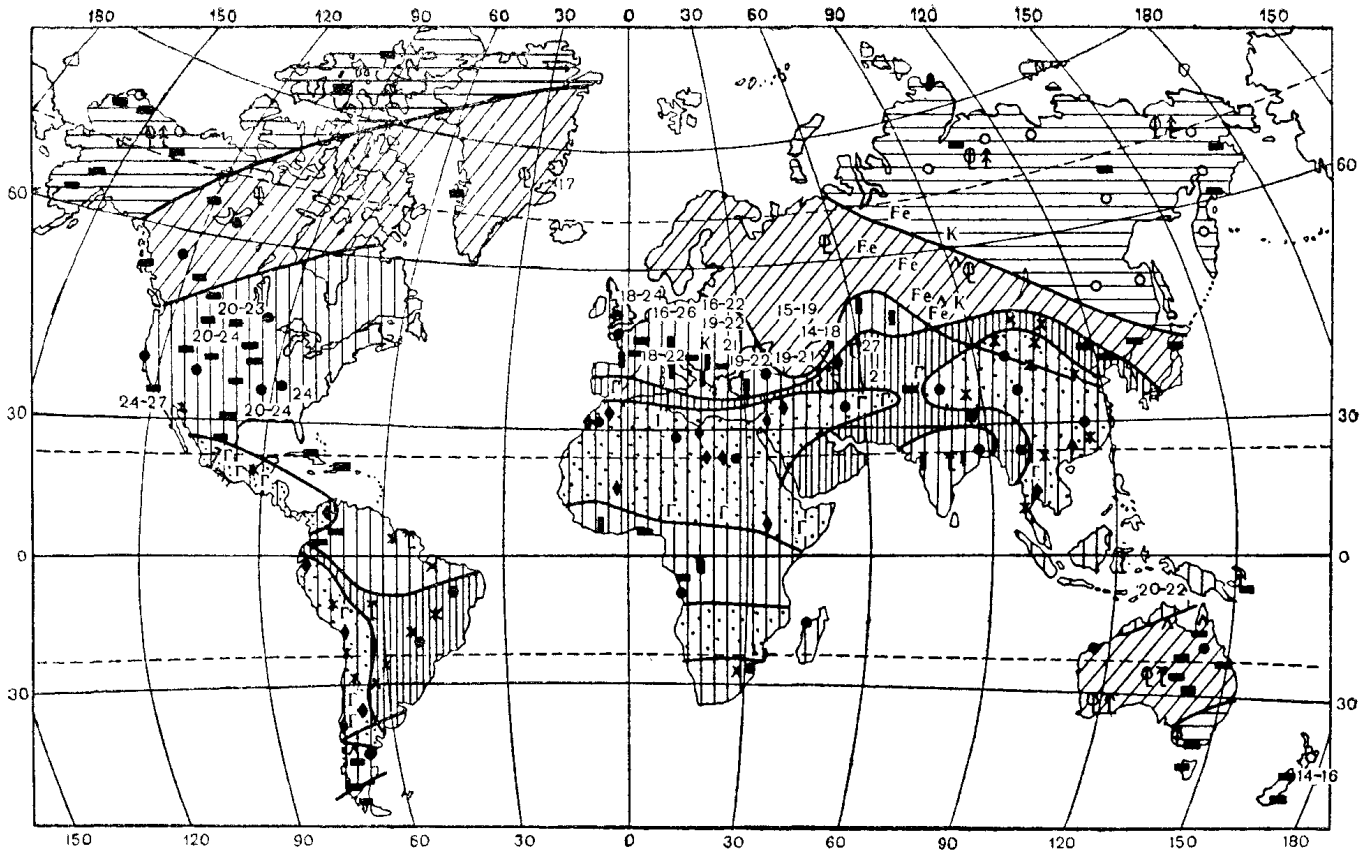


Рис. 17.7. Климатическая зональность материков в поздиемеловую эпоху (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

ных растительных сообществ, тропическими формами морской и наземной фауны.

Влажные тропические условия в Южном полушарии существовали на северной оконечности Южной Америки, в центральных и южных районах Африки, в Индостане, Малайзии и Северной Австралии.

За пределами тропических поясов располагались области с относительно низкими температурами. Субтропический пояс охватывал северную часть Восточно-Европейской платформы, центральные и южные районы Западной Сибири, Дальний Восток, Приморье, северо-запад США и северо-восток Канады. В Южном полушарии данный климат господствовал на значительной части Австралии и на юге Южной Америки. О довольно высоких температурах в этих поясах свидетельствуют не только сравнительно высокая насыщенность осадков карбонатным материалом, присутствие аутигенных минералов железа, но и наличие каолинитовых кор выветривания и переотложенных залежей бокситов, распространение хвойно-широколиственных лесов и бореальный комплекс фауны, среди которой присутствуют и теплолюбивые формы. Согласно палеотермометрическим данным, в субтропическом поясе средние температуры не превышали 18—20 °С.

Умеренный пояс в Северном полушарии охватывал северо-восточную часть Евразии и северо-запад Северной Америки. Его аналоги в Южном полушарии выделяются в юго-восточной части Австралии, в Новой Зеландии и в Антарктиде. Средние температуры в этих поясах были не выше 15 °С. Основными лесообразующими породами растений были мелколистные и хвойные деревья. Комплекс фауны представлен относительно холоднолюбивыми бореальными формами.

Наиболее важными и крупными палеобиогеографическими областями были Средиземноморская, Индийская, Тихоокеанская, Мадагаскарская, Центральноамериканская и Австралийская, располагающиеся в низких широтах. В высоких широтах находились Бореальная и Антарктидо-Австралийская. Каждой области свойствен определенный комплекс головоногих, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, брахиопод, колониальных и одиночных кораллов. Последние отсутствуют в Бореальной и Антарктидо-Австралийской областях.

17.6. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Разнообразные условия осадконакопления, выветривания и денудации, а также интрузивный магматизм и вулканизм на обширных областях обусловили богатство меловой системы различными полезными ископаемыми. С континентальными отложениями связано более 20% мировых запасов углей. Наиболее крупными являются Ленский, Зырянский угольные бассейны и угольные бассейны на западе Северной Америки. Существуют довольно крупные месторождения бокситов. Они известны в Тургайском

прогибе, на Енисейском кряже, Южном Урале, Украинском щите и в Средиземноморье (юг Франции, Греция, Испания, Турция, Иран). Во второй половине мелового периода начали формироваться латеритные покровы в Африке и Австралии.

Оолитовые железные руды накапливались на юго-востоке Западной Сибири. Залежи фосфоритов известны на территории Восточно-Европейской платформы. Крупнейший по запасам фосфоритовый пояс протягивается от Марокко до Сирии. С лагунными отложениями связаны залежи солей в Туркмении и Северной Америке. Крупные запасы писчего мела имеются на территории Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ. Очень богаты меловые толщи сырьем для цементной промышленности. Меловой возраст имеют продуктивные нефте- и газоносные горизонты в Западной Сибири, на западе Центральной Азии, в Ливии, Кувейте, Нигерии, Габоне, Канаде и в Мексиканском заливе.

С кислыми интрузиями мелового возраста связаны разнообразные месторождения полнметаллов и золота в пределах Тихоокеанского пояса. Месторождения олова, свинца и золота известны на северо-востоке России и на западе Северной Америки. Оловянный пояс прослеживается на территории Малайзии, Таиланда и Индонезии. Крупные месторождения олова, вольфрама, сурьмы и ртути известны на юго-востоке Китая и в Южной Корее. В кимберлитовых трубках мелового возраста сосредоточены месторождения алмазов Южной Африки и Индии.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Кайнозойская эра — последний крупный этап геологической истории, продолжающийся ныне. Первоначально кайнозойскую эру подразделяли на два периода — третичный, куда включали палеоген и неоген, и четвертичный. Такое решение было принято в 1881 г. на II сессии Международного геологического конгресса. Это было сделано несмотря на то, что многие геологи вполне обоснованно высказывали мнение о том, что палеоген и неоген следует выделять в качестве самостоятельных единиц. Начиная с 1960 г. в СССР по решению Межведомственного стратиграфического комитета кайнозой делится на три периода: палеогеновый, неогеновый и четвертичный (антропогеновый).

ГЛАВА 18. ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

18.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

Палеогеновый период начался 65 млн лет назад и закончился 23,5 млн лет назад, т. е. продолжался 41,5 млн лет. Как самостоятельное подразделение палеоген был выделен в 1866 г. К. Науманном. Ранее он входил в состав третичной системы, наименование которой было предложено в 1833 г. Ч. Ляйелем. Он подразделял

третичную систему на три отдела: эоцен, миоцен и плиоцен. Позднее были выделены еще два отдела — палеоцен и олигоцен. Палеоцен был обоснован М. Шимпером в 1874 г., а олигоцен К. Бейрихом в 1854 г. В дальнейшем палеоцен, эоцен и олигоцен были объединены под общим названием «палеоген».

Деление палеогена на три отдела общепринято, но при выделении ярусов возникают сложности, связанные с большим разнообразием фаций и органических остатков. Обычно используют в разных вариантах шкалу, разработанную на основе корреляции отложений Парижского, Бельгийского и Лондонского бассейнов (табл. 18.1). Однако согласованной шкалы ярусного деления палеогена в Западной Европе нет и до сих пор. То, что обычно именуется шкалой ярусного деления палеогена Западной Европы, является гибридом трех региональных стратиграфических шкал Лондонско-Гемпширского, Парижского и Бельгийского бассейнов. В этом смысле явное преимущество имеет почти непрерывный разрез Первой гряды Крымских гор, на основе которого российскими и украинскими геологами (Г. И. Немков, Н. Н. Бархатова, В. В. Меннер, М. Е. Зубкович, Л. П. Горбач, Р. Л. Мерклин, В. К. Василенко и др.) была разработана оригинальная шкала ярусного деления палеоцена и эоцена, приведенная в табл. 18.1.

В течение длительного времени дискутируется вопрос о стратиграфическом положении датского яруса. Традиционно его относили к меловой системе, хотя по ряду признаков, в том числе и по особенностям органического мира, он стоит ближе к палеогену. По этим мотивам граница между мелом и палеогеном проводится в кровле маастрихтского яруса.

Датский ярус был установлен французским геологом Э. Дезором, который предложил выделять его в качестве самостоятельного яруса меловой системы в 1846 г. Им были описаны известняки в окрестностях г. Копенгагена, залегающие на «рыбных глинах» маастрихтского возраста, известные под названием известняков Факсё. Их Э. Дезор предложил рассматривать как самые молодые отложения меловой системы и называть датским ярусом. Позднее оказалось, что ни в одном районе Дании и Швеции не известны полные разрезы датского яруса. Последовательность слагающих его пластов удавалось установить только путем сложения и сопоставления отдельных обнажений. Таким образом, приходится говорить не о конкретном стратотипическом разрезе, а о стратотипической местности.

Палеоценовый («палеос» — древний, «кэнос» — новый) отдел в Западной Европе подразделяется также на монтский и танетский ярусы. Первый был установлен в 1868 г. Ж. Девальком. Его стратотипом являются отложения в районе городов Монс и Обург на юго-западе Бельгии, где на туфах Сен-Симфорьен верхнего маастрихта с размывом залегают толщи известняков мощностью около 60 м, перекрываемые континентальными образованиями. В Западной Европе монтский ярус теперь обычно рассматривается как эквивалент датского, и последнему названию отдается пред-

Таблица 18.1

Общие стратиграфические подразделения палеогеновой системы

Отдел	Подотдел	Ярусы	
		Западная Европа	Крым
Олигоцен	верхний	хатский P_3h	
	нижний	рюпельскнй P_3r	
Эоцен	верхний	прнабонский P_2p	альминскнй
		бартонский P_2b	бодракский
	средний	лютетский P_2l	симферопольский
	нижний	ипрский P_2y	бахчисарайский
Палеоцен	верхний	танетский P_1t	качннский
		монтский P_1m	инкерманский
	нижний	датский P_1	

почтение. В Восточной Европе стратиграфическим аналогом монтского яруса является инкерманский ярус Крыма.

Нижняя граница инкерманского яруса проводится по смене мшанковых и криноидных известняков датского яруса грубослоистыми фораминиферовыми известняками. Наиболее полные разрезы наблюдаются в долинах рек Бельбек и Кача и в районе г. Инкерман. В известняках встречается разнообразная фауна двустворчатых и брюхоногих моллюсков, мшанок, морских ежей, фораминифер, остракод и др.

Полный объем танетского яруса также нельзя считать точно установленным. Этот ярус был обоснован Э. Реневье в 1873 г. Стратотипом являются фаунистически охарактеризованные пески Танет в восточном Кенте в Англии. Нижняя часть танетских отложений в Англо-Парижском бассейне морского происхождения, но на различных уровнях появляются лагунные и пресноводные отложения.

Выделенный в верхнем палеоцене в Крыму качинский ярус представлен морскими фациями и охарактеризован специфическим комплексом моллюсков, к тому же содержавшим много общих видов с нижней частью танетского яруса Англо-Парижского бассейна. Стратотипом качинского яруса является разрез по р. Кача в Крыму. В основании залегает слой карбонатно-глинистой породы с большим количеством зерен глауконита. Лежащие выше мергели в нижней части глауконитовые, а в верхней содержат кремнистые конкреции. Разрез венчают мергели с прослоями глинистых известняков.

Эоцен («эос» — заря, «кенос» — новый) в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения был выделен в 1833 г. Ч. Ляйелем. Он подразделяется на три подотдела: нижний ипрский (бахчисарайский), средний — лютетский (симферопольский), а в верхнем подотделе выделяют два яруса: бартонский (бодракский) и приабонский (альминский).

Ипрский ярус был установлен в 1849 г. А. Дюмоном. Его стратотипом являются фландрские глины, обнажающиеся на р. Ипр в Бельгии. В основании бахчисарайского яруса в окрестностях одноименного города залегает пласт глауконитового известняка, который перекрывается слоями глауконитовых глин, переходящих в карбонатные глины с прослоями мергелей. В слоях бахчисарайского яруса присутствуют двустворчатые моллюски, брахиоподы, нуммулиты и дискоциклины, разнообразные мелкие бентосные и планктонные фораминиферы, остракоды и богатый спорово-пыльцевой комплекс.

Лютетский ярус был установлен в 1883 г. А. Лаппараном. Стратотипом являются грубые известняки окрестностей Парижа (римская Лютеция). Нижняя и верхняя границы яруса ограничиваются ипрскими глинами Лаон и бартонскими породами Мон-Сен-Мартен. Многие исследователи предполагают, что симферопольский ярус соответствует нижней и средней частям грубых известняков лютетского яруса Парижского бассейна.

Нижняя граница симферопольского яруса проводится по смене глинисто-мергельской пачки бахчисарайского яруса мергелями, в которых появляются прослои нуммулитовых известняков. Верхняя часть симферопольского яруса слагается массивными нуммулитовыми известняками.

В Парижском бассейне верхнеэоценовые отложения объединены под названием бартонского яруса. В нижней его части залегают пески, а в верхней — мергели, иногда с прослоями гипса. Отмечается большое фаунистическое сходство бодракского яруса с бартонским, в то время как альминский ярус трудно сопоставим с каким-либо западноевропейским и условно считается аналогом приабонского.

Нижняя граница бодракского яруса проводится по смене массивных известняков симферопольского яруса более рыхлыми мелоподобными известняками с прослоями глинистых известняков. Верхняя часть яруса слагается тонколистоватыми мергелями с

прослоями карбонатных глин. Альминский ярус выделяется по смене этих мергелей светлыми толстослоистыми известняками. В отложениях верхнего эоцена Восточной Европы содержится много двустворчатых моллюсков и мелких фораминифер.

Граница между эоценовыми и олигоценовыми отложениями проводится по кровле альминского яруса. В состав олигоцена входят рюпельский ярус (по названию реки в Бельгии) и хаттский ярус (по имени племени хаттов, или хэттов, населявших Западную Европу). Олигоцен в стратотипической области начинается устричными мергелями, которые вверх по разрезу сменяются ракушняками. К хаттскому ярусу относятся слои песков и известняков с фауной двустворчатых моллюсков.

Сводные разрезы палеогена показаны на рис. 18.1.

18.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Палеогеновый период открывает кайнозойскую эру, знаменующую новый этап в развитии органического мира. На рубеже мезозоя и кайнозоя многие характерные для мезозоя морские и наземные животные вымерли, а сохранившиеся утратили свое значение. К этому времени полностью прекращают свое существование аммониты, белемниты, рудисты, иноцерамы, а также ихтиозавры, плезиозавры, динозавры и ряд групп мезозойских пресмыкающихся. Их место занимают бурно развивающиеся млекопитающие.

На смену мезозойским пришли новые роды и семейства двустворчатых и брюхоногих моллюсков, а также костистых рыб. Резкий толчок в развитии испытала покрытосеменная растительность, которая стала доминировать. Исключительно большое развитие получили фораминиферы. Важнейшими среди планктонных фораминифер были роды Globigerina, Subbotina, Globorotalis, Acarinina, Hantkenina, а среди бентосных крупных фораминифер — Nummulites, Assilina, Operculina, Discocyclina. Все они очень быстро эволюционировали и особенно широкое развитие получили в эоцене, но уже в начале олигоцена вымерли. Значительным распространением пользовались двустворчатые и брюхоногие моллюски. В отличие от других моллюсков, они обитали не только в морях с нормальной соленостью, но и в солоноватоводных и пресных бассейнах. Некоторые брюхоногие моллюски освоили приморские низменности. Родовые и видовые комплексы моллюсков служат основой стратиграфического расчленения. Характерными и важными являлись Pecten, Cucullaea, Arca, Chlamys, Crassatella, Ostrea, Cardium, а среди гастропод — Turritella, Cerithium, Pleurotoma, Trochus, Natica.

Из других беспозвоночных широко распространены неправильные морские ежи, мшанки, губки, членистоногие, кораллы. Теплые моря с нормальной соленостью были населены ежами Echinocorys, Clypeaster, Conoclypeus. Шестилучевые кораллы вместе с остатками водорослей участвовали в строении рифовых массивов.

Из членистоногих известны остракоды, среди которых характерны Trachyleberis, Cytheridea, Loxoconcha. Меньшим распространением пользовались десятиногие ракообразные, в частности пресноводные и морские раки и креветки. Роль мшанок и брахиопод по сравнению с более ранними эпохами существенно сократилась.

В последние годы установлено, что среди палеогеновых организмов важное значение имели представители нанопланктона — кокколитофориды. Расцвет этих золотистых микроскопических водорослей произошел в эоцене. Наряду с ними породообразующую роль играли диатомовые и кремнистые жгутиковые. В морях обитали также морские позвоночные, среди которых господствовали костистые рыбы. Кроме них известны хрящевые — акуловые и скаты. Появились древние представители китов, сирены, дельфины — млекопитающие, освоившие морские просторы.

Существенные изменения произошли в наземной фауне палеогена. Пресмыкающиеся, некогда господствовавшие на земной поверхности, уступили место млекопитающим. Из рептилий продолжали существовать крокодилы, ящерицы, черепахи и змеи. Земноводные представлены гигантскими саламандрами, а также лягушками и жабами. В воздухе доминировали птицы.

Млекопитающие палеогена были разнообразными. Уже в эоцене широко распространились основные отряды кайнозойских грызунов, хищников, непарно- и парнокопытных. В это же время возникли насекомоядные и зайцеобразные. Самыми крупными млекопитающими в олигоцене были представители древних носорогов — гигантские безрогие индрикотерии. Основным местом обитания их были саванны. В начале неогена индрикотерии вымерли. В олигоцене существовали примитивные свиньи, верблюды, олени. Уже в начале палеогена появились лемуры — наиболее примитивная группа среди приматов, называемая полуобезьянами. Только в конце эоцена возникли настоящие обезьяны — антроподы. В это же время появились крупные хоботные и сумчатые. Среди последних известны как хищные, так и растительноядные формы.

Среди наземной флоры продолжалось развитие покрытосеменных. Многие регионы покрывались густыми тропическими и субтропическими лесами. В их составе ведущая роль принадлежала пальмам, магнолиям, миртам, фикусам, гигантским секвойям, араукариям и кипарисовым. Наряду с ними в более умеренном климате росли широколиственные и мелколистные — дуб, бук, каштан, тополь, береза и др.

Характерные ископаемые остатки палеогена изображены на рис. 18.2 и 18.3.

18.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Главным событием палеоцена и эоцена является отделение Гренландии от Евразии с возникновением оси спрединга вдоль подводного хребта Рейкьянес к югу от Исландско-Фарерского

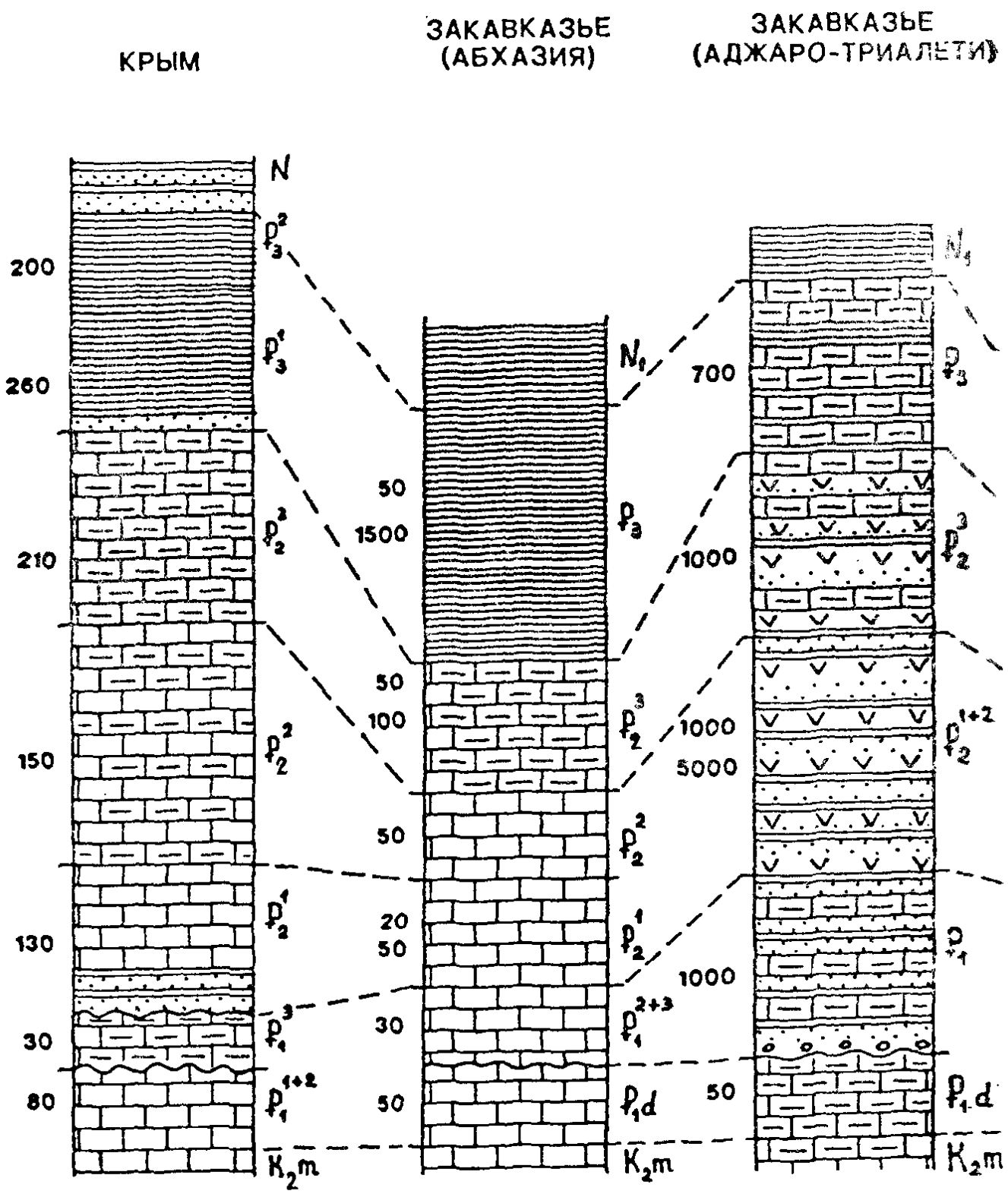
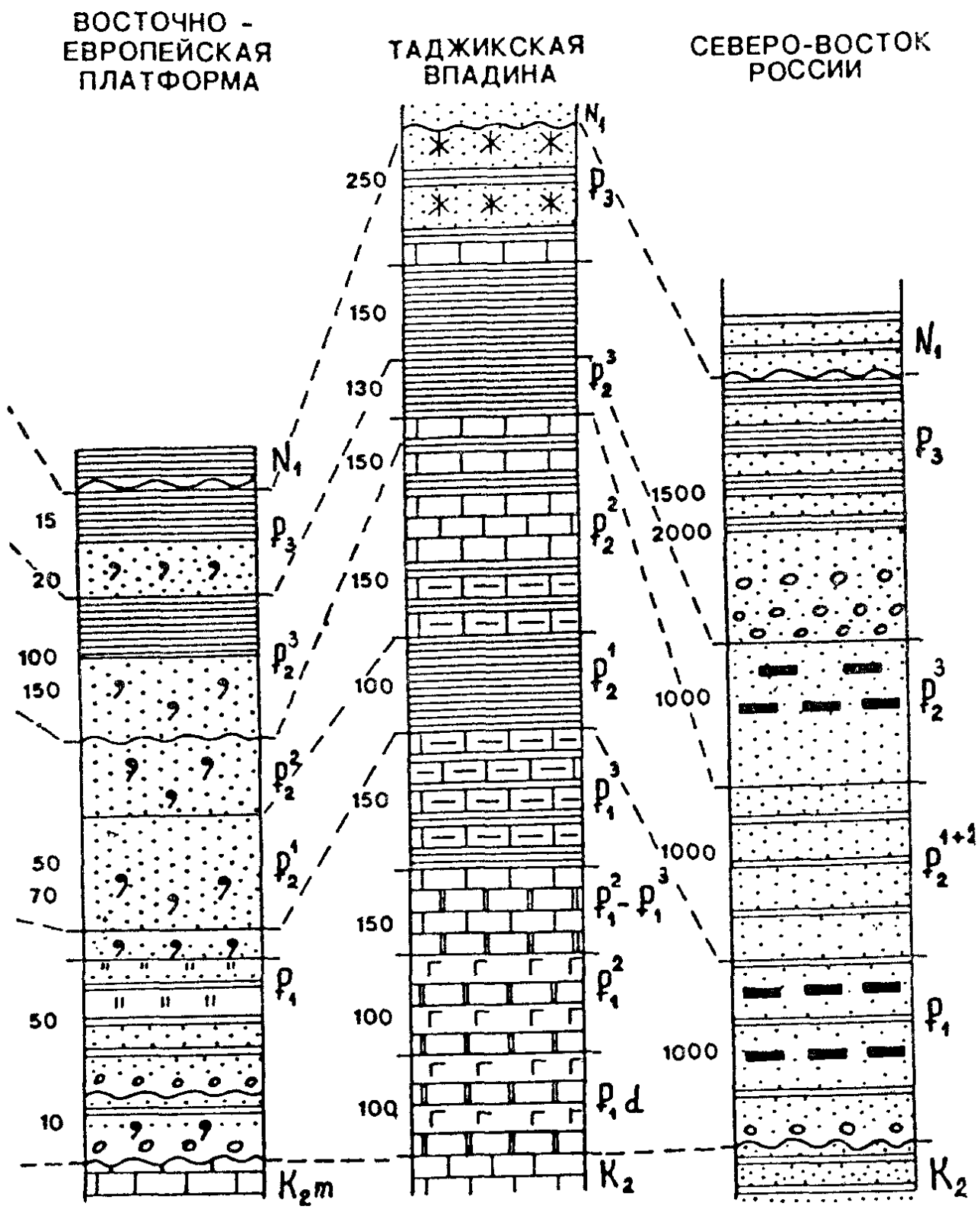


Рис. 18.1. Сводные стратиграфические разрезы палеогена. Условные обозначения

порога и раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна к северу от этого подводного хребта (рис. 18.4 и 18.5). Тем самым закончилось формирование Атлантического океана на всем протяжении от Шпицбергена до Антарктиды. Одновременно продолжалось и завершилось расширение Лабрадорского моря и моря Баффина между Северной Америкой и Гренландией. Процессам спрединга в этом регионе сопутствовали мощные излияния базальтов, особенно на окраинах Гренландии и Норвегии, а также в Брито-Арктической провинции в целом. К эоцену относится и формирование Евразийской котловины Северного Ледовитого океана с осью



см. на рис. 8.1

спрединга вдоль подводного хребта Гаккеля. В Индийском океане происходит отделение Сейшельского микроконтинента от Индостана и заканчивается оформление Аравийско-Индийского спредингового хребта, до разлома Оуэн на севере, а также Чагос-Лаккадивского и Восточно-Индийского неспрединговых хребтов. На севере Тихого океана возникает, вероятно уже в конце мела, Алеутская вулканическая дуга, в зоне субдукции которой поглощаются северный широтный спрединговый хребет океана и находившаяся к северу от него океанская литосферная плита Кула. Ее реликт сохраняется лишь к северу от Алеутской дуги, в одноименной

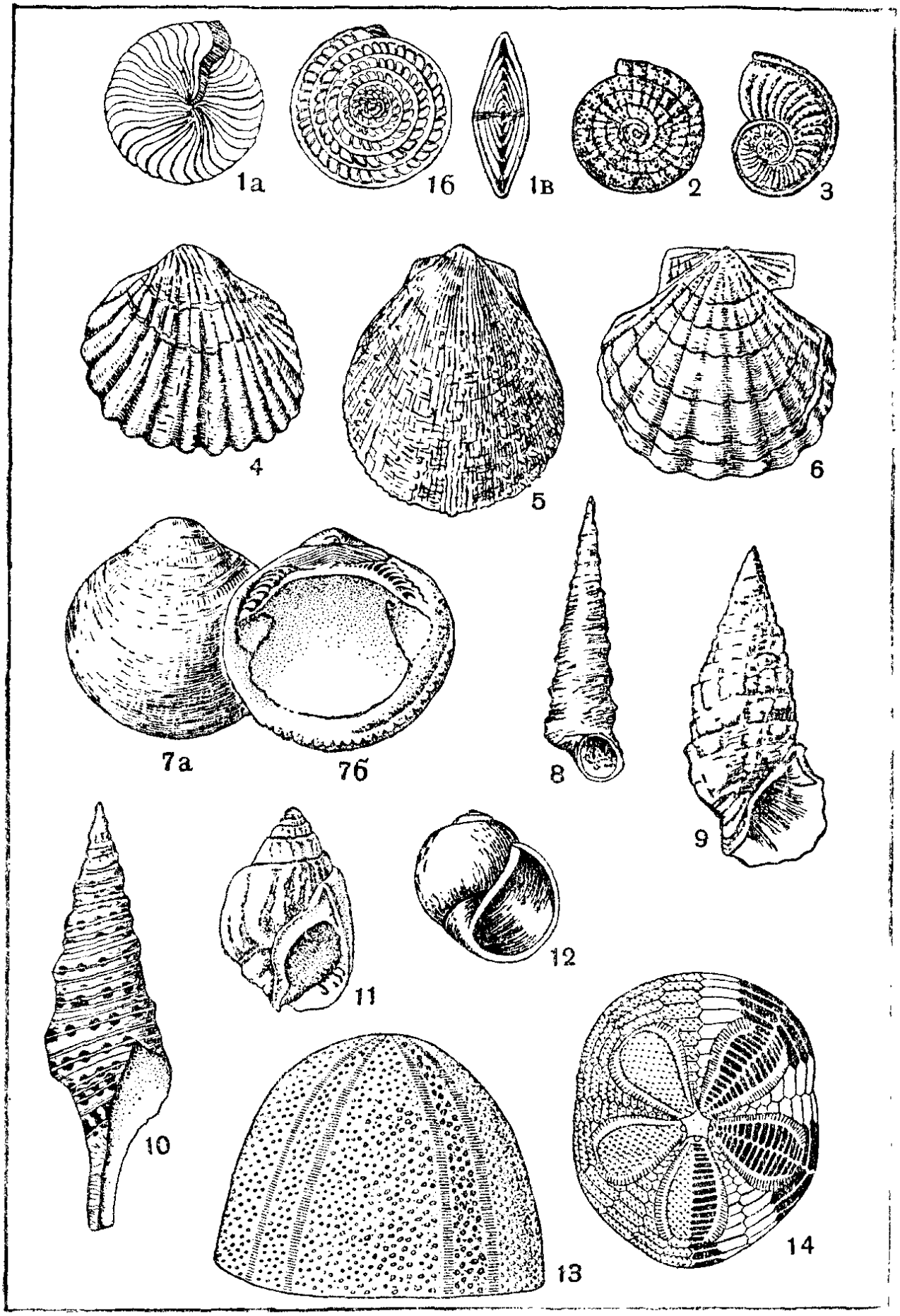


Рис. 18.2. Характерные ископаемые остатки палеогеновых организмов. Простейшие: *1а, 1б, 1в* — Nummulites (P_2); *2* — Assilina (P_{1-2}); *3* — Operculina (K_2—Q). Двустворчатые моллюски: *4* — Cardium (P—Q); *5* — Spondylus (KZ); *6* — Chlamys (T—Q); *7* — Glycymeris (KZ). Гастроподы: *8* — Turritella (K—Q); *9* — Cerithium (K_2—Q); *10* — Pleurotoma (P—Q); *11* — Nassarius (P_2—Q); *12* — Natica (P—Q): Морские ежи; *13* — Conoclypeus (P_2—N_1); *14* — Clypeaster (K_2—Q)

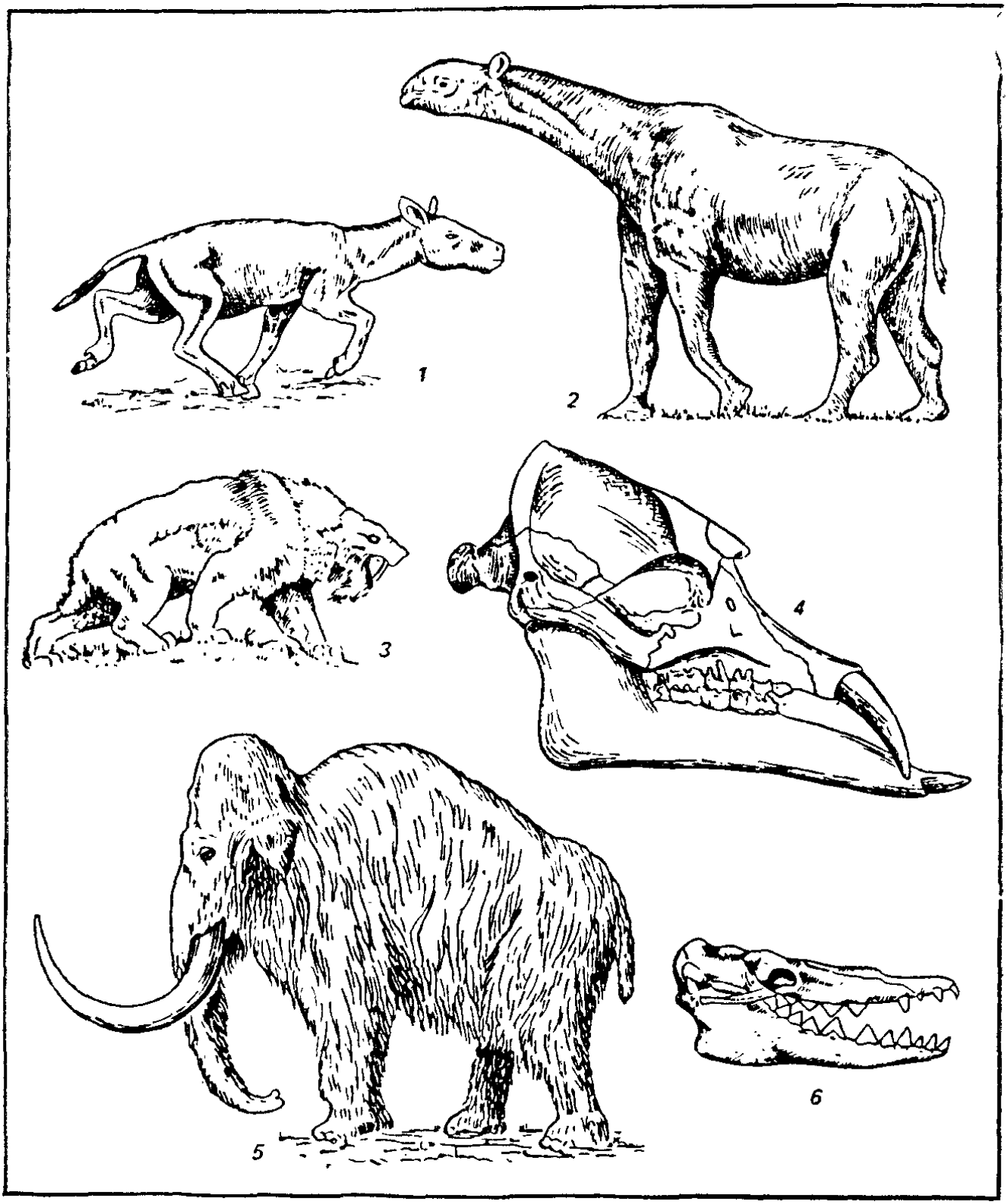


Рис. 18.3. Характерные представители кайнозойских млекопитающих: *1* — Hipparion (N_1^3—Q_2); *2* — Indricotherium (P_3—N_1^1); *3* — Machairodus (N_2); *4* — Mastodon (N_1); *5* — Mammuthus (Q); *6* — Prozeuglodon (P_2')

восточной впадине Берингова моря. На юго-западе Тихоокеанской области спрединг из Тасманова моря распространяется на север в Коралловое море, завершая оформление восточной окраины Австралийского материка, который тем самым приобретает свои современные очертания.

Почти на всей площади континентов переход от мела к палеоцену и значительная часть палеоцена ознаменовались глубокой регрессией (см. рис. 18.4). Весьма значительной она была в Се-

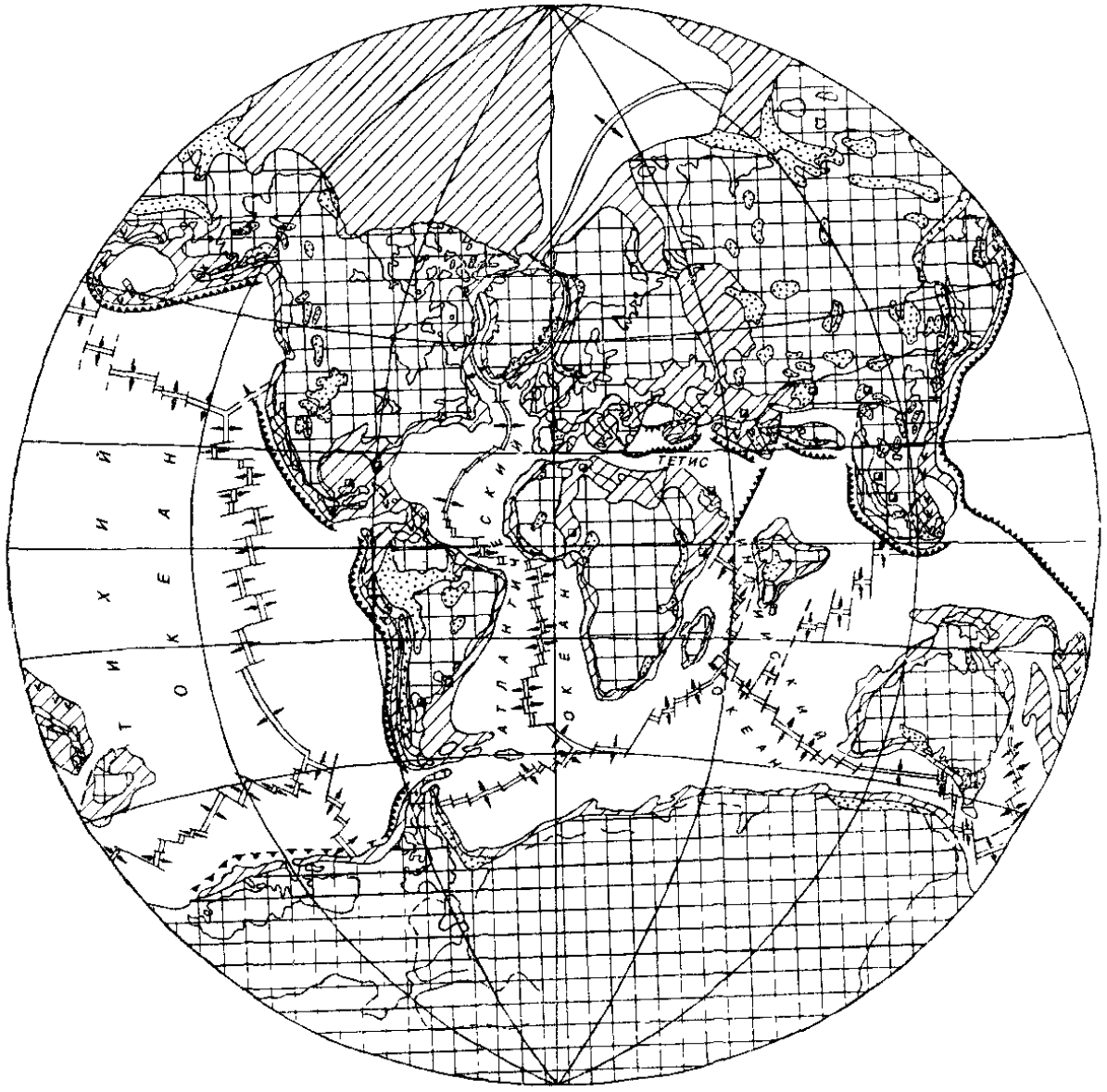


Рис. 18.4. Палеогеографическая реконструкция для палеоценовой эпохи (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

верной Америке и Европе, затронув и Баренцево море. В Северном море и Западной Сибири сохранились открытые к северу заливы; морские условия удержались на юге Восточной Европы — в Причерноморье, Предкавказье и восточнее — в Закаспии (Туране). Эта полоса представляла северную окраину Тетиса. Остальная площадь Евразии оставалась низменной сушей, кроме притихоокеанской зоны.

В течение палеоценовой эпохи в связи с размывом крупных поднятий на севере Тетиса (Бихорский, Родопско-Пелагонийско-Таврский, Центральноиранский и Центральноафганский массивы), а также многочисленных мелких островов в окраинных морях снижается роль карбонатных отложений. Шельфовые и относительно глубоководные терригенно-карбонатные отложения формировались в Динаридах, Понтидах, Анатолидах, на Малом Кавказе, Эльбрусе и на других территориях. Карбонатные отложения тяготеют к южному борту океана Тетис.

В палеоцене флишевые прогибы в пределах Тетиса продолжают развиваться. Новый флишевый прогиб возникает в Анатоли-

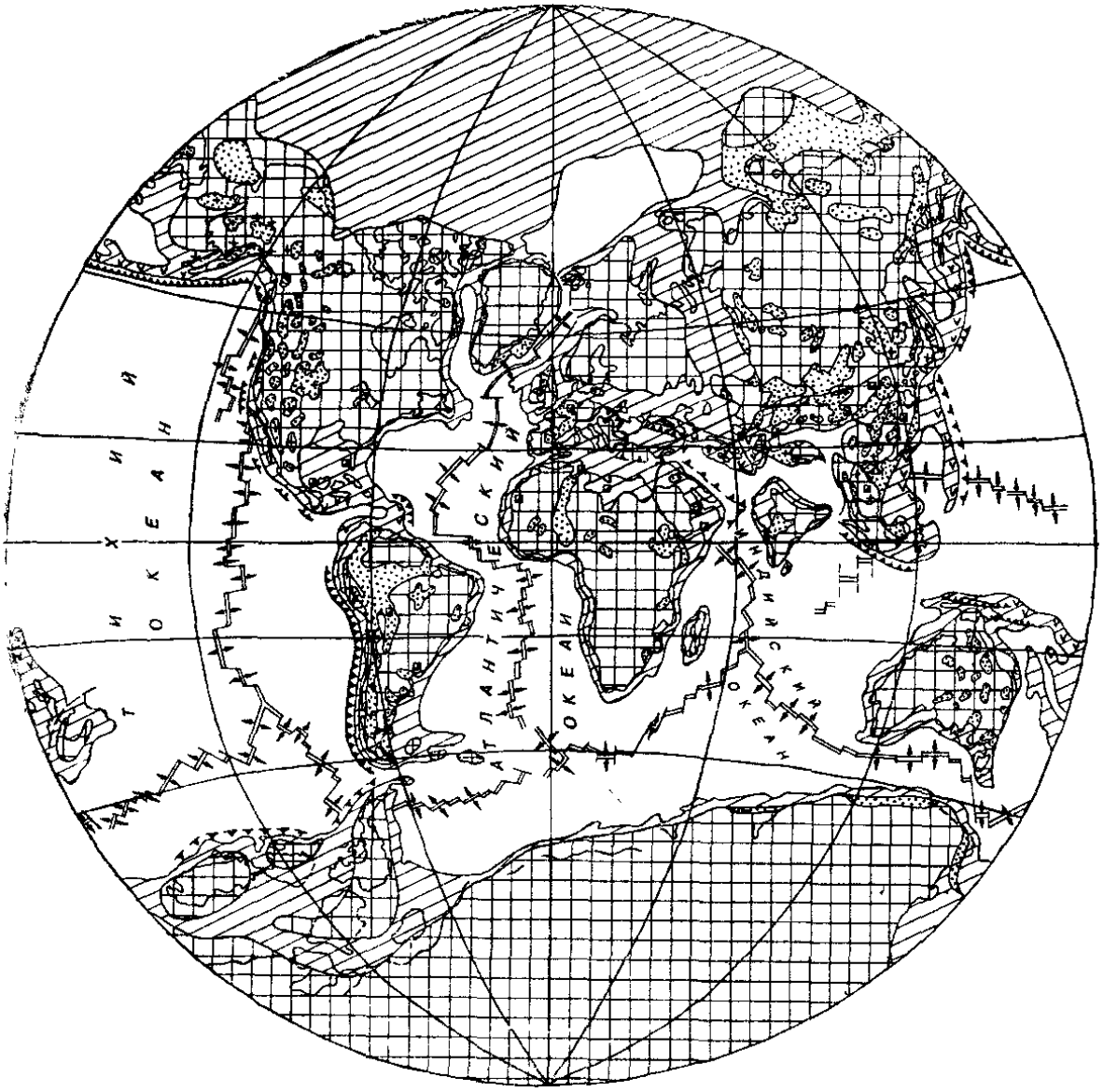


Рис. 18.5. Палеогеографическая реконструкция для эоценовой эпохи (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

дах. Его продолжением был бассейн, расположенный в Загросе. Интенсивность вулканизма снижается. Остаточный островодужный вулканизм продолжался в Восточном Понте, Аджаро-Триалетах и на Малом Кавказе. Наряду с излияниями риолитов, базальтов и дацитов и формированием туфов в отдельные отрезки времени накапливались карбонатные и терригенные осадки. Вулканические извержения происходили в Загросе, Центральном Иране, Белуджистане, на юго-востоке Афганистана и на Памире.

На западе Мьянмы и на Андаманских островах продолжалось накопление флиша. На Калимантане, представлявшем собой тихоокеанскую окраину, отлагались песчано-глинистые, в том числе и флишевые, толщи. Карбонатные и терригенно-карбонатные как шельфовые, так и относительно глубоководные осадки формировались на Сулавеси и на юге Филиппин. Флишоидные серии отлагались от о. Тайвань до Камчатки. Вблизи Камчатско-Корякской активной окраины островодужный вулканизм (образования представлены андезитами, базальтами и кремнистыми породами) сочетался с накоплением терригенных, туфогенных, в том числе и

флишевых, толщ. В палеоцене формируется островодужная система Новых Гебрид, Фиджи, Лау, Тонга-Кермадек. Здесь на океанской коре отлагались кремнистые породы и изливались базальты, андезиты и риолиты.

Образованием узкого Норвежско-Гренландского спредингового бассейна в палеоцене завершилось формирование Атлантического океана. Продолжался спрединг в Баффиновом бассейне. Во вновь возникших впадинах отлагались гемипелагические турбидиты и глинистые осадки с небольшой долей карбонатных илов. В южном направлении количество последних возрастает, и широкое развитие они получают южнее 53° с. ш. В связи с существенным снижением объема терригенного материала, сносимого с континентов, в Центральной и Южной Атлантике сокращается площадь накопления турбидитов и гемипелагических илов. Снизилась активность подводной вулканической деятельности.

Одной из важных палеогеографических особенностей было снижение высоты срединно-океанского хребта в Атлантике при сохранении высокого положения уровня карбонатной компенсации. При продолжающемся общем погружении океанской впадины это привело к возрастанию площадей накопления абиссальных красных и других бескарбонатных глин.

Кремнистые осадки, гемипелагические глины и турбидиты отлагались в Марокканской и Канарской котловинах. Кремнисто-карбонатные илы формировались на поднятии Риу-Гранди, а нанофораминиферовый мел и карбонатные турбидиты — на Китовом хребте.

Распространение красных абиссальных глин в Индийском океане увеличивается за счет сокращения площадей развития карбонатных осадков. Уменьшаются площади накопления гемипелагических глин и турбидитов. Сейшельское поднятие продолжало медленно погружаться и в его пределах накапливались кремнистые известняки с глауконитом и мел. К югу от Сейшельского микроконтинента возникло Маскаренское поднятие, в пределах которого отлагались мелководные и относительно глубоководные известковые илы и изливались базальты и трахиты.

Общее погружение охватило центральную часть Тихого океана. Оно привело к повышению уровня карбонатной компенсации и видоизменило состав и особенности распределения осадков на его ложе. Увеличились площади накопления красных глубоководных глин. Отчетливо выделяется область высокой биологической продуктивности в экваториальной части. К ней приурочено наиболее интенсивное кремне- и карбонатонакопление. Вместе с тем по сравнению с мезозоем количество кремнезема в океанских осадках снижается.

В палеоцене в западной части Тихого океана возникает крупный Филиппинский спрединговый бассейн, в пределах которого отлагались красные абиссальные глины.

Котловина Толля—Макарова и Канадская котловина в Арктическом океане продолжают погружаться. В них отлагались геми-

пелагические глины и кремнистые илы. В палеоценовую эпоху начинается раскрытие океанской котловины Амундсена — Нансена, в которой стали формироваться турбидиты.

В позднем палеоцене начинается трансгрессия; она продолжала развиваться в эоцене, однако не достигла размеров позднемеловой. Эоценовая трансгрессия в наибольшей степени ощущается в Западной Европе, на юге Восточной Европы, в Закаспии (Туране) и Западной Сибири. Бореальные моря — Северная Атлантика, Карское море — сообщались с Тетисом через проливы в Западной Европе и Тургайский пролив к востоку от Южного Урала. Но бóльшая часть территории Северной Америки, Восточной Европы и особенно Азии, от Центрального Казахстана до Чукотки, оставалась, как и в палеоцене, сушей, но с отдельными впадинами, занятыми озерами.

Материки гондванской группы также в основном оставались поднятыми выше уровня океана. Транссахарский пролив сначала превращается в залив Тетиса, а затем и вовсе осушается. В Патагонии море регрессирует по сравнению с палеоценом, отступая к атлантическому побережью. В Африке (Камерун и Эфиопия) и Аравии (Йемен) проявился базальтовый вулканизм, представляющий начало континентального рифтогенеза Восточно-Африканской системы, а также спрединговых бассейнов Аденского залива и Красного моря. Наземные излияния в Камеруне происходили вдоль крупного разлома, с которым связано формирование вулканических островов Гвинейского залива. Отдельные вулканические центры располагались в Высоком Атласе, на севере Мадагаскара и на шельфовых участках в районе мыса Доброй Надежды. Интрузии фонолитов и мелилитов внедрялись к северу и югу от р. Оранжевой.

В области Тетиса палеоценовая регрессия также сменяется трансгрессией с максимумом в среднем эоцене. На обширном пространстве от Балкан до Белуджистана, включая Турцию, Малый Кавказ и Иран, активно проявлялся вулканизм — островодужный вдоль зоны субдукции по южному краю Неотетиса, рифтогенный в ее более глубоком тылу. Большекавказско-Копетдагский бассейн продолжает заполняться осадками, в основном флишем. Флиш получает широкое распространение и в более западных и восточных районах Средиземноморского подвижного пояса, а в его южном обрамлении по-прежнему широко развиты карбонатные платформы.

В позднем эоцене в развитии Тетиса наступает знаменательный перелом. На востоке происходит столкновение Индостанского обломка Гондваны с южным краем Евразии; морской бассейн здесь замыкается и начинается образование Гималаев (см. рис. 18.5). На западе Иберийская, Апулийская (Адрия), Бихорская, Мезийская, Закавказская микроплиты сближаются с Евразией; с юга их «подпирает» крупная Африкано-Аравийская плита. Спрединг прекращается, заканчивается поглощение океанской коры в зонах субдукции; исключение составляет Восточное Средиземно-

морье (моря Ионическое и Леванта, дуги Калабрийская и Эллинская), где этот процесс продолжается до современной эпохи, равно как и вдоль юго-западной окраины Юго-Восточной Азии с ее вулканической дугой, простирающейся из центральной Мьянмы на Суматру и Яву.

В результате коллизии континентальных блоков в конце эоцена начинается становление покровно-складчатых горных сооружений Пиреней (отсюда название этой эпохи орогенеза — пиренейская эпоха, или фаза), Бетской Кордильеры на юге Испании, Эр-Рифа и Телль-Атласа на севере Магриба, Альп, Апеннин, Динарид-Эллинид, Балканид, Малого Кавказа. Более слабыми были поднятия в Карпатской и Большекавказской системах; о них свидетельствует изменение характера седиментации — смена флиша эвксинскими (темноцветные осадки относительно глубоководных полузамкнутых бассейнов с сероводородным заражением) фациями и появление мощных олистостром. Все эти события привели к коренным изменениям палеогеографической обстановки. Тетис как единый океанский бассейн перестал существовать и распался на остаточный бассейн Восточного Средиземноморья (Ионическо-Левантийский), сообщавшийся с Атлантическим и Индийским океанами, и находившийся восточнее и севернее бассейн Паратетиса, временами вступавший в связь со Средиземноморским. Паратетис простирался от предгорий Альп, Карпат и Динарид на западе до Каспия и Арала на востоке.

Крупные изменения произошли в Меланезии. Активно развивается островодужная система Соломоновы острова — Новые Гебриды. К востоку от нее заложились глубоководные желоба. Продолжается расширение Новогебридского задугового бассейна, и увеличивается глубина Тасманова и Кораллового морей. Возникает бассейн с корой океанского типа и к югу от о. Новая Британия.

Видоизменились окраины Атлантического океана. В Антильско-Карибской области крупные островные поднятия оказались вовлеченными в новые погружения. Образовался трансформный глубоководный трог Кайман и одновременно с ним формируется сложная система узких прогибов.

В течение эоценовой эпохи продолжалось расширение Атлантического океана. Особенно это касается Норвежско-Гренландского бассейна, где отлагались глинисто-турбидитные толщи. Вдоль восточной окраины на плато Веринг широко распространены диатомовые илы. Мощные подводные излияния привели к образованию базальтового фундамента Канарских островов. Продолжались извержения и возникли новые вулканические постройки в Новоанглийской зоне подводных гор. Значительно расширились площади накопления кремнистых отложений в котловинах Центральной Атлантики. Они накапливались в ассоциации с гемипелагическими глинами и известковыми илами, красными глубоководными глинами и серо-зелеными глинами. В Аргентинской котловине присутствуют красные цеолитовые и зеленовато-серые

глины. В Южной Атлантике возрастает роль гемипелагических осадков.

Продолжается расширение Индийского океана. Увеличиваются в размерах Чагос-Лаккадивское поднятие и Западно-Австралийский хребет. Изменение уровня карбонатной компенсации приводит к увеличению площади пелагических карбонатов. Усиливается роль подводных течений, приводящих к интенсивному размыву и разносу придонного материала. Очень сильно возрастает роль дельтовых и склоновых турбидитов в Бенгальском заливе и вдоль рифтового бассейна, возникшего между Австралией и Антарктидой.

Вдоль восточной окраины Евразии, от Чукотки до Калимантана, протягивался пояс горных сооружений, на ряде участков, в частности в Сихотэ-Алине, Японии (о. Хонсю) и на юге Кореи, сопровождаемый вулканическими проявлениями. В тылу этого пояса в Северо-Восточном Китае и Хабаровском крае развивалась континентальная рифтовая система, а в океане к востоку от него — энсиматические вулканические дуги. Помимо возникших ранее Олюторской, Камчатской и Курильской дуг в эту эпоху южнее появились дуги Филиппинская и Кюсю-Палау; между ними образовалась Западно-Филиппинская глубоководная впадина. Филиппинская дуга продолжалась к югу до о. Сулавеси; между ними и Калимантаном в эоцене возникла тыльно-дуговая впадина — так называемое море Сулавеси. Гирлянда энсиматических вулканических дуг (о-ва Соломоновы, Вануату и др.) возникла на восточном обрамлении Австралии, в Меланезии, а в их тылу зародилась система окраинных морей. В конце эоцена произошло надвигание, обдукция коры этих морей на континентальную кору Новой Гвинеи, Новой Каледонии и о. Северный Новой Зеландии.

По другую сторону Тихого океана, в Андском поясе, сначала происходит снижение тектономагматической активности, связанной с ларамийской эпохой орогенеза, и нарастание погружений, но затем, начиная с конца среднего и особенно в позднем эоцене, проявляется новый и очень мощный импульс орогенеза, получивший название инкской фазы (от индейского племени инков, населявших Центральные Анды в древности). В Северных Андах ею создана современная система антиклинориев, выраженных хребтами-кордильерами, и разделяющих их синклинориев — межгорных прогибов; поднятия не затронули лишь самую западную, притихоокеанскую зону. В Центральных и Южных Андах продолжается интенсивный магматизм, межгорные прогибы заполняются молассами.

В Северо-Американских Кордильерах в раннем палеогене постепенно затухает тектоническая активность, вызванная ларамийским орогенезом. Но вулканизм — известково-щелочной ближе к океану и щелочной в удалении от него — продолжается с некоторыми перерывами на всем пространстве от Аляски до Панамского перешейка и Колумбии, смыкаясь здесь с андским, а также

в Антильской дуге. На северо-востоке вулканический пояс Аляски смыкается с Чукотским поясом, Алеутская дуга через Командоры — с Камчаткой. На обоих флангах, северном и южном, Антильской дуги в позднем эоцене заканчиваются и вулканизм и основные складчато-надвиговые деформации и лишь на Малых Антилах вулканическая деятельность продолжается до современной эпохи.

Итак, ранний палеоген явился некоторой «передышкой» между двумя крупными эпохами высокой тектономагматической активности — ларамийской и пиренейской. Низкий темп поднятий привел к существенному выравниванию поверхности континентов.

События конца эоцена и самой олигоценовой эпохи определяют эту эпоху как одну из переломных в истории Земли. Именно в олигоцене структурный план Земли, очертания материков и расположение срединных хребтов океанов приобрели вид, уже близкий к современному (рис. 18.6). Этому особенно способствовало образование моря Скотия с окончательным отделением Южной Америки от Антарктиды. С олигоцена начала формироваться и современная система горных поясов Земли, причем не только по

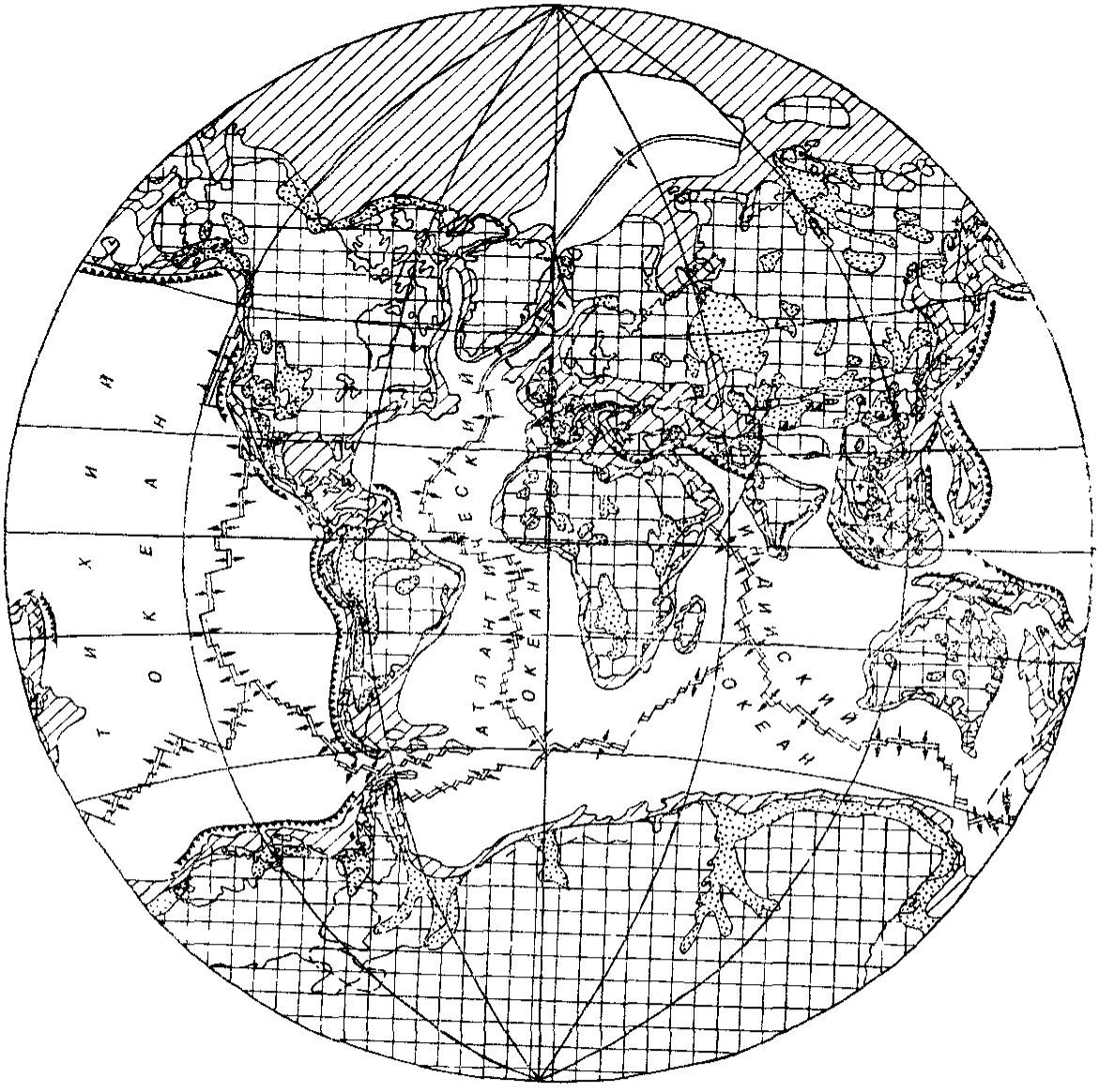


Рис. 18.6. Палеогеографическая реконструкция для олигоценовой эпохи (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому). Условные обозначения см. на рис. 9.3

периферии Тихого океана и в пределах Тетиса, но и за его пределами, в Центральной Азии, до этого довольно длительное время представлявшей пенепленизированную сушу, а на периферии — мелкое море. Большое значение имело и падение уровня океана, наибольшее за фанерозой, вызвавшее осушение большей части площади эпиконтинентальных морей. Зато на западе Тихого океана возникают новые окраинные моря, а в Западной Европе и Восточной Африке образуются крупные континентальные рифтовые системы.

Молодые океаны — Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый (Евразийская котловина) — продолжают расширяться и углубляться. В Тихом океане Восточно-Тихоокеанское поднятие все более приближается к американским берегам и в районе Калифорнии ось спрединга этого поднятия исчезает под надвигающейся Северо-Американской плитой, оттесняемой расширением Атлантики. На западе этого океана заканчивается спрединг вдоль Западно-Каролинской широтной зоны.

Олигоценовая регрессия особенно ярко проявилась в Западной и Восточной Европе и Западной Сибири. В Западной Европе наиболее устойчиво погружался, как и прежде, Североморский бассейн. Начинается развитие рифтовой системы, протягивающейся от низовьев Рейна к дельте Роны; ее наиболее интенсивно опускающимися звеньями были грабены Верхнерейнский и Брес. Остаточные моря Средней Европы постепенно утрачивают связь с морями юга Восточной Европы через Польско-Припятский прогиб. Центральный Казахстан, Средняя и Южная Сибирь, Верхояно-Чукотская область, Монголия, в начале эпохи представлявшие низкие денудационные равнины, к концу эпохи втягиваются в поднятия. Продолжается развитие Восточно-Азиатской континентальной рифтовой системы. В области Южно-Китайского моря континентальный рифтогенез перерастает в спрединг; формируется глубоководная котловина этого моря. Начинается раскрытие междуговой Восточно-Филиппинской впадины. Система вулканических дуг продолжает обрамлять Евразию на востоке, от Корякии и Камчатки и через Курилы и Идзу-Бонин-Марианскую дугу, отделившуюся от дуги Кюсю-Палау, на юг до Филиппин включительно.

В Средиземноморском (Альпийско-Гималайском) поясе завершаются главные деформации во внутренних зонах Альп и Апеннин, сопровождаемые внедрением гранитоидов и региональным метаморфизмом, и начинаются деформации их внешних зон. Продолжается рост практически всех покровно-складчатых горных сооружений пояса, до Гималаев на востоке включительно. Начинается развитие передовых и тыльных прогибов по их периферии; вначале многие из них представляют относительно глубоководные бассейны с бескислородными условиями на дне, т. е. бассейны эвксинского типа. В них накапливаются глинистые толщи, обогащенные органическим углеродом — менилитовая серия в Предкарпатье, майкопская — в Восточном Крыму и Предкавказье.

На крайнем юго-востоке пояса, в обрамлении Юго-Восточной Азии, вдоль Суматры и Явы протягивается краевой вулканоплутонический пояс.

В олигоцене волна орогенеза, вызванная столкновением Индостана с Евразией, начинает распространяться на Центральную Азию, включая Гиндукуш, Памир, Куньлунь и Тянь-Шань (см. рис. 18.6).

На гондванских материках уже прочно установился континентальный режим, морские условия сохранялись лишь по их периферии, за пределами современной береговой линии. Заметное исключение составляют лишь Патагония и северо-восточные окраины Африки и Аравии. В противоположность Евразии рельеф этих материков продолжает снижаться. Начинается развитие Восточно-Африканской рифтовой системы в пределах Эфиопии и Кении. Здесь активизируется вулканизм. Вулканизм щелочно-базальтового состава проявляется также в нижнем течении Нила, в Восточной Австралии и Западной Антарктиде. Из крупных внутриконтинентальных впадин продолжает опускаться Амазонская и возникает впадина в полосе Конго — Калахари в южной половине Африки.

Разрастается система вулканических дуг Меланезии к северо-востоку и востоку от Новой Гвинеи и Австралии, с системой окраинных морей в их тылу. Раскрывается южная котловина моря Фиджи. Затухает зона субдукции по северной и северо-восточной периферии Меланезийской системы дуг и развивается аналогичная зона по ее южной периферии; она составляет теперь главную зону конвергенции между Тихоокеанской и Индо-Австралийской плитами. В общем по всему западному обрамлению Тихого океана как с азиатской, так и с австралийской стороны вырисовывается тот тип активных окраин, который характерен и для современной эпохи, получивший название западно-тихоокеанского.

Другой тип континентальных окраин, именуемый андским, окончательно складывается на восточной, американской, периферии Тихого океана. Северо-Американские Кордильеры испытывают общее сводовое поднятие, а в притихоокеанской зоне, в полосе от Южной Аляски до Калифорнийского полуострова и Панамского перешейка на юге, проявляются складчатые деформации. Магматизм несколько ослабевает по сравнению с магматизмом в эоцене в северной половине Кордильер. Известково-щелочной вулканизм к востоку, с удалением от зоны субдукции, сменяется базальтовым повышенной щелочности или бимодальным.

В Северных Андах происходит заложение крупных межгорных прогибов, заполненных относительно глубоководными терригенными осадками. В Центральных и Южных Андах продолжается развитие краевого вулканоплутонического пояса, в обрамлении которого накапливаются грубые молассы, наиболее мощные в тыльном грабен-прогибе на территории Перу и Боливии. Как и в Северной Америке, известково-щелочные вулканиты сменяются к востоку толеитовыми или щелочными базальтовыми. Из интрузий

вместо более ранних крупных батолитов образуются мелкие гипабиссальные или субвулканические плутоны. На восточной периферии Анд формируется Субандийская система передовых прогибов; временами в них со стороны Тихого океана прорываются морские воды.

В олигоценовую эпоху продолжается расширение Атлантического океана. В результате снижения уровня карбонатной компенсации области накопления карбонатных илов существенно расширились и охватили склоны океанских котловин. Соответственно снижаются объемы абиссальных илов и кремнистых осадков. Возрастает площадь распространения гемипелагических осадков, особенно глинистых турбидитов.

Продолжает увеличиваться площадь Индийского океана. Возрастают объемы гемипелагических, особенно турбидитных осадков, но сокращается роль кремнистых.

Общее углубление охватило абиссальные котловины Тихого океана. В них продолжали накапливаться глубоководные глины. Значение кремнистых осадков в зоне высокой биопродуктивности, располагавшейся в приэкваториальной части, снижается. Одновременно возрастает интенсивность карбонатонакопления. Кремнистые осадки, в частности диатомово-радиоляриевые илы, отлагались как на севере Тихого океана, так и на его юге, в приантарктической части.

На западе Тихого океана раскрывается Каролинский бассейн. Продолжалось развитие Алеутской вулканической дуги. В Западно-Филиппинском бассейне формировались красные глубоководные глины с примесью вулканического материала. Начинается раскрытие Восточно-Филиппинского бассейна. На его дне стали отлагаться маломощные карбонатные илы. Активно развивается вулканическая Бонин-Марианская дуга. Здесь преобладают андезитобазальтовые и андезитовые серии, а на склонах накапливаются турбидиты с примесью вулканогенного материала.

На севере Новой Гвинеи возникает вулканическая дуга, продолжающаяся к востоку и переходящая в систему вулканических дуг Меланезии. Мощность островодужных вулканитов, представленных андезитами, базальтами, и осадочных пород достигает 1,5 км. В южной части вулканической дуги Соломоновых островов — Новых Гебрид в глубоководных условиях отлагались красные глины и происходили излияния ультрабазитов и толеитовых базальтов. Крупные излияния толеитовых базальтов характерны для Новой Каледонии.

18.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В течение палеогенового периода существовали экваториальный, два тропических, два субтропических пояса, а во время прогрессивно развивавшегося похолодания в олигоцене к ним добавились два умеренных пояса. В конце олигоцена в Антарктиде возникли условия холодного климата и началось покровное оле-

денские. Палеотемпературные данные подтверждают существование высоких температур вод и приземной части воздуха в экваториальном и тропическом поясах. В Парижском бассейне температуры в палеоцене составляли 24—26 °С. Близкие температуры характерны для экваториальных районов Северной Америки и Тихого океана. Высокие температуры, порядка 24—26°, наблюдались в Крымском и Закавказском бассейнах.

Подобные температуры способствовали интенсивному выветриванию. Реликты каолинитовых и латеритных кор выветривания и продукты их ближайшего переотложения известны в Калифорнии, на Бразильском щите, в Африке, Индии и на о-вах Индо-Малайского архипелага. Мощные латеритные коры выветривания формировались на Бразильском и Леоно-Либерийском щитах, на Индостанской и Австралийской платформах. В экваториальном поясе росли вечнозеленые влажные леса, обладавшие определенным сходством с современными экваториальными лесами Амазонии и Экваториальной Африки.

Влажные тропические условия в Северном полушарии существовали на территории США, в Западной Европе, в центральных и южных областях Восточной Европы, на западе Азии и в Китае. В южной зоне северного тропического пояса произрастали влаголюбивые вечнозеленые леса и происходило латеритное и ферриаллитное выветривание.

Южный тропический пояс охватывал юг Африки, часть Южной Америки и центральные районы Австралии.

В Северном полушарии аридный климат господствовал на юге Западной Сибири, в Северной Африке, на Ближнем и Среднем Востоке, в Северной Азии, Южном Казахстане, в западной Монголии, на юге США и в Мексике. По сравнению с более ранними и поздними эпохами засушливость была слабой. Это выразилось в небольшом развитии эвапоритов и эоловых осадков и присутствии среди них прослоев углистых глин и лигнитов. На низменностях росла саванная растительность. На основании расчетов коэффициентов ксерофильности, общее количество атмосферных осадков вряд ли превышало 800 мм/год. Сухой сезон длился не более трех месяцев.

Субтропический климат господствовал на севере США, юге Канады, севере Восточно-Европейской платформы, в Западной Сибири, Монголии и Северном Китае, на Дальнем Востоке и в Японии. Наряду с вечнозеленой растительностью большим развитием пользовалась широколиственная. В составе кор выветривания меньшую роль, чем в других климатических поясах, играет каолинит, а минералы свободного глинозема встречаются редко.

В Южном полушарии субтропические условия существовали на крайнем юге Чили и Аргентины, в Южной Австралии и Новой Зеландии. Средние температуры приповерхностных вод эпиконтинентальных морей субтропического пояса не превышали 18 °С.

Вероятно, условия, близкие к умеренному климату, господствовали на крайнем севере Северо-Американского континента, в Восточной Сибири и на Камчатке.

В течение эоценовой эпохи размеры экваториального и тропического поясов сильно расширяются и далеко к приполярным районам смещаются условия субтропического климата (рис. 18.7). Это было связано с развитием общего потепления, охватившего планету. В сторону полюсов мигрируют теплолюбивые животные и растения, смещаются процессы карбонато- и рифообразования. Такие типично тропические организмы, как нуммулиты, обитали не только в океане Тетис, но и в эпиконтинентальных морях, заливавших Западную и Юго-Восточную Европу, Австралию и Новую Гвинею. Ареал обитания нуммулитов совпадает с ареалом кораллов и орбитоидов. Во всех районах обитания этих животных средние температуры составляли 24—25 °С.

В течение олигоценовой эпохи существенно сократился ареал обитания теплолюбивой фауны. Сузились площади развития теплолюбивой флоры, каолинитовых и латеритных кор выветривания (рис. 18.8). Латеритообразование сосредоточилось в промежутке между 20—30° с. и ю. ш. В тех районах, где еще в эоцене формировались латеритные коры выветривания, они начали размываться, а вновь образованные коры стали аллитными или ферриаллитными. Эти и другие данные свидетельствуют о похолодании.

В олигоцене возник не известный с конца палеозоя умеренный и умеренно-холодный тип климата. Его роль с течением времени все возрастала. В областях умеренного климата росли листопадные леса. Средние январские температуры составляли —10°, а средние летние — +24 °С. Годовая сумма атмосферных осадков достигала 1000 мм. В конце олигоцена в умеренных лесах исчезли представители теплолюбивой флоры и ведущую роль стали играть хвойные и мелколистные породы деревьев.

Умеренно-холодный тип климата в олигоцене существовал только на крайнем юго-западе Австралии и в Антарктиде. В морях этой области обитали только эвритермные и холоднолюбивые формы моллюсков. Температуры среды их обитания составляли 12—14 °С. Понижение температур в Антарктиде в олигоцене было настолько сильным, что там появились горные, а затем и покровные ледники. Среднегодовая температура у побережья Восточной Антарктиды понизилась и составляла всего —4 °С.

В палеогеновом периоде исходя из распространенности представителей животного мира выделяются три зоогеографические области: Средиземноморская, или тропическая, Северная и Южная. В Средиземноморской, которая охватывала все экваториальные и тропические моря, широким распространением пользовались нуммулиты, кораллы, толстостворчатые гигантские моллюски и гастроподы. В северной и южной зонах комплекс двустворчатых и брюхоногих моллюсков был обедненным, а кораллы и нуммулиты отсутствовали.

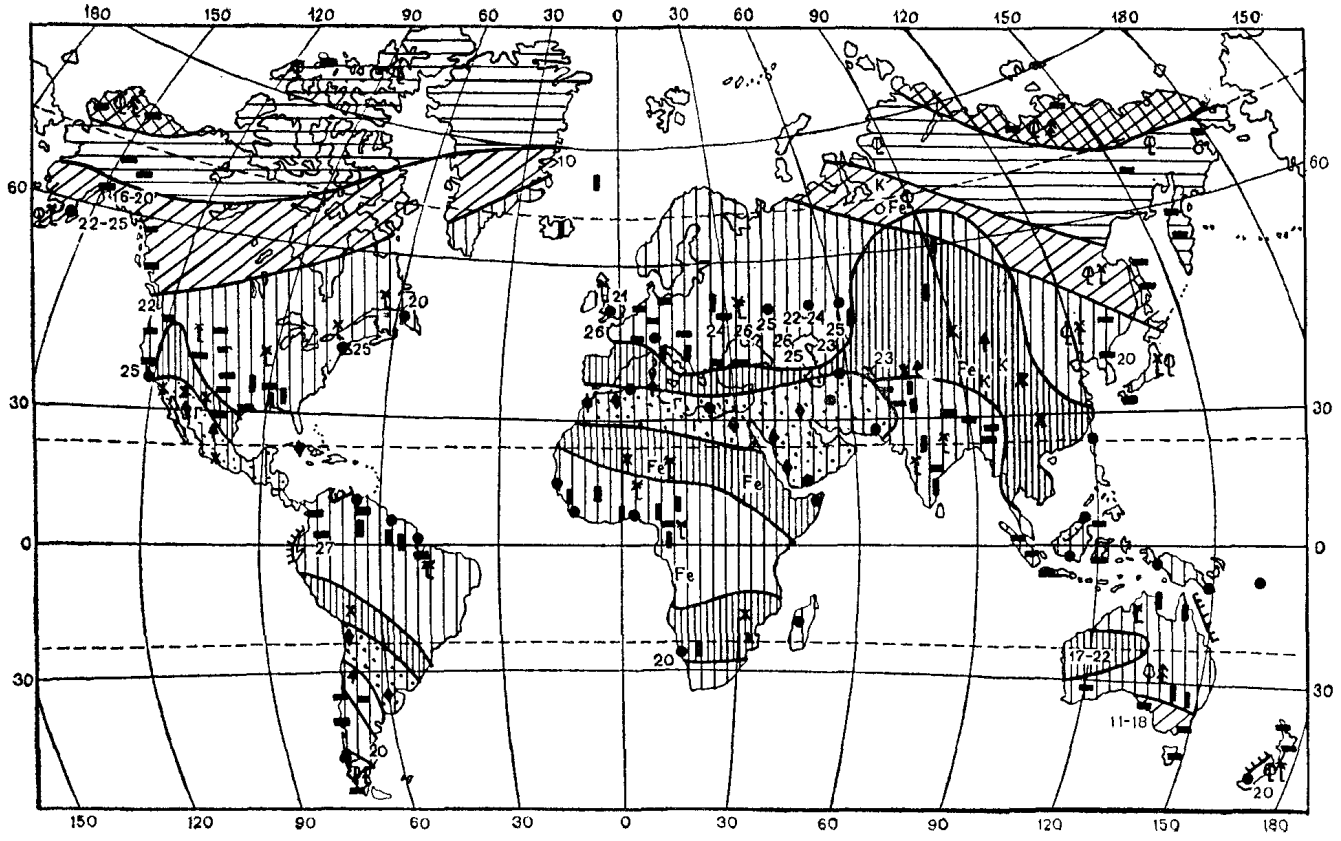


Рис. 18.7. Климатическая зональность материков в эоценовую эпоху (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

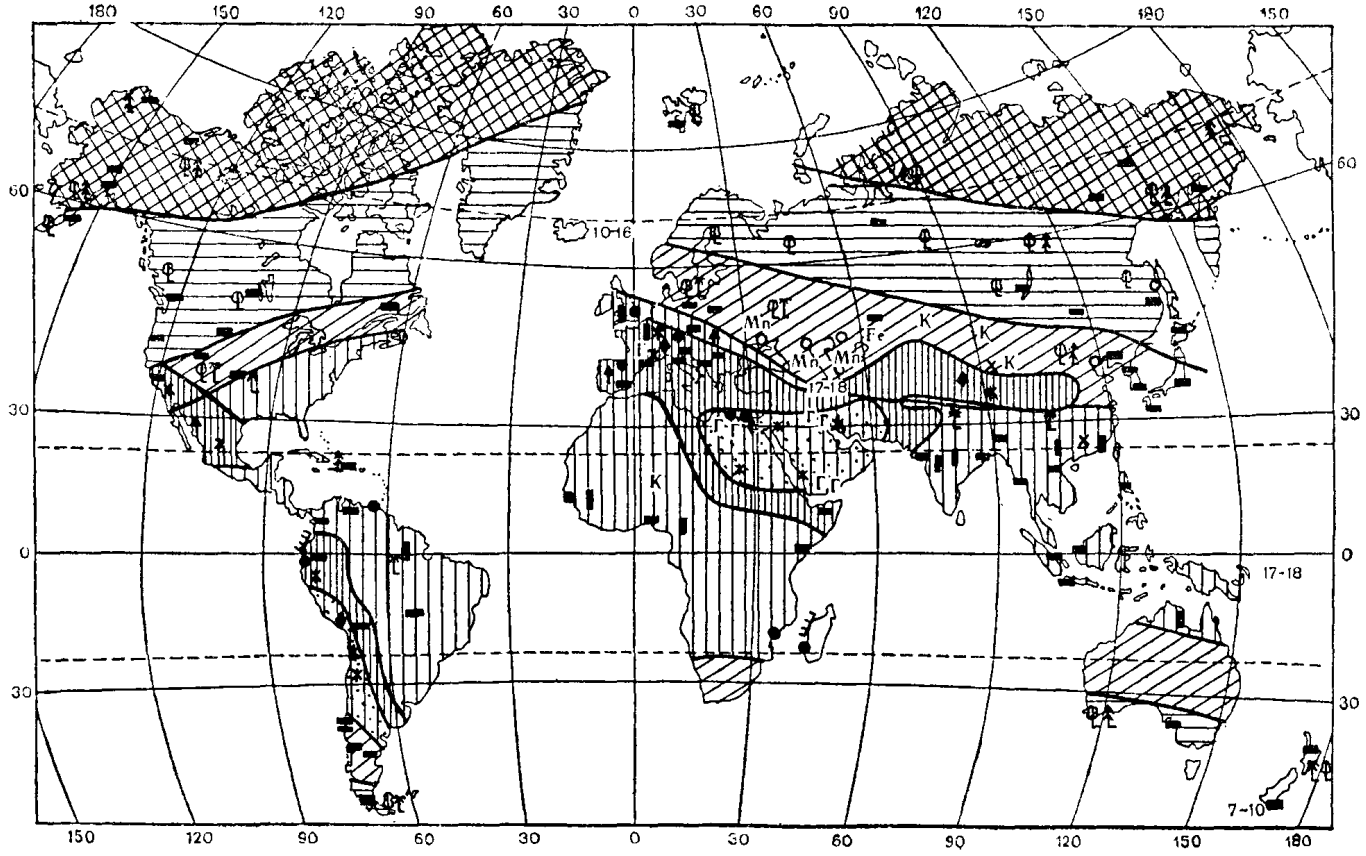


Рис. 18.8. Климатическая зональность материков в олигоценовую эпоху (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

Близкая зональность установлена по распространенности растительности. Вечнозеленая тропическая растительность произрастала почти на всей территории Европы, Центральной и Южной Азии в палеоцене и эоцене. Ареал развития такой растительности очерчивает области тропического и ослабленного тропического климата. Умеренные условия существовали в северной и южной зонах, где росли хвойные и хвойно-широколиственные леса. Они занимали значительные части Северной Азии, Арктику и Антарктиду. Происшедшее в олигоцене похолодание вызвало существенное сокращение ареала развития тропических представителей животного и растительного царств.

18.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В палеогене были сформированы крупнейшие месторождения бокситов латеритного и латеритно-осадочного происхождения как в пределах платформ, так и в подвижных поясах. Месторождения бокситов располагаются в Австралии (п-ов Йорк, побережье залива Карпентария), в Африке, на склонах Леоно-Либерийского щита, на Ямайке, в Суринаме, Гайане, в Бразилии, а также в ряде районов Средиземноморского подвижного пояса и прилегающих к нему с севера платформенных областей. К числу последних относятся месторождения бокситов Южной Украины, Северного Казахстана, Нижнего Приангарья и Западного Прибайкалья.

В олигоценовую эпоху были образованы крупнейшие месторождения марганца. Среди них месторождения Причерноморья (Никополь), Закавказья (Чиатура) и Западной Африки (Моанда). Палеогеновый возраст имеют некоторые оолитовые железные руды Северной Америки, юга Западной Сибири и Северного Казахстана.

Крупнейшие месторождения нефти Ирана, Ирака, Центральной Азии (Ферганская, Афгано-Таджикская впадины) и Венесуэлы сосредоточены в горизонтах палеогенового возраста. В Европе такой возраст имеют некоторые нефтеносные слои Предкарпатья и Предкавказья и месторождения газа Ставрополья.

Объектами добычи являются залежи каменного угля на Сахалине (бухта Угольная), в Японии (о-ва Хоккайдо и Кюсю), на востоке Китая (Фушунь). Интенсивно разрабатываются бурые угли в Германии (Рейнский угольный бассейн), в США (Северная Дакота) и на Украине.

Палеогеновый возраст имеют фосфориты Марокко, Алжира и Туниса. Широко распространены месторождения самородной серы в Иране, на побережье Мексиканского залива, в Боливии, Аргентине, Чили и Закарпатье.

Крупнейшее месторождение ртути Альмаден в Испании частично имеет палеогеновый возраст. Ртутные месторождения палеогенового возраста известны в Италии, Югославии и России. Значительные запасы урана имеют палеогеновый возраст. Таким месторождением, в частности, является месторождение в штате

Вайоминг в США. Многие залежи меди в США были образованы в палеогене — это месторождения Юта-Коппер, Бингем и др. Аналогичного возраста являются месторождения меди Чили и Боливии, а также меди и молибдена Перу.

В вулканогенных образованиях Чукотки сосредоточены крупные проявления золота и серебра. Палеогеновый возраст имеют свинцово-цинковые месторождения Дальнего Востока, например месторождение Дальнегорск. С гранитами палеогенового возраста связано месторождение графита Сонора в Мексике.

ГЛАВА 19. НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

19.1 СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СТРАТОТИПЫ

Неогеновый период начался 23,5 млн лет назад и закончился 1,65 млн лет назад. В качестве самостоятельного стратиграфического подразделения неоген был выделен австрийским геологом М. Гернесом в 1853 г., но до конца 60-х годов XX в. входил в состав третичной системы. Для неогена до сих пор нет общепринятых ярусов. Только в Европе существуют три самостоятельные шкалы. Одна из них установлена для Средиземноморской провинции и пользуется наибольшим признанием, а две другие для внутриконтинентальной Европы, т. е. для центральной и восточной частей Паратетиса. Подразделения неогеновой системы приведены в табл. 19.1.

Корреляция между ярусными подразделениями неогена условна и встречает большие трудности. По-разному проводится граница между миоценом и плиоценом. В частности, многие относят понтический ярус к миоцену. Много неясностей с положением границы неогена и четвертичной системы. Российские исследователи долго предпочитали относить апшеронский ярус к неогеновой системе; ныне он, как и его средиземноморский эквивалент — калабрийский ярус, считается четвертичным.

Во время работ по глубоководному бурению, начатых с 1968 г. на научно-исследовательском судне «Гломар Челленджер», впервые была осуществлена глобальная корреляция кайнозойских отложений океанов и материков. Детально разработанные стратиграфические шкалы увязывались между собой по комплексам планктонных фораминифер, известкового нанопланктона, радиолярий и диатомей, а также на основе сопоставления палеомагнитных данных. Палеомагнитные данные, а также определение радиометрического возраста вулканических пеплов, способствуют корреляции разнофациальных отложений разных бассейнов.

Название «миоцен», предложенное Ч. Ляйелем в 1841 г. для верхнего подразделения третичной системы, происходит из двух слов: «миос» — малый и «ценос» — новый. Плиоценовыми (дословно «плиоцен» — более новый) впервые назвал Ч. Ляйель в

Таблица 19.1

Общие стратиграфические подразделения неогеновой системы

Номер зон планктонных фораминифер	Отдел	Подотдел	Региональные (местные) ярусы		
			Средиземноморье	Западный Паратетис	Восточный Паратетис
21	плиоцен	верхний	пьяченцский	румынский	акчагыльский (куяльницкий) $N_2ak(N_2kl)$
18		нижний	занклийский	дакийский	киммерийский N_2k
17	миоцен	верхний	мессинский	понтический	понтический N_1p
16			тортонский	паннонский	мэотический N_1m
15					
14		средний		сарматский	сарматский N_1sr
13			серравалийский	баденский	конкский N_1kn
9					караганский N_1kr
8			лангийский		чокракский N_1tc
7		нижний	бурдигальский	карпатский	тарханский N_1t
6				оттнангский	коцахурский N_1kz
5				эггенбургский	сакараульский N_1s
4			аквитанский	эгерский (верхняя часть)	кавказский N_1k

1841 г. отложения, которые завершали третичную систему. Название региоярусов даны по наименованию стратотипических местностей в Средиземноморье или в отделенных от Средиземного моря бассейнах, известных под общим названием Паратетис, а конкретнее — в Венском бассейне (Западный Паратетис) и в Понто(Черноморско)-Каспийской области (Восточный Паратетис), где подразделение неогена было впервые предложено Н. И. Андрусовым и в дальнейшем усовершенствовано.

19.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир неогена имеет типично кайнозойский облик, который в конце периода приобретает современные черты. В морях неогена продолжали развитие те же группы организмов, что и в палеогене. Преобладали простейшие, двустворчатые и брюхоногие моллюски, остракоды. Все они имеют важное стратиграфическое значение. Реже, чем в более древних отложениях, обнаруживаются остатки мшанок, губок, кораллов, брахиопод, иглокожих, рыб и водных млекопитающих (рис. 19.1).

В составе фораминиферовой фауны произошли крупные изменения. Вымерли нуммулиты, ассилины и дискоциклины, но очень обильной стала фауна планктонных фораминифер. Среди бентосных ассоциаций господство принадлежало двустворчатым и брюхоногим моллюскам, которые в неогене достигли исключительного разнообразия. В морях с нормальной соленостью воды обитали Nucula, Fissurella, Cardita, Venus, Turritella, Cerithium, Conus. В замкнутых опресненных бассейнах, в частности в бассейне Паратетиса, известен совершенно иной комплекс моллюсков: Mactra, Congeria, Ervillia, Mytilus, Dreissena, Didacna.

Большим развитием пользуются пресноводные и наземные формы — Unio, Planorbis, Melanopsis, Helix, Viviparis. В конце неогена состав моллюсков практически не отличается от современного состава.

В морях с нормальной соленостью обитали кораллы, но ареал их развития стал сокращаться. Границы развития рифов постепенно смещались в сторону экватора. В морях обитали радиолярии, губки, иглокожие, мшанки и брахиоподы. В конце неогена их облик приобрел современный вид.

Среди водных позвоночных господствовали костистые рыбы. Их остатки встречаются как в нормально-морских, солоноватоводных, так и в пресноводных бассейнах. Много остатков хрящевых рыб. В начале неогена появились ластоногие, тюлени и моржи. Моря неогенового периода характеризовались богатством одноклеточных водорослей — диатомовых и золотистых (кокколитофориды). Последние имеют важное стратиграфическое значение.

Сильно меняется состав организмов суши. Особенно глубокие изменения претерпела фауна млекопитающих, которые приспособились к обитанию в густых лесах, лесостепных, степных и полупустынных районах. Возникли и широко распространились совре-

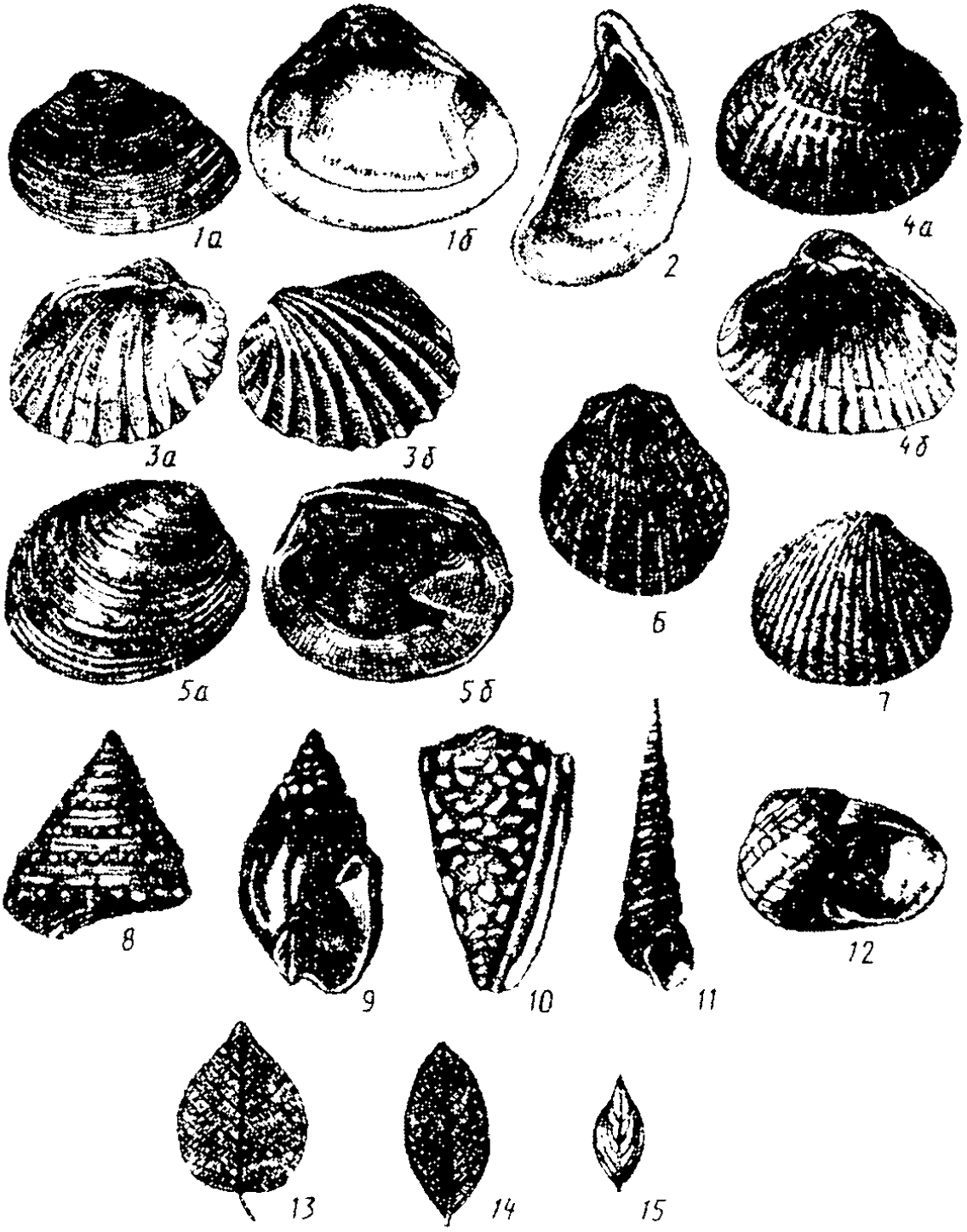


Рис. 19.1. Характерные представители неогеновых организмов.
Двустворчатые моллюски: *1а, 1б* — Mactra (K—Q); *2* — Dreissena (N_2—Q); *3а, 3б* — Didacna (N_2—Q); *4а, 4б* — Lymnocardium; *5а, 5б* — Tapes gregaria (N_1^3); *6* — Spondylus tenuispina; *7* — Cardita volgensis. Гастроподы: *8* — Trochus podolicus (N_1^3); *9* — Buccinum; *10* — Conus; *11* — Turritella imbricataria; *12* — Helix. Покрытосеменные растения: *13* — Betula (береза); *14* — Laurus (лавр); *15* — Cornus (кизил)

менные семейства и роды хищных, копытных и хоботных. Так, в миоцене появились медведи, гиены, куницы, собаки, барсуки, мастодонты, носороги, быки, овцы, а в плиоцене — ласки, росомахи, слоны, гиппопотамы, олени, гиппарионы (трехпалые лошади) и настоящие лошади.

Приматы в неогене обитали не только в лесах, но и стали осваивать открытые пространства. В верхнемиоценовых отложениях

Европы обнаружены остатки обезьян — дриопитеков, напоминающих современных шимпанзе. Древнейшим представителем гоминид считается раманипитек, остатки которого обнаружены в отложениях верхнего миоцена Индии и Кении. Много ископаемых остатков гоминид описаны из отложений верхнего плиоцена Восточной и Южной Африки. Все они принадлежат разновидностям австралопитека — собственно австралопитеку, парантропу и зинджанотропу. Все перечисленные остатки по строению ближе к скелету людей, чем любая из современных человекообразных обезьян.

Хотя наземная флора неогена по своему составу близка к палеогеновой, но в ее составе появились ассоциации, сильно напоминающие современные. В связи с развитием похолодания состав флоры стал более дифференцированным. Происходит постепенное оттеснение в сторону экватора теплолюбивых форм — пальм, миртовых, лавровых. В умеренных широтах большое развитие получили тополь, береза, ива, клен, грецкий орех, ель, сосна, пихта и др. Появились и широко распространились в течение неогена лесостепные, степные, таежные и тундровые ассоциации растительности.

19.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В течение миоценовой эпохи получают дальнейшее развитие и усиливаются тенденции, наметившиеся в конце эоцена — олигоцене. Продолжается расширение и углубление Атлантического и Индийского океанов и Евразийской котловины Северного Ледовитого океана (рис. 19.2). Ось спрединга Аравийско-Индийского хребта преодолевает разлом Оуэн и протягивается в Аденский залив, обусловливая его раскрытие. Начинается рифтогенез в Красном море, но он еще не доходит до новообразования океанской коры. Разрастается Восточно-Африканская рифтовая система, в которой теперь прорисовываются обе ее основные ветви — Западный и Восточный рифты. В Западном Средиземноморье Корсика и Сардиния отодвигаются от южного побережья Франции, что приводит к раскрытию Алжиро-Провансского бассейна. В конце эпохи начинается формирование еще одной впадины — Тирренской, явившееся следствием отделения Сицилии и Калабрии от Сардинии и их перемещения к юго-востоку.

В становлении покровно-складчатой структуры европейской и североафриканской частей Альпийско-Гималайского пояса очень большое значение имели деформации сжатия конца раннего — начала среднего миоцена, получившие название штирийской фазы орогенеза (Штирия — провинция юго-восточной Австрии). Именно в эту фазу оформилась шарьяжная структура внешних зон Бетской Кордильеры, Магребид, Эр-Рифа, Телль-Атласа, Апеннин, Динарид, Эллинид, Карпат и смежных крыльев их передовых прогибов. После этой фазы растяжение во внутренних частях

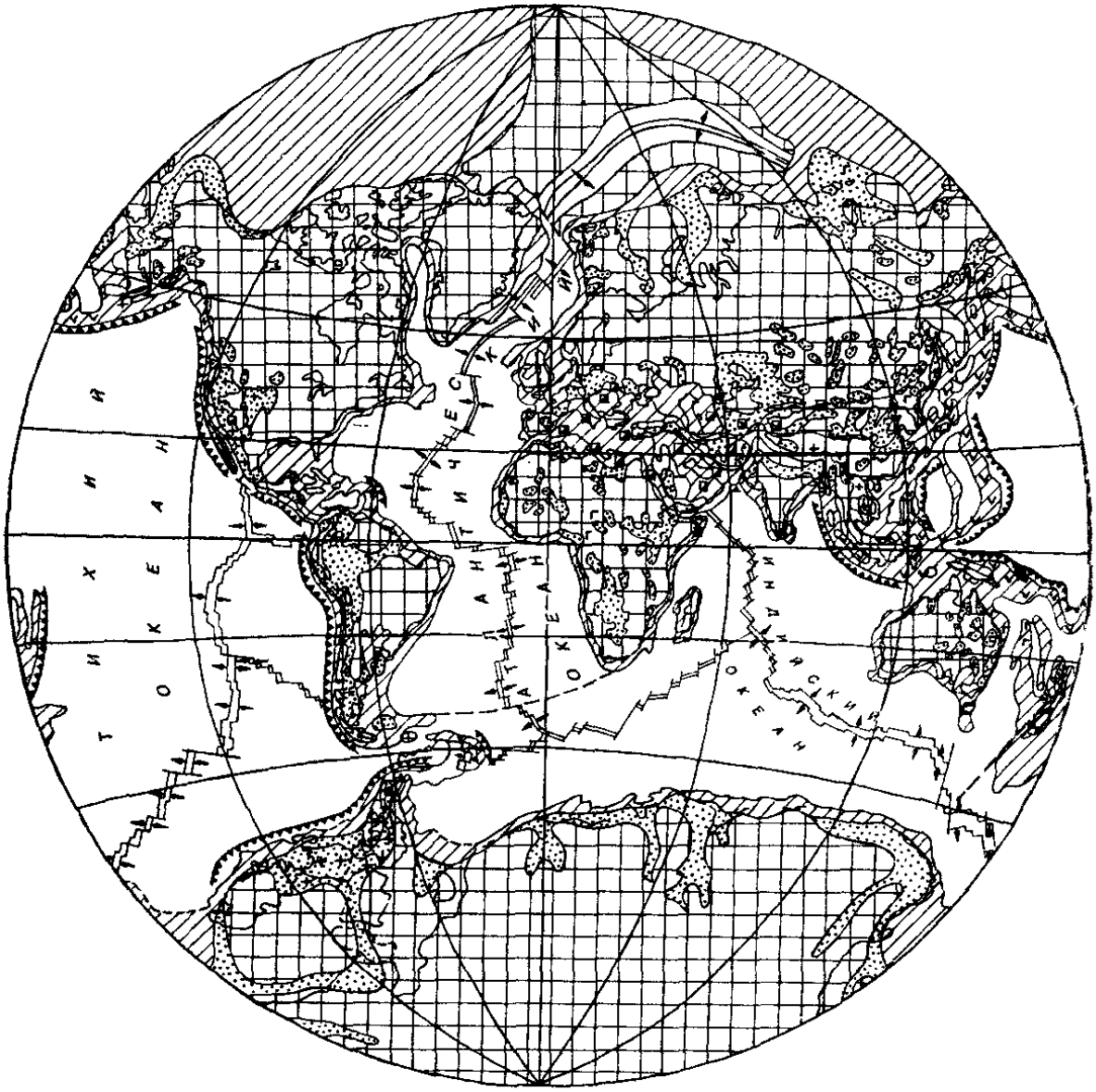


Рис. 19.2. Палеогеографическая реконструкция для миоценовой эпохи (по В. Е. Хаину А. Н. Балуховскому, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

альпийского пояса привело к началу образования Венской, Паннонской и Трансильванской впадин, вошедших в состав Паратетиса, а также Эгейской впадины. А закрытие проливов вдоль передовых прогибов Бетской Кордильеры и Эр-Рифа и поднятие Гибралтарской дуги привело к отделению Средиземного моря от Атлантического океана. Вместе с прекращением связи с Индийским океаном это послужило причиной так называемого «мессинского кризиса солености» — в условиях жаркого и сухого климата замкнутый Средиземноморский бассейн подвергся энергичному испарению, уровень его резко понизился, в остаточном водоеме накопилась мощная соленосная толща.

В ряде районов этой части альпийского пояса, в Магребидах, внутренних зонах Апеннин, Динарид, Эллинид, в районе Паннонской впадины в миоцене проявляется вулканизм — известково-щелочной ближе к остаточным зонам субдукции на юге, щелочно-базальтовый в удалении от них.

Расположенный на северной окраине Средиземноморья крупный бассейн Западного Тетиса превратился в самостоятельный

полуизолированный бассейн, названный Паратетисом. Возвышающаяся над уровнем воды осевая часть Карпат, в том числе и ранее существовавшая флишевая область, подвергается интенсивному размыву. В раннем миоцене Западный Паратетис представлял собой узкий пролив, простиравшийся от Венского до Штирийского бассейнов в Закарпатье, с расширением в Трансильвании и ответвлением в Предкарпатский залив. Молдавский пролив связывал Западный Паратетис с Восточным. В течение миоцена происходили многократные сужение и расширение Западного Паратетиса. Менялись соленость вод, глубина и состав осадков. Западный Паратетис прекратил свое существование в позднем миоцене, когда появились типично континентальные озерно-аллювиальные осадки. В предгорных прогибах в это время начали формироваться молассы, в которых наряду с терригенными осадками принимали участие туфы, эвапориты и известняки. В самом конце миоцена усиливается базальтовый вулканизм.

В Восточном Паратетисе, или Понто-Каспийском бассейне, накапливались мощные глинистые и песчано-глинистые осадки с участием карбонатного материала. В глубоководных зонах мощность глинистых осадков достигает 2 км. В раннем и среднем миоцене Понто-Каспийский бассейн соединялся с морями с нормальной соленостью вод, но временами эта связь прерывалась и тогда воды в нем опреснялись. Помимо Западного Паратетиса Понто-Каспийский бассейн через Нахичеванский пролив связывался с морскими бассейнами, находившимися на востоке Турции и северо-западе Ирана.

В восточной части Альпийско-Гималайского пояса, в частности на Большом Кавказе, главной фазой альпийского орогенеза была не штирийская, а более поздняя — позднемиоценовая (она известна как валахская — от румынской исторической области Валахия или роданская — от латинского названия р. Роны). Деформации этой фазы были связаны с быстрым продвижением к северу Аравийской плиты, начавшей откалываться от Африки. С этим же процессом связана складчатость внешней зоны хр. Загрос в юго-западном Иране. За фазой сжатия последовала мощная вспышка наземного андезитобазальтового вулканизма на обширной площади азиатской Турции, южного Закавказья и северо-западного Ирана.

В позднем миоцене в пределах Большого и Малого Кавказа возникают горные массивы. В межгорных и предгорных впадинах накапливаются грубообломочные молассы. Одновременно с поднятием Кавказа усиливаются и ускоряются поднятия Альп, Динарид, Эллинид, Понтид, Анатолид и Таврид. В их пределах активизируются вулканические явления. Состав вулканитов меняется от известково-щелочного андезитобазальтового в начале эпохи до более кислого в конце миоцена, когда стали извергаться риолиты, игнимбриты и андезиты.

В середине миоцена прекращают свое существование морские проливы, соединявшие Средиземноморье с бассейнами Индийско-

го океана через Сирию, Ирак и Восточный Тавр. В зоне Персидского залива в лагунных и мелководно-морских условиях отлагались рифогенные и ракушняковые известняки, мергели, ангидриты, а в условиях большого засолонения — ангидриты, гипсы и каменные соли. Во впадинах Ирана, которые еще в начале миоцена не потеряли связи с открытым морем, накапливались известняки, а позднее, когда проливы прекратили свое существование и моря высохли, в них стали отлагаться континентальные красноцветные молассы. Но переслаивающиеся с молассами пачки известняков с фауной свидетельствуют о том, что нормально-соленые воды неоднократно проникали в эти впадины.

В Гималаях мы снова сталкиваемся с проявлениями среднемиоценовой фазы деформаций. К ней здесь относится образование Главного Центрального надвига этой системы, по которому Высокие Гималаи были надвинуты на Низкие, а также становление гранитных батолитов Высоких Гималаев — продуктов плавления их кристаллического фундамента.

Продолжающаяся коллизия Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит выразилась не только в воздымании Гималаев, но и в дальнейшем разрастании Центральноазиатского орогена, распространившегося теперь на Тянь-Шань, Алтае-Саянскую область, Монголию, Забайкалье и Прибайкалье.

Серьезные изменения произошли в миоцене в Юго-Восточной Азии, включая Индонезию. К ним относится становление Зондско-Бандской вулканической дуги и сопровождающего ее желоба (северо-западная часть дуги, до Явы на юго-востоке, возникла раньше), образование другой, более короткой и более северной дуги Сулу, обособление в тылу первой из них глубоководных котловин морей Андаманского, Флорес и Банда, а в тылу второй — моря Сулу, а также развитие рифтовых систем, продолжающихся с континента в Сиамский залив и залив Бакбо Южно-Китайского моря, глубоководная котловина которого заканчивает свое формирование. Индонезийские дуги смыкаются на востоке с Филиппинской дугой, принадлежащей уже восточной окраине Азиатского материка. Эта окраина в миоцене также претерпевает значительные изменения своего структурного плана. Они выражаются в основном в продолжающемся отодвигании вулканических дуг от материка в связи с раскрытием в тылу этих дуг глубоководных впадин окраинных морей. К последним относятся кроме Южно-Китайского моря Восточно-Филиппинская впадина, Японское море, Южно-Охотская и Командорская впадины; в конце эпохи начинается рифтинг в троге Окинава в Восточно-Китайском море. В итоге принимает почти современные очертания вся система окраинных морей и островных дуг восточного обрамления Евразийского материка.

Дальнейшее развитие получила в миоцене и островодужная — окраинноморская система Меланезии в восточном обрамлении Австралийского материка. Крупных преобразований по сравнению с олигоценом здесь не произошло.

Северо-Американские Кордильеры продолжали воздыматься, причем скорость их поднятия резко возросла в позднем миоцене. Вместе с тем возрастает их блоковое расчленение по системе сдвигов, из которых наиболее широко известен благодаря своей высокой сейсмичности сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии, а также сбросов. В наиболее широкой части Кордильер образуется структурная депрессия области Бассейнов и Хребтов, состоящая из клавиатуры горстов и грабенов; на глубине ей отвечают утонение коры и подъем разуплотненной мантии.

После некоторого ослабления вулканизма в раннем миоцене в среднем миоцене в Кордильерах произошла новая мощная его вспышка. Огромные излияния толеитовых и щелочных платобазальтов имели место в бассейне р. Колумбия, южнее и севернее извергались известково-щелочные (ближе к океану), бимодальные и щелочные вулканиты.

Анды испытали в миоцене трн импульса складчатости, магматизма, метаморфизма, объединенные на юге в тектоническую фазу Кечуа. Наиболее мощным из них являлся последний импульс, на границе с плиоценом; сильнее всего он проявился в Северных Андах, где сыграл решающую роль в оформлении их структуры; здесь он называется андской фазой. Фазы вулканизма перемежались с фазами складчатости и метаморфизма.

Значительные площади континентов за пределами орогенов постепенно втягивались в миоцене в поднятия. В Северной Америке началось воздымание восточной окраины платформы, от Аппалачей до Гренландии. В Евразии поднимается Урал; значительная часть Восточно-Европейской платформы и Сибирская древняя платформа превращаются в возвышенные равнины. Устойчивые погружения сохраняются лишь в Северном море. На юге платформы морские условия чередовались с континентальными. Угленосные и аллювиально-озерные и озерно-дельтовые песчано-глинистые осадки переслаиваются с морскими терригенно-карбонатными толщами. В полуизолированных заливах и в лагунах формировались эвапориты.

На территории Западно-Сибирской плиты и в Тургайском прогибе в миоцене преобладали озерно-болотные условия.

В течение миоцена Сибирская платформа превратилась в возвышенную равнину. Только в сравнительно узких речных долинах отлагались песчано-галечные осадки. Такого рода отложения известны в бассейне рек Хатанга, Алдан, Ангара, Вилюй, Лена и во впадинах Прибайкалья.

Интенсивные поднятия происходили на Тянь-Шане, на востоке Казахстана, в Алтае-Саянской области, Прибайкалье и Забайкалье, Становом хребте и на Охотском массиве. Расширяются поднятия на Северо-Востоке России. В возникших крупных межгорных впадинах, многие из которых были заняты озерами и болотами, отлагались терригенные осадки со слоями бурых углей и лигнитов. На арктической окраине Евразии и в условиях нормальной солености отлагались глины, а в прибрежной зоне — парали-

ческие угленосные толщи. В пределах Новосибирского плато изливались толеитовые базальты. Базальты известны во впадинах Байкальской рифтовой системы, на востоке Сихотэ-Алиня, в межгорных впадинах Монголии, Китая, Лаоса, Вьетнама и на Малакском полуострове. Ферганская, Нарынская, Таримская, Цайдамская и ряд других межгорных впадин Средней и Центральной Азии были заняты засолоненными озерами. Здесь в основном осаждались каменная соль и сульфаты.

На протяжении миоценовой эпохи на Южно-Американской платформе продолжалась трансгрессивная стадия. В процессе этой стадии открывается пролив Дрейка, который непрерывно расширяется. Крупный морской залив возник в раннем миоцене на северо-востоке Бразилии. Он обрамляется аллювиальной низменностью. На атлантической окраине трансгрессия в раннем миоцене стала максимальной. Внешняя часть окраины достигла батиальных глубин. В среднем миоцене наступила регрессия. В это время море не только покидает окраины континента, но и наступает сильная денудация возвышенной равнины. Поступающий с нее обломочный материал концентрируется в глубоководном конусе выноса р. Амазонки.

В течение миоцена возникают протяженные и высокие горные хребты и межгорные впадины в Андах. В межгорных впадинах находились озера. В речных долинах накапливались конгломераты. Общее погружение охватило тихоокеанскую активную окраину континента. В ее пределах накапливались шельфовые, преимущественно глиинстые и отчасти песчано-глинистые осадки. В сторону континента приморские участки сменялись высокими береговыми уступами, за которыми находились межгорные впадины, отдельные вулканические горы и протяженные цепочки вулканов.

После регрессии в конце олигоцена на окраинах Африканского континента вновь расширяются площади омывавших его морских бассейнов. Прошедшие на востоке континента сводовые поднятия послужили причиной смещения с востока на запад континентального водораздела и более крутого наклона континента в сторону Индийского океана. В конце олигоцена — начале миоцена возникли рифтовые системы, образование которых совпало с мощными вулканическими извержениями. Изливались базальты, фонолиты, нефелиниты, трахиты. Во впадинах рифтовой системы накапливались грубообломочные и глинистые осадки. На северо-западной окраине континента отлагались карбонатно-терригенные и глинистые толщи. На севере морские карбонатно-терригенные толщи в позднем миоцене сменяются континентальными красноцветами. В Ливии формировались известняки и гипсы, а в Египте — карбонатно-глинистые и глинистые толщи. Впадину Красного моря заполняют известняки и мергели. В конце миоцена морской бассейн превращается в лагуну, в которой, так же как и в Средиземном море, начали отлагаться эвапориты. Связь с Индийским океаном установилась только в самом конце миоцена, но в то же вре-

мя соединение со Средиземным морем прекратилось. Накопление эвапоритов прерывалось излияниями щелочных базальтов.

Вдоль индийской окраины и на Мадагаскаре происходило накопление карбонатно-глинистых и карбонатно-песчаных толщ. Мощность дельтовых турбидитов во впадине Кисмайо составляет 1,5 км. Карбонатные отложения формировались на юго-западной окраине континента. В пределах шельфа Анголы и в Гвинейском заливе отлагались преимущественно глинистые толщи, а в дельте Нигера — угленосные.

В миоцене суша Австралийского континента становится еще более низкой, чем в олигоцене. На востоке продолжали изливаться щелочные базальты. На окраинах материка накапливались карбонатные осадки. Крупное поднятие возникло на Новой Гвинее. В прогибе к северу от него отлагались турбидиты. Мощный вулканизм происходил в системе дуг Меланезии. Мощность андезитов, туфов и пачек известняков достигает 2 км.

Активно воздымается суша Новой Зеландии. В прилегающих прогибах отлагались глины. В Тасмановом море осаждаются красные цеолитовые глубоководные глины и пепловые туфы. В Коралловом море отлагались карбонатные илы, в Новогебридском бассейне — красные цеолитовые глины и пеплы.

Условия осадконакопления как на Антарктическом континенте, так и в прилегающих зонах океана полностью контролировались материковым оледенением. До позднего миоцена оледенение было горным, а затем ледниками стали покрываться равнины и низменности. Возникли тундровые ландшафты. Имеются сведения о том, что континент прошел через несколько фаз дегляциации, когда практически полностью исчезали ледниковые покровы. Основанием для такого вывода служат находки водорослей и остатков наземной растительности в центре Трансантарктических гор. Обломочный материал ледниками и водными потоками выносился с континента и отлагался в прибрежной части океана. На шельфе и континентальном склоне накапливались гляциально-морские осадки и турбидиты с небольшой долей участия кремнистых отложений. На суше формировались мощные моренные отложения, которые заполняли глубокие ледниковые долины. На активной окраине континента продолжался щелочно-базальтовый наземный вулканизм. Извержения лав кислого и среднего состава происходили на северо-востоке Антарктического полуострова.

В миоцене продолжалось расширение Атлантического океана. Существенно усилился подводный вулканизм, сопровождаемый изменением глубины и возникновением новых подводных гор. Увеличиваются площади накопления карбонатных илов и мелоподобных осадков на склонах срединного хребта, что скорее всего было связано со снижением уровня карбонатной компенсации. Увеличивается роль кремнистых осадков. Особенно велика роль диатомовых и радиоляриевых илов в котловинах Центральной Атлантики. Широко развиты гемипелагические осадки, представленные гли-

нистыми турбидитами. В Карибском бассейне отлагались карбонатно-глинистые илы.

Индийский океан углубляется и расширяется. Вследствие усиления циркумантарктического течения и увеличения сноса обломочного материала с Антарктиды в Африкано-Антарктической котловине возрастает площадь накопления глинисто-кремнистых илов и гляциально-кремнистых осадков. Далеко в Центральную котловину простираются подводные конусы Ганга-Брахмапутры и Инда. Мощность дельтовых турбидитов в приустьевой области составляет около 4 км. Усиливается снос в Сомалийскую и Мадагаскарскую котловины. Возникает небольшая по размерам приэкваториальная зона повышенной кремнистой продуктивности в Центральной и Западно-Австралийской котловинах. Темп карбонатонакопления увеличивается в Чагос-Лаккадивском и Восточно-Индийском хребтах. Одновременно возрастает мощность красных абиссальных глин в Маскаренской и Западно-Австралийской котловинах. Возникают новые подводные горы в Коморском архипелаге. На плато Кергелен и в Западно-Австралийской котловине изливаются базальты.

В Тихом океане широкое распространение получают красные глины. В приконтинентальных частях кремнистые илы ассоциируются с разными типами осадков и получают циркумтихоокеанское распространение. На юге океана возрастает скорость отложения гляциально-морских турбидитов и глин. Одновременно с ними возникает большое число подводных гор вулканического происхождения.

На склонах Алеутской дуги отлагались вулканогенные турбидиты, глины, кремнистые илы и пепловые туфы. В пределах Южно-Охотской впадины и в котловине Японского моря отлагались глинистые турбидиты с примесью вулканогенного материала. На склонах котловин возникли вулканические горы. Продолжалась вулканическая деятельность в Бонин-Марианской и Кюсю-Палау вулканических дугах. Появились новые подводные вулканические горы в Западно- и Восточно-Филиппинском бассейнах. В пределах дуг и в прилегающих бассейнах отлагались вулканогенные турбидиты, кремнистые и карбонатные илы и пепловые туфы.

На долю плиоцен-четвертичного времени, т. е. последних шести миллионов лет истории Земли, приходится завершение создания современного структурного плана и рельефа нашей планеты (рис. 19.3).

В океанах в это время шли формирование гребневых зон срединно-океанских хребтов и углубление абиссальных котловин и глубоководных желобов. При этом Атлантический, Индийский океаны и Евразийская котловина Северного Ледовитого океана медленно расширялись, а площадь Тихого океана сокращалась, несмотря на быстрое расширение Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятий. Ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия вклинилась в тело Северо-Американского континента, вызвав образование рифта Калифорнийского залива. На его северном

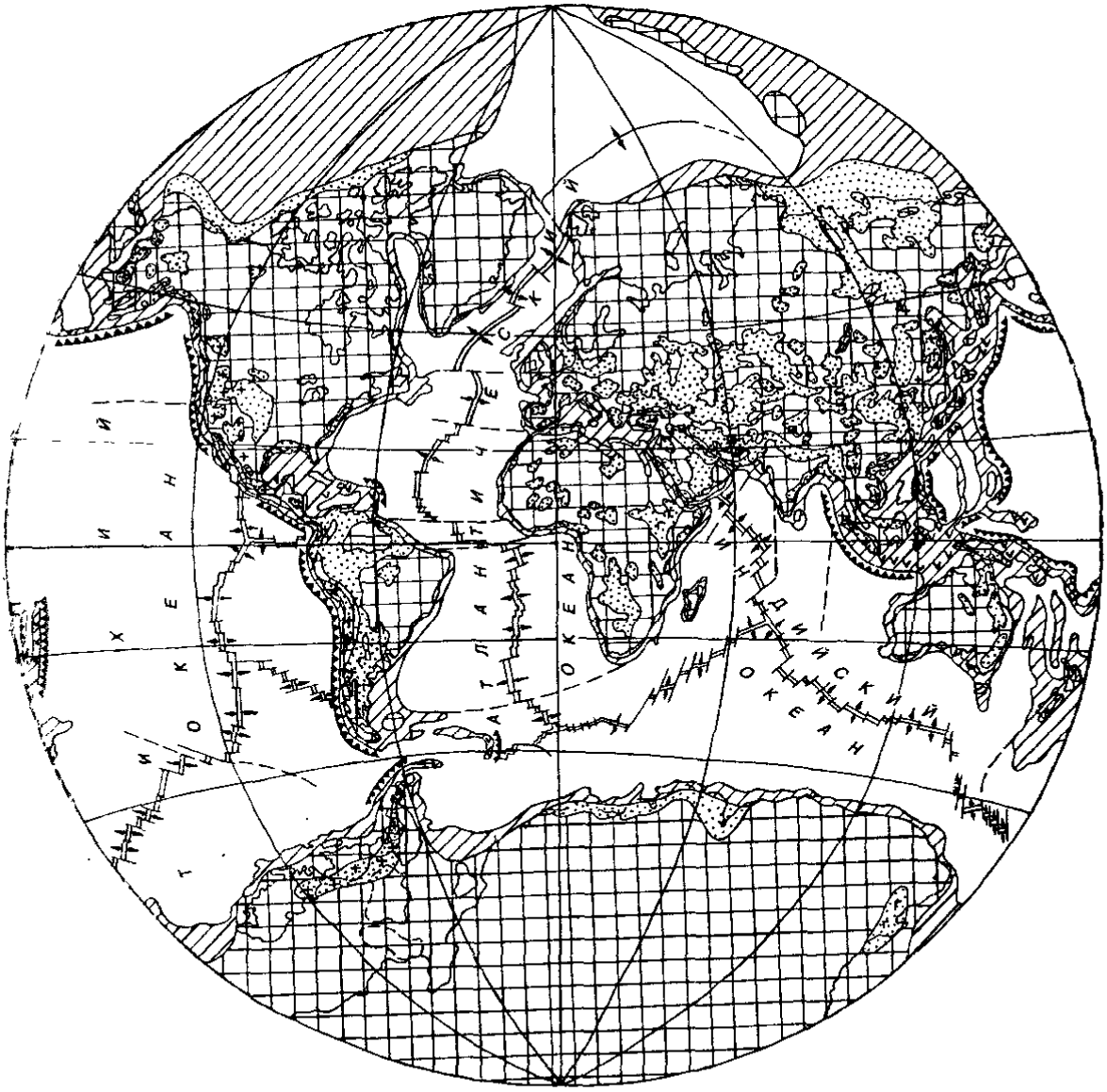


Рис. 19.3. Палеогеографическая реконструкция для плиоценовой эпохи (по В. Е. Хаину и А. Н. Балуховскому, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 9.3

и северо-восточном продолжениях развивались континентальные рифты Кордильер. Калифорнийская окраина Тихого океана окончательно превратилась в окраину трансформного типа. Севернее широты мыса Мендосино против побережья Северной Америки сохранились ось спрединга и зона субдукции, над которой протягивалась активная доныне вулканическая цепь Каскадных гор. Та же обстановка наблюдается в районе Мексики и Центральной Америки с Трансмексиканским и Центральноамериканским вулканическими поясами. Панамская вулканичесая дуга превращается в середине плиоцена в Панамский перешеек, связывающий Северную и Южную Америку и окончательно отделяющий Карибское море от Тихого океана.

В Атлантическом океане наряду с зоной субдукции вдоль вулканической дуги Малых Антильских островов на юге развивается аналогичная Южно-Сандвичева система дуги и желоба. На восточной окраине Тихого океана возникает еще одна глубоководная впадина — Западно-Марианская — продукт расщепления Марианской вулканической дуги, а на юго-восточной периферии того же

океана — северная котловина моря Фиджи и узкий междуговой прогиб Лау. Последний тоже образуется за счет расщепления единой прежде вулканической дуги на две — западную Лау-Колвиля, с угасшей вулканической деятельностью, и сохранившую такую активность восточную дугу Тонга-Кермадек.

Очень важным событием рассматриваемого времени является начавшееся столкновение Зондско-Бандской дуги Юго-Восточной Азии с продвигавшимся к северу материком Австралии — Новой Гвинеи. Результатом этого столкновения явились отделение Индийского океана от Тихого, образование сложной структуры о. Тимор и изгиб к северу восточного сегмента Зондско-Бандской дуги под напором «шпоры Сулу» — островодужного «отростка» Новой Гвинеи.

Другим событием было образование в самом начале плиоцена Гибралтарского пролива со вторжением атлантических вод в Средиземноморский бассейн, положившим конец «мессинскому кризису солености». К плиоцену относится и образование Красного моря в его современном виде, с отделением Аравийской плиты от Африканской и смещением первой к северу по Западно-Аравийскому сдвигу.

Уже с конца миоцена стала резко возрастать скорость воздымания складчато-покровных и сдвигово-глыбовых горных сооружений как в Альпийско-Гималайском и Центральноазиатском поясах, так и по всему периметру Тихого океана. Именно на этот интервал времени приходится основной рост этих сооружений. На их периферии в некоторых передовых и межгорных прогибах продолжается складко- и надвигообразование, в частности на Кавказе, во впадинах Тянь-Шаня и др.

Особо надо отметить орогенез Кайкура на Новой Зеландии и одновозрастный ему на Новой Гвинее, окончательно сформировавший современный облик структуры и рельефа этих островов. Возросла также вулканическая активность большинства островных дуг западной периферии Тихого океана, но несколько ослабела в вулканических поясах Кордильер обеих Америк. В Альпийско-Гималайском поясе и в Северо-Американских Кордильерах известково-щелочной вулканизм сменяется преимущественно базальтоидным. Усиливается поднятие внутренних областей континентов, особенно Северной и Южной Америки, Африки, Индостана, Средней Сибири. Менее интенсивным было поднятие платформенной Европы и особенно Австралии, рельеф большей части которой остается низким.

В Западной Европе, Центральной и Восточной Азии, Южной Америке, Африке, Восточной Австралии, Антарктиде проявляется базальтовый, большей частью со щелочным уклоном внутриплитный вулканизм. В Восточно-Африканской рифтовой системе ареал вулканических извержений продвигается вместе с самим процессом рифтогенеза к югу. Здесь продолжают расти такие крупные стратовулканы, как Кения, Килиманджаро, Эльгон, а также целая цепь щитовых вулканов. Состав вулканитов отчетливо щелочной, с дифференциатами от базальтов до риолитов.

Регрессия, начавшаяся на континентах в миоцене, продолжала нарастать в плиоцене (см. рис. 19.3). Усиливается снос с континентов обломочного материала. Усиливается роль гляциальных осадков и возрастает площадь покровного оледенения.

В плиоцене ускорилось общее поднятие Северо-Американского континента. Морские бассейны оттесняются разрастающейся и поднимающейся сушей за пределы современных границ континента. На северо-западе Аляски суша соединялась с Чукоткой. В конце раннего плиоцена возникает Панамский перешеек. Изоляция Тихого и Атлантического океанов приводит к усилению Гольфстрима и деятельности сильных вдольбереговых и придонных течений, которые не только не способствуют накоплению осадочного слоя, но и размывают ранее сформированные осадки.

На атлантической окраине материка отлагались преимущественно глинистые толщи. Продолжается миграция в южном направлении дельтовых отложений, выносимых рекой Миссисипи.

Объем терригенного материала, сносимого с Кордильер на тихоокеанскую окраину, увеличивается. Вулканическая деятельность в Кордильерах постепенно снижается. В Британской Колумбии преобладали излияния щелочных базальтов, а в штатах Вашингтон и Невада — толеитовых базальтов. На п-ове Калифорния и в Трансмексиканском вулканическом поясе извергались андезиты, риолиты, базальты и формировались толщи туфов. В Центральной Америке преобладали извержения игнимбритов и туфов риолитов. В промежутках между извержениями формировались аллювиальные песчано-конгломератовые толщи. На севере континента на шельфе стали отлагаться гляциально-морские отложения. Это свидетельствует о появлении в полярных районах Северного полушария ледниковых покровов.

В плиоцене Куба, Гаити и Пуэрто-Рико становятся островами. На их шельфах отлагались известняки и росли рифы. Вулканическая деятельность на Больших Антильских островах ослабевает. Изливаются андезиты, риолиты и базальты. На Гаити наряду с субаквальными извержениями были и наземные. Активная вулканическая деятельность продолжалась на Малых Антильских островах. На шельфе и континентальном склоне дуги отлагались карбонаты, вулканические турбидиты и туфы. Продолжалось опускание окраинных бассейнов, в которых формировались карбонатные толщи.

В плиоцене контуры Евразии становятся похожими на современные, за исключением северной ее окраины, где в пределах современных шельфов Баренцева, Карского и Восточно-Сибирского морей располагалась суша. На Западно-Европейской платформе положение морских бассейнов сохранилось с миоцена. Северное море превращается в крупный залив. Море ингрессирует в долину Роны. В Рейнском грабене формировались аллювиальные и лимнические угленосные и озерные глинистые осадки.

На юге Восточно-Европейской платформы осадконакопление контролировалось развитием усыхающего Понто-Каспийского бассейна. В Южно-Каспийской впадине накапливались дельтовые

песчано-глинистые отложения. В Черноморском бассейне отлагались известняки-ракушняки, пески, глины, иногда с прослоями осадочных железных руд. Размеры Понто-Каспия неоднократно менялись. В отдельные отрезки времени размеры Каспийского и Черного морей становились даже меньше современных. Иногда Каспийский бассейн расширялся настолько, что его воды ингрессировали вдоль долины р. Волги и ее притоков, занимали Терскую и Куринскую впадины, вторгались в речную систему Амударьи, проникали в Арал и южную часть Казахстана. Наряду с бассейновыми фациями на территории Понто-Каспия распространены дельтовые и аллювиально-озерные фации. Соленость Понто-Каспийского бассейна менялась в зависимости от притока речных и морских вод.

На юге Западно-Сибирского региона располагалась аллювиально-озерная низменность. Обломочный материал поступал с Казахстанской и Сибирской возвышенностей и обрамляющих их горных систем.

В Средиземноморском бассейне, размеры которого продолжали сокращаться, в условиях нормальной солености вод отлагались карбонатные осадки. В прибрежных зонах они обогащены песчано-глинистым материалом. В глубоководных впадинах осадки представлены турбидитами и карбонатно-глинистыми илами. В Ионическом море и в море Леванто значительная роль принадлежала сапропелевым глинистым осадкам. В прогибах, расположенных на Апеннинском полуострове, мощность песчано-глинистых осадков достигает 4 км. В Паннонской впадине находился крупный озерный бассейн, в котором накапливались глины, обогащенные углистым веществом. Аналогичные осадки, иногда обогащенные карбонатами, формировались в озерных впадинах, на территории Анатолид, Таврид и в Загросе. На юго-востоке Ирана распространены озерные гипсоносные толщи. В межгорном прогибе Центрального Афганистана накапливалась грубообломочная моласса. Молассы формировались в межгорных прогибах Макранском, Предгималайском и в Мьянме, а также во впадинах Центральной и Восточной Азии. В ряде мест изливались базальты.

В плиоцене Индостан становится возвышенной равниной. На прилегающем шельфе и континентальном склоне отлагались терригенные и глинистые осадки. Наряду с морскими известны и дельтовые толщи. На индийской окраине Юго-Восточной Азии в районе Андаманского окраинного моря формировались глины, а в глубоководной его части — глинистые турбидиты. Большая часть о. Суматра превратилась в область сноса. В его центральной части продолжались вулканические извержения. Вулканизм на северо-западе был субаквальным, а в остальных районах — субаэральным. На западе острова и на прилегающем шельфе отлагались известково-терригенные осадки, а на склоне — турбидиты. На о. Сумба располагались крупные рифовые постройки. Сильный вулканизм характерен для центральных районов о. Ява. Вулканическая дуга в восточном направлении переходит в дугу Банда.

На тихоокеанской окраине, в том числе и в бассейнах Калимантана и Сиамского залива, формировались песчано-глинистые и песчано-конгломератовые толщи, а на склонах — терригенные турбидиты с прослоями пепловых туфов. Продолжали существовать вулканические дуги Сулавеси, Филиппин и Рюкю-Хонсю. Прекращается вулканизм в глубоководных Япономорской и Южно-Китайской впадинах и в сопряженных с ними участках. В пределах ложа глубоководных впадин отлагались глинисто-кремнистые илы и глинистые турбидиты.

В центральной зоне Камчатки возникла суша. Продолжались вулканические извержения в Камчатско-Курильской области. Среди вулканитов преобладали базальты и андезитобазальты. На западе Камчатки формировались песчано-конгломератовая и песчано-глинистая серии с прослоями ракушняков и диатомитов. На востоке им соответствуют толщи конгломератов, туфопесчаников, туфодиатомитов, лигнитов, глин и вулканитов. Последние представлены базальтами, андезитами, дацитами и туфами. На Командорах продолжали извергаться базальтовые лавы и накапливались толщи пирокластолитов. На склонах островных дуг от севера Хонсю до Командор отлагались диатомовые глины с пеплами и турбидитами.

Общее поднятие Южно-Американского континента способствовало сильной регрессии, а быстрое воздымание Анд привело к нарастанию объема грубых континентальных моласс в межгорных впадинах. В начале плиоцена морские бассейны существовали в виде небольших заливов, вдающихся в континент в районе оз. Маракайбо и на востоке Венесуэлы. На территориях, где ранее существовали глубоководные бассейны, в плиоцене возникли озерно-аллювиальные и аллювиальные низменности. В их пределах накапливались терригенные толщи, которые в сторону океана сменяются дельтовыми осадками. Помимо глин и песков присутствуют пласты лигнитов и бурых углей.

Вулканические извержения продолжались в Эквадоре. В Перу возникли новые вулканические центры. Возобновляется вулканизм в Чили. Узкие морские бассейны сохранились на юге Перу и Чили.

На территории Южно-Американского континента оформляются близкие к современным речные системы и континентальные седиментационные бассейны. Наличие тиллитов в Аргентине свидетельствует о том, что в Патагонских Андах горное оледенение возникло 5—7 млн лет назад. Позднее, около 3—3,5 млн лет назад, ледники распространились за пределы горных систем Анд.

На Африканском континенте усиливается общее поднятие. Активизируется вулканическая деятельность в Восточно-Африканской рифтовой системе. Формируются крупнейшие вулканические горы в Кении — Эльгон и Килиманджаро. Морские бассейны отступают за пределы современной береговой линии. На континенте располагались озерно-аллювиальные низменности и денудационные равнины. В пределах грабенов Восточно-Африканского рифта изливались трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и риолиты. В

течение плиоцена растет вынос терригенного материала на шельф, склоны и прилегающие океанские котловины. На северной окраине в прибрежной зоне отлагались карбонатно-терригенные осадки. В Тунисско-Ливийском заливе накапливались морские и континентальные пески, переходящие к северу в глинистые глубоководные осадки Ионического моря. В устье р. Нил формировались дельтовые отложения. На шельфах Красного моря и Суэцкого залива мощность карбонатно-терригенных отложений составляет 500 м. В глубоководной зоне отлагались глинистые турбидиты, карбонатный и кремнистый ил. В Аденском заливе накапливались карбонатные и кремнистые илы, песчаные и глинистые турбидиты и пеплы. На восточной окраине материка отлагались терригенные и карбонатно-терригенные осадки, которые в южном направлении замещаются карбонатными толщами. В сторону суши среди морских отложений появляются прослои континентальных песков и глин. На Мадагаскаре распространены континентальные аллювиально-дельтовые толщи. На шельфе и склоне осаждались карбонатно-терригенные толщи. В центральной части острова происходили извержения базальтов. Карбонатно-терригенное осадконакопление происходило на юго-западной окраине континента.

В плиоцене Австралийский континент оставался низменным. В его центральной части располагались пустыни и соленые озера, в которых отлагались карбонаты и эвапориты. На востоке и юго-востоке продолжался базальтовый вулканизм.

Усиливаются поднятия в центральной части Новой Гвинеи. Здесь возникает горный хребет, а у его подножия в условиях заболоченной низменности накапливалась угленосная моласса. На южной, западной и восточной окраинах Австралии продолжали формироваться известняки. Карбонатные илы накапливались в прилегающих глубоководных котловинах Тасманова и Кораллового морей. Только в самой глубокой части Тасманова моря отлагались красные цеолитовые глины. В дугах Меланезии продолжалась активная вулканическая деятельность. Вулканический материал поступал в соседние глубоководные бассейны и осаждался не только на склонах, но и на дне глубоководных котловин.

Контуры Новой Зеландии приближаются к современным. В прилегающих бассейнах отлагались песчаные мелководные и глинистые глубоководные осадки. В субаэральных условиях на севере о. Северный изливались базальты и риолиты и накапливались туфы.

На протяжении плиоценового времени мощность и площадь ледникового покрова в Антарктиде возрастали. Льды не только занимали сушу, но и располагались на шельфе. В стадию максимального оледенения ледниковые потоки через шельф моря Уэдделла направлялись с Трансантарктических гор к северной окраине Антарктического полуострова и проливу Дрейка. Здесь происходила разгрузка льдов от обломочного материала. Поэтому в этом регионе мощность гляциальных и гляциально-морских отложений наибольшая. На суше отлагались тиллиты, а на прилегающих шельфах — гляциально-морские осадки.

В плиоцене продолжаются расширение и погружение Атлантического, Тихого и Индийского океанов. В Атлантическом океане сокращаются площади накопления красных глин, расширяются зоны формирования карбонатных илов, что свидетельствует о снижении уровня карбонатной компенсации. Исчезает область кремненакопления в зоне апвеллинга у северо-западной окраины Африки. Основная область кремненакопления сохраняется только в южных полярных широтах. В высоких широтах Северного и Южного полушарий отлагаются гляциально-морские глинистые турбидиты. Впервые они появляются в Норвежско-Гренландском бассейне и в Баффиновом море.

В Индийском океане увеличивается площадь экваториальной зоны кремненакопления. На севере океана площадь подводных конусов выноса Инда, Ганга и Брахмапутры увеличивается. Возрастает роль глинистых турбидитов и гляциально-морских отложений в Австралийско-Антарктической котловине.

В Тихом океане расширяются области накопления красных абиссальных глин. Выделяются широтные зоны повышенного кремненакопления как на экваторе, так и в высоких широтах. Увеличивается площадь гляциально-морских турбидитов в Приантарктической области. Продолжают накапливаться вулканомиктовые турбидиты, кремнистые илы и пепловые туфы на северо-западе океана. Продолжается формирование вулканов Гавайской цепи, Каролинского поднятия, хр. Наска и подводных гор к северо-западу от хр. Хуан-де-Фука. Крупные вулканы возникли в Бонин-Марианской дуге. В пределах глубоководных впадин, на их склонах и на шельфах Северного Ледовитого океана отлагались гляциально-морские глинистые и глинисто-алевритовые осадки. В конце плиоцена появились морские льды, закрывшие поверхность океана.

В целом плиоцен-четвертичное время отличается высокой тектонической и магматической активностью, чем и объясняется большая роль событий этого времени в становлении современного лика Земли.

19.4. КЛИМАТИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Возрастающая роль континентальных обстановок в неогеновом периоде отразилась на климатических условиях. На фоне непрерывного понижения температур усиливается континентальность климата и все сильнее становятся сезонные контрасты температур.

Тропический пояс в миоцене оконтуривается по распространению латеритных покровов, латеритных и ферриаллитных кор выветривания, развитию высокомагнезиальных карбонатов, среди которых ведущая роль принадлежала оолитовым и органогенным известнякам, эвапоритам, весьма теплолюбивому комплексу морской и наземной фауны (рис. 19.4). Среди них широко представлены кораллы, коралловые полипы, орбитоиды, брюхоногие и двустворчатые моллюски с толстой раковиной, крупные млекопи-

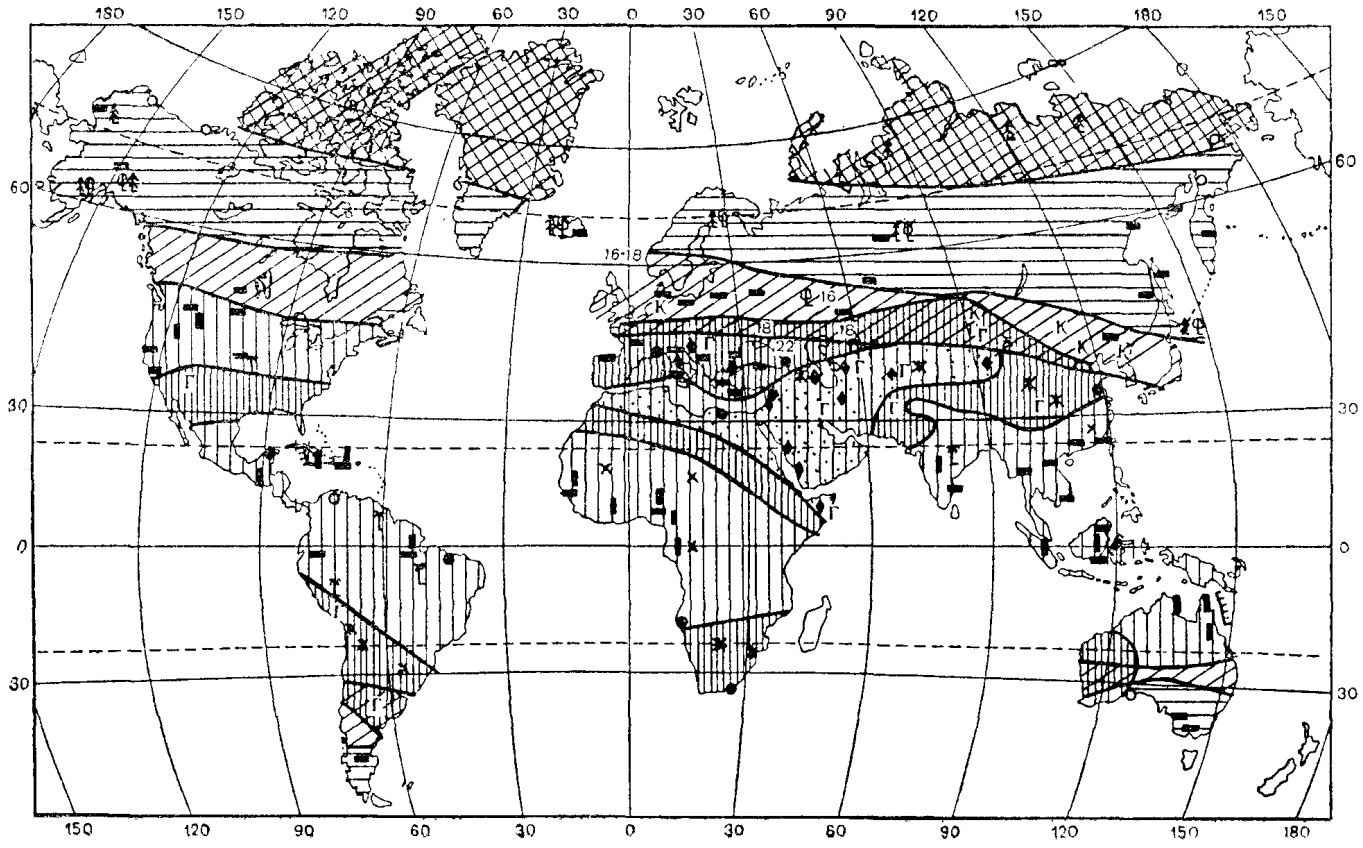


Рис. 19.4. Климатическая зональность материков в миоценовую эпоху (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначения см. на рис. 9.5

тающие, современные аналоги которых обитают в тропических лесах и саваннах.

О температурных условиях тропических поясов Северного и Южного полушарий можно судить и по палеотемпературным определениям, согласно которым температуры среды обитания мелководных моллюсков не опускались ниже 20 °С. В пределах южного и северного тропических поясов по степени увлажнения выделяются аридные, переменно-влажные и равномерно-влажные типы климата. В пределах аридной области наряду с эвапоритами и континентальными карбонатными и гипсоносными красноцветами большим развитием пользовались эоловые пески, пустынные и полупустынные растительные ассоциации. В пределах областей с переменно-влажным климатом кроме эвапоритов известны паралические угленосные толщи, каолинитовые коры выветривания и растительность, сходная с современной саванной или с жестколистными лесами современного Восточного Средиземноморья. Наземные животные представлены носорогами, антилопами, гиппарионами и грызунами.

Область равномерного увлажнения характеризовалась развитием мощных латеритов и латеритных кор выветривания. Они известны в северной части Австралии, в Африке (Гвинея, Сенегал, Нигерия), Центральной Америке и на севере Южной Америки.

В сторону полюсов состав растительности, тип корообразования, особенности осадконакопления и состав осадков менялись. В пределах субтропической области в условиях равномерного увлажнения формировались угленосные толщи, разнообразные серо- и пестроцветные терригенные и терригенно-карбонатные осадки, а выветривание носило ферриаллитный характер. Территории с субтропическим климатом в миоцене испытывали наибольшие изменения в результате нарастания как похолодания, так и континентальности климата. В наибольшей степени эти изменения коснулись северо-западной и центральной Европы, юга европейской России, Южной Сибири, Казахстана, Забайкалья и Дальнего Востока. В течение миоцена каолинитовый тип выветривания сменился гидрослюдистым. На этой территории прекращается аутигенное минералообразование, осадки приобретают серую окраску, уменьшается карбонатность, а среди представителей животного и растительного мира появляются холоднолюбивые формы и формы, способные переносить периодически наступающий холод. Ареал теплолюбивых форм сокращается. Теплолюбивые леса, состоящие из вечнозеленых и широколиственных форм, заменяются смешанными, в которых наряду с хвойными большая роль принадлежит листопадным формам.

Средние температуры среды обитания мелководных моллюсков составляли 17—20 °С, что хорошо согласуется с развитием соответствующего комплекса наземной растительности. В течение миоцена температуры менялись. Климатический оптимум отмечается на уровне среднего миоцена, но после непродолжительного потепления температуры вновь снижаются.

Похолодание, происшедшее в миоцене, в первую очередь охватило полярные и умеренные широты. Оно выразилось в сильном разрастании ледникового покрова в Антарктиде и в возникновении горных ледников в Северном полушарии.

В умеренном поясе в зоне смешанных лесов средние температуры января составляли 0...—2 °С, июля — +20...+21 °С, а годовая сумма атмосферных осадков —1000 мм. В конце миоцена лесная растительность обеднилась за счет выпадения теплолюбивых элементов. Средняя температура в конце миоцена составляла —10...—12 °С в январе и +16...+18 °С в июле, а годовая сумма атмосферных осадков — 700—800 мм. В морях северной части умеренного пояса температуры среды обитания моллюсков составляли +4...+10 °С.

В плиоценовую эпоху, несмотря на сравнительно небольшую ее продолжительность (менее 4 млн лет), отчетливо выражены две климатические фазы. Более теплая фаза характерна для раннего плиоцена, а холодные условия существовали в позднем плиоцене. Выделяются пояса экваториального тропического, субтропического, умеренного и холодного климата (рис. 19.5). В северной части тропического пояса средние температуры среды обитания моллюсков не опускались ниже 20 °С. Близкие температуры существовали в морях субтропического пояса. На суше исходя из состава растительного покрова определены следующие средние климатические параметры: средняя температура января +4 °С, июля — +24 °С, годовая сумма атмосферных осадков 1200 мм.

В умеренном поясе росли хвойно-широколиственные леса. Продолжительность теплого сезона составляла 4—5 месяцев. Средние январские температуры равнялись —10...—12 °С, июльские — +24...+18 °С. Средние температуры среды обитания моллюсков колебались в пределах +7...+18 °С. Похолодание в позднем плиоцене вызвало исчезновение теплолюбивых элементов в морской и наземной биотах. Хвойно-широколиственные леса сменились хвойно-мелколиственными и березово-ольховыми. В южной части пояса расширились ландшафты степей. В высоких широтах на смену таежной растительности пришла лесотундровая. Продолжался рост ледников. Около 2 млн лет назад практически вся Антарктида покрылась толстым слоем льда. В это же время возникли горные ледники в Южной Аргентине. В Северном полушарии первые ледники появились в Исландии. Несколько ранее, около 4 млн лет назад, первые морские льды появились вблизи Северного полюса.

Палеобиогеографическая зональность в неогене приближается к современной. Сокращаются размеры тропической биогеографической области. Увеличивается ширина умеренных фито- и зоогеографических областей Южного и Северного полушарий.

19.5. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Наибольшее значение среди полезных ископаемых, связанных с неогеновыми отложениями, имеют нефть и газ. Около одной

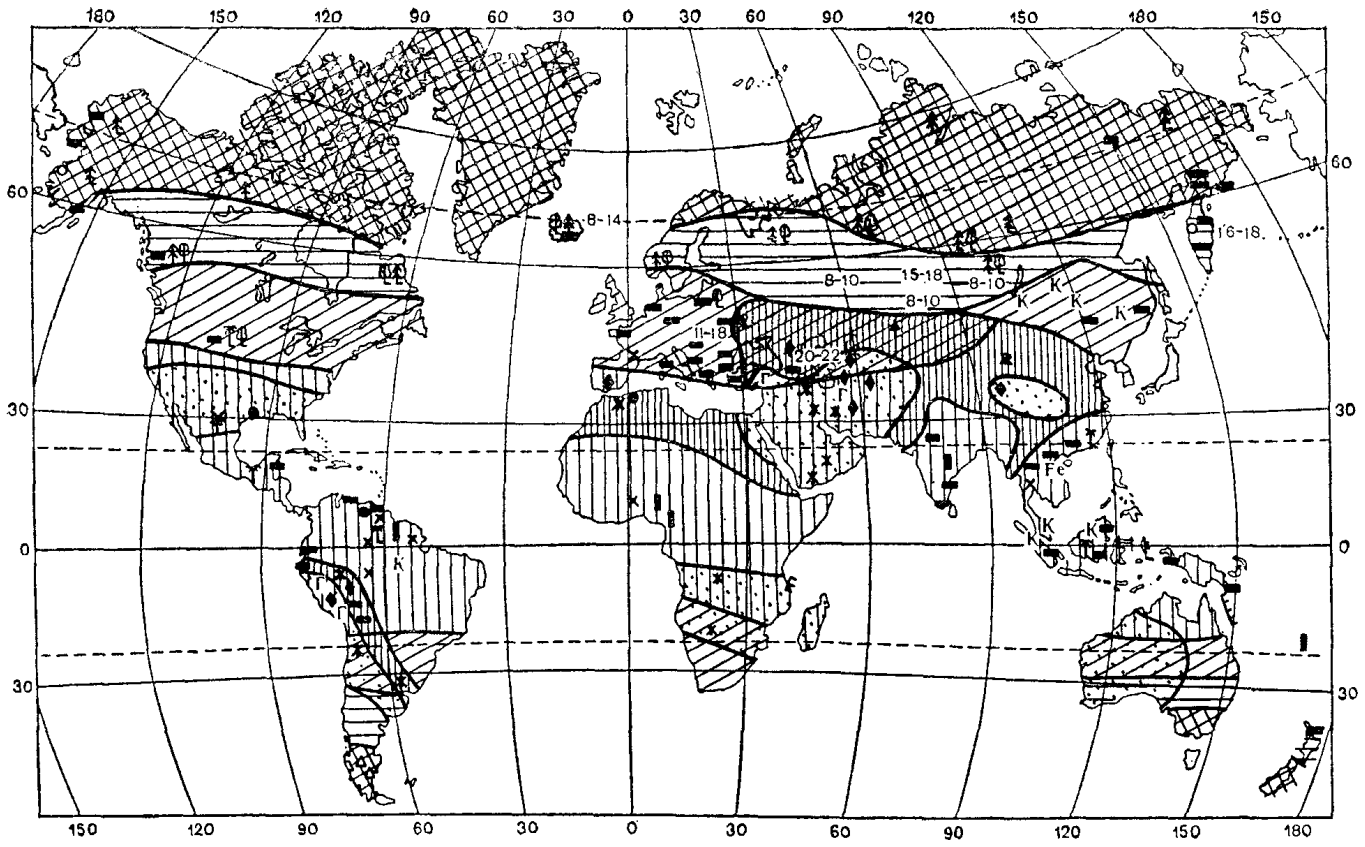


Рис. 19.5. Климатическая зональность материков в плиоценовую эпоху (по Н. А. Ясаманову). Условные обозначення см. на рис. 9.5

трети всех подсчитанных запасов нефти и газа имеют неогеновый возраст. Основная масса гигантских и сверхгигантских месторождений нефти и газа приурочена к периферическим областям и располагается в предгорных и межгорных прогибах. Такими, в частности, являются Персидско-Месопотамская и Кордильерско-Андийская нефтегазоносные территории. Это нефтегазоносные бассейны Ирана, Ирака, Саудовской Аравии, Кувейта, Катара, Венесуэлы, Мексиканского залива. В Северной Евразии месторождения нефти и газа располагаются на Северном Кавказе и в Закавказье, в акватории Каспия, в Западной Туркмении, Предкарпатье, Закарпатье и на Сахалине.

Вторыми по значению полезными ископаемыми неогена являются месторождения углей — главным образом лигнитов и бурых углей. Они распространены практически на всех континентах.

Среди неогеновых толщ имеются залежи оолитовых и пластовых железных руд, в частности на Керченском полуострове. Широко распространены металлоносные месторождения кор выветривания, которые начали развиваться еще с конца мезозоя. В месторождениях кор выветривания Южной и Центральной Америки, на островах Карибского бассейна (Куба и др.), в Африке, Индостане и Австралии сосредоточены залежи бокситов, железа, марганца, никеля, кобальта.

С неогеновым магматизмом связаны крупные месторождения олова в Андах, золота, серебра и меди в Центральной Америке, полиметаллическое оруденение и месторождения ртути в Средиземноморье.

Наряду с перечисленными в неогеновое время были образованы месторождения калийных солей, поваренной соли, фосфоритов, трепелов и различных пород, используемых в строительстве.

ГЛАВА 20. ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ (АНТРОПОГЕНОВЫЙ) ПЕРИОД

20.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Последний геологический, ныне продолжающийся четвертичный период был выделен в 1829 г. бельгийским геологом Ж. Денуайе. В настоящее время в России вместо этого термина чаще используют название «антропогеновый период». Это название было предложено в 1922 г. А. П. Павловым, который тем самым хотел подчеркнуть, что именно этот отрезок времени связан с появлением и развитием человека. Однако, как теперь установлено, первые предки человека появились еще в миоценовую эпоху, и, следовательно, своеобразие четвертичного периода стало не столь значительным.

От более древних периодов четвертичный отличается рядом особенностей. Во-первых, необычайно малой длительностью периода — 1,65 млн лет — по сравнению с более древними, что, впро-

чем, естественно в связи с его незавершенностью. Во-вторых, присутствием в отложениях четвертичной системы остатков человека и его культуры. В-третьих, резкими и многократными изменениями климата, а значит, и природных условий в целом и особенностей денудации и осадконакопления. Похолодания приводили к периодическому возникновению в полярных и приполярных областях покровных оледенений, горных оледенений в умеренном поясе и развитию увлажнения в низких широтах. В эпохи потеплений и межледниковий площади, покрытые льдом, сокращались, а в низких широтах усиливалась засушливость. В-четвертых, осадочный чехол, сформированный в течение четвертичного времени, имеет повсеместное распространение как на поверхности суши, так и на дне морей и океанов. В-пятых, осадочным образованиям четвертичного возраста свойственны сложное строение разреза, пестрота фаций и быстрая изменчивость литологического состава, относительная кратковременность формирования и небольшая мощность при сравнительно высокой скорости осадконакопления.

В XIX в. принципы расчленения четвертичной системы были неясны и только в первое десятилетие XX столетия А. Пенк и Э. Брюкнер разработали первую схему ее стратиграфии, выделив четыре отдела. Учитывая малую продолжительность периода и не биостратиграфический, а литолого-климатический принцип расчленения, в индексы были введены не арабские, а римские цифры. В основу схемы А. Пенка и Э. Брюкнера было положено выделение чередующихся в разрезе ледниковых и межледниковых отложений (табл. 20.1). Этот палеоклиматический принцип расчленения широко использовался в дальнейшем при изучении и детальном расчленении четвертичных отложений в Европе и Северной Америке. На основе этого принципа были составлены различные стратиграфические схемы четвертичной системы.

Ввиду того что в начале XX в. четвертичная фауна и флора были еще слабо изучены, эти схемы не имели палеонтологического обоснования. В основе их разработки лежал дополнительный геоморфологический метод, основывающийся на том, что морены и флювиогляциальные отложения разного возраста располагаются в рельефе на разных уровнях. Чем морена древнее, тем гипсометрически выше она располагается. Отсутствие биостратиграфических критериев привело к тому, что расчленение четвертичной системы, обоснование стратиграфических границ и корреляция удаленных разрезов проводились довольно условно.

Впоследствии детальное изучение остатков млекопитающих и восстановление путей миграции, определение направленности их эволюции позволили перейти к созданию стратиграфии четвертичных отложений на основании палеонтологических данных. Особое внимание привлек своими возможностями спорово-пыльцевой метод, благодаря которому в ряде случаев удалось провести расчленение и сопоставление толщ, в которых отсутствовали остатки фауны и отпечатки растений.

Таблица 20.1

Сопоставление четвертичных отложений Западной и Восточной Европы и Сибири

Основные стратиграфические подразделения: система	отдел	звено	Восточная Европа: Центр и север — фаунистические комплексы	Центр и север — климатостратиграфические подразделения	Черное море — слои	Каспийское море — слои	Сибирь	Альпы — оледенения и межледниковья	Средиземноморье
Четвертичная (антропогеновая)	голоцен				черноморские	новокаспийские			
	плейстоцен	верхнее	верхнепалеолитический	валдайский: осташковский	новоэвксинские	верхнехвалынские	зырянский: сартанский	вюрм	верзилий
				валдайский: молого-шекснинский	послекарангатские	нижнехвалынские	зырянский: каргинский		
				валдайский: калининский			зырянский: зырянский		
				микулинский	карангатские	верхнехазарские	казанцевский	рисс-вюрм	
				московский			бахтинский: тазовский	рисс	
				одинцовский	узунларские		бахтинский: ширтинский		
		среднее	хазарский	днепровский	древнеэвксинские (верхние)	нижнехазарские (косожские)	бахтинский: самаровский		

Неогеновая	Верхний плиоцен	эоплейстоцен								
		плейстоцен	нижнее							
				сингильский	лихвинский	палеоузунларские	нижнехазарские (сингильские)	тобольский	миндель-рисс	ранний милаций — тирренский
				тираспольский	окский			демьянский	миндель	тарквинский
					колкотовский	верхнечаудинские	верхнебакинские уруджинские	доледниковый	гюнц-миндель	
					платовский		нижнебакинские			
					михайловский	нижнечаудинские	тюркянские			портуензий
			верхнее	таманский	морозовский	чаудинские	апшеронские: верхние	кочковский	гюнц	калабрий
					скифский: ногайский		апшеронские: средние			
					скифский: жеваховский					
				одесский	скифский: бошерницкий	гурийские	апшеронские: нижние		дунай-гюнц	
					домашкинский				дунай	

Таким образом, при расчленении четвертичных отложений исследователи использовали два различных подхода: палеоклиматический (климатостратиграфический) и биостратиграфический (палеонтологический). Вместе с тем надо особо подчеркнуть, что принципы стратиграфического расчленения четвертичной системы, определение объема, содержания и терминологии всех ее подразделений остаются предметом непрекращающейся до сих пор дискуссии.

Одни исследователи в основу стратиграфического расчленения кладут палеоклиматические критерии, другие основывают свои выводы только на эволюции млекопитающих. Одни оценивают продолжительность всего четвертичного периода в 700—750 тысяч лет, другие — в 1,8—3,4 млн лет. Однако большинство все-таки склоняются к тому, что нижнюю границу четвертичной системы следует проводить на уровне 1,8 млн лет. Эта группа исследователей предлагает включать в четвертичную систему акчагыльский и апшеронский горизонты верхнего плиоцена и именовать их эоплейстоценом.

До конца 40-х годов XX столетия нижняя граница четвертичной системы проводилась под отложениями, которые содержат признаки материкового оледенения. Считалось, что такие отложения располагаются на уровне 0,7—0,75 млн лет. Однако на XVIII сессии Международного геологического конгресса в Лондоне в 1948 г. было рекомендовано понизить границу четвертичной системы до уровня в 1,8 млн лет. Это было подтверждено на XXIV сессии МГК в 1972 г. в Монреале и на сессии INQUA[1] в Москве в 1982 г. Однако Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) СССР в 1963 г. рекомендовал сохранить нижнюю границу четвертичной системы на уровне 0,7—0,75 млн лет. Официальное решение МСК СССР, несмотря на решения Международного геологического конгресса, пока остается в силе, и все изданные геологические карты СССР составлены исходя из того, что нижняя граница четвертичной системы проводится на уровне 0,7—0,75 млн лет. Соответственно апшеронский ярус Понто-Каспия и его эквиваленты отнесены к неогену.

Долгое время четвертичную систему делили на два отдела: плейстоцен и голоцен. Термин «плейстоцен» («плейстон» — наиболее) был предложен Ч. Ляйелем в 1839 г. для четвертичного отдела третичной системы. Впоследствии это название стало синонимом четвертичной системы. Голоцен («голёс» — весь, и «кэнос» — новый) был выделен Э. Огом в качестве верхнего отдела четвертичной системы. В 1963 г. МСК СССР принял решение отменить название «отделы» ввиду несовместимости их по объему и продолжительности с отделами других систем. После этого вместо отделов употреблялось название «отложения». Так, выделялись нижне-, средне-, верхнечетвертичные и современные отложения. Сейчас используется термин «звено». Нижнее, среднее и верхнее

[1] INQUA — Международная комиссия по изучению четвертичного периода.

звенья вместе вновь именуются плейстоценом, а современное, охватывающее последний отрезок времени длительностью около 10 тысяч лет, — голоценом. В настоящее время наряду с климатостратиграфическим методом для расчленения и корреляции используются палеонтологический, литологический и геохронологический, в частности радиоуглеродный, методы. В последнее время широкое применение нашел палеомагнитный метод.

Подразделения четвертичной системы показаны в табл. 20.1.

20.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Животный и растительный мир четвертичного периода близок к современному. Изменения, которые происходили в составе и расселении животных и растений, были связаны с изменениями природной среды, вызванными чередующимися похолоданиями и потеплениями. Во время оледенений холоднолюбивые формы мигрировали в сторону экватора и во внеледниковой зоне наряду с представителями южной фауны и флоры распространены формы, жившие в приполярных широтах. Во время межледниковий миграция происходила в обратном направлении. Сильно расширялись в это время области распространения тропической, субтропической, умеренно-теплой фауны и флоры, а в отдельные, наиболее теплые отрезки времени исчезали представители тундровых ассоциаций.

Характерной особенностью развития флоры в течение плейстоцена было неоднократное ее изменение и приспособление к похолоданиям в умеренных и субтропических широтах, сопровождавшееся обеднением видового и родового состава, исчезновением вечнозеленых и широколиственных форм и расширением ареалов травянистых сообществ.

В животном мире заметные изменения происходили в составе млекопитающих, особенно хоботных и копытных, населявших Северное полушарие. В течение плейстоцена в результате многократных смен похолоданий и потеплений вымирали многие теплолюбивые животные и появились приспособленные к жизни в суровых условиях. Особенно усилился процесс вымирания и миграции в эпоху максимального — днепровского — оледенения.

В конце плиоцена и в самом начале четвертичного периода на юге Восточной Европы обитало много теплолюбивых форм, среди которых были мастодонты, южные слоны, слон Громова, гиппарион, саблезубый тигр, этрусский носорог и др. В это же время на юге Западной Европы кроме перечисленных жили гиппопотамы и страусы. Однако в течение раннего плейстоцена, задолго до начала максимального оледенения, состав животного мира стал сильно меняться. Особенно значительные изменения произошли в эпоху днепровского оледенения, когда теплолюбивые животные стали перемещаться далеко к югу. В этом же направлении смещались границы распространения растительных ассоциаций. В днепровскую ледниковую эпоху на равнинах Европы южнее границы лед-

ника в перигляциальных областях наряду с оленями, волками, лисицами, бурыми медведями впервые появились такие животные, как шерстистый носорог, мамонт, мускусный овцебык, северный олень, белые куропатки, лемминги. Все они были обитателями холодных областей. Из-за резкого и сильного похолодания стали вымирать ранее жившие на этой территории теплолюбивые организмы, в том числе и гигантские носороги, разнообразные эласмотерии, носорог Мерка, пещерные львы, медведи и гиены. Холод в горных областях Кавказа, Крыма, Карпат, Альп и Пиренеев способствовал переселению животных с высокогорий в долины. В Крыму появились белая куропатка, песец, заяц-беляк, северный олень, полярный жаворонок. Мамонты и шерстистые носороги стали обитать на юге Европы. Они заселили всю Западную и Восточную Сибирь, проникли в Северную Америку. Изоляция способствовала сохранению прежней фауны в Австралии, Южной Америке, Центральной и Южной Африке. Однако периодически наступавшие похолодания приводили к существенному обеднению фауны.

В конце плейстоцена — начале голоцена вымерли хорошо приспособившиеся к условиям сурового климата мамонты, шерстистые носороги, большерогие олени. В Северной Америке исчезли крупные млекопитающие и среди них ленивцы и мастодонты.

Наиболее важное событие четвертичного периода — стремительное развитие человека. Полученные в последние десятилетия материалы дали возможность разрешить некоторые проблемы времени и места зарождения древнего человека. Долгое время исследователи считали, что прародиной человека была Азия. Новейшие открытия выяснили, что наиболее вероятным местом появления древнего человека была Восточная Африка.

Предковой формой ископаемых людей были австралопитеки, принадлежащие семейству гоминид. Они встречены только на Африканском континенте. Впервые они появились в Восточной Африке около 5 млн лет назад. Все известные находки остатков австралопитеков сосредоточены в пределах системы Великих Африканских грабенов — крупной рифтовой системы, состоящей из цепи впадин, осложненных поднятиями и занятых озерами. В течение плиоцена здесь господствовал теплый и влажный климат и неоднократно происходили извержения вулканов, которые сопровождали рост рифтовой системы.

Природные условия благоприятствовали здесь пышному развитию органического мира, в котором немаловажная роль принадлежала гоминидам. Австралопитеки постепенно освоили прямое хождение и стали всеядными, а 2,6 млн лет назад начали применять примитивно обработанные гальки в качестве орудий. В процессе эволюции среди австралопитеков появились формы, приближающие их к другому, более совершенному виду человека, получившему название Homo habilis — человек умелый.

Следующим звеном в развитии гоминид являются архантропы, которые многими исследователями считаются предками ископаемых людей. Они появились также в Восточной Африке, но уже

около 1,4—1,2 млн лет назад оттуда мигрировали на другие континенты. Наиболее широко известными представителями архантропов являются питекантропы. Время их существования носит название раннего палеолита. Классические находки остатков питекантропов сделаны на о. Ява. Они встречаются в Китае, Венгрии и Германии. Возле остатков питекантропов в Восточной Африке обнаружены каменные орудия в виде ручных рубил. Обработанные камни и следы костров найдены в пещере вместе с остатками синантропов недалеко от г. Пекина. Находки остатков питекантропов в Восточной Африке самые древние, а все остальные находки имеют более молодой возраст. Скорее всего питекантропы развивались вплоть до миндельского времени, т. е. до 350—400 тысяч лет назад.

В ряде районов обнаружены остатки ископаемого человека, обладавшего переходными признаками от архантропов к палеоантропам. Судя по находкам в пещере Азых в Азербайджане и в районе Арго во Франции, люди использовали ручные рубила и широко применяли огонь. По степени обработки каменных изделий археологи выделяют ашельскую культуру. Палеоантропы, или неандертальцы, появились около 350 тысяч лет назад и существовали до середины вюрма, т. е. около 35 тысяч лет назад. Они обитали на значительно большей территории, чем архантропы. Остатки неандертальцев часто обнаруживают в умеренных и южных широтах Европы. По степени обработки орудий эта археологическая культура стоит выше ашельской и носит название мустьерской.

Представители мустьерской культуры обитали в примитивных жилищах, построенных из деревьев и костей на открытых пространствах. Погребения носителей мустьерской культуры сохранили следы ритуальных действий. Время существования палеоантропов называют палеолитом.

Неоантропы (Homo sapiens) — люди современного типа — сменили палеоантропов в середине вюрма, т. е. около 35—40 тысяч лет назад во время позднего палеолита. Неоантропы жили в южных и средних широтах Евразии, но иногда появлялись в северных районах. Они проникли в Америку, Австралию и на многочисленные острова Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

Уже первые неоантропы мало чем отличались от современных людей. Они быстро и хорошо приспособились к жизни как в жарких, так и в холодных условиях. Неоантропы достигли значительных успехов в технике обработки камня. У них появились костяные изделия, предметы изобразительного искусства, в частности наскальные рисунки, статуэтки, гравировка по кости, примитивные музыкальные инструменты, украшения, предметы культа. Люди, жившие в суровых климатических условиях и при периодически наступавших похолоданиях, стали использовать меховую одежду.

Позднее началось разделение сообществ людей по видам добычи продуктов питания. Люди, занимавшиеся в основном охотой, стали объединяться в специализированные племена. Они строили

жилища из деревьев и костей, прикрывали их ветвями и звериными шкурами. Уклад жизни, бытовые и хозяйственные элементы у охотничьих племен были иными, чем у тех, которые занимались рыбной ловлей или собирательством плодов и растений.

Около 10 тысяч лет назад палеолит сменился мезолитом. Начало мезолита совпадает с границей плейстоцена и голоцена. В это время началось энергичное отступание материковых льдов. Климатический оптимум способствовал расширению благоприятных для жизнедеятельности людей территорий. Люди приобрели возможность осваивать приполярные районы. В мезолите хозяйственный уклад племен еще более усложнился. Появились лук и стрелы, люди занялись одомашниванием животных, возникли первые скотоводческие и земледельческие племена.

Около 6 тысяч лет назад, а в некоторых регионах несколько раньше, произошел переход от мезолита к неолиту, т. е. к позднему каменному веку. В это время люди научились обжигать глину и появились предметы из керамики. В неолите бродячий, кочевой образ жизни племен сменился оседлым. Возникли земледельческие культуры. Охотничьи и рыболовные хозяйства сменились земледельческими и скотоводческими. Около 5 тысяч лет назад появились первые бронзовые изделия, 3—2,5 тысяч лет назад началась эпоха железа.

Ввиду того что костные остатки ископаемых людей встречаются довольно редко и к тому же дают возможность охарактеризовать только более или менее крупные стратиграфические рубежи в рамках четвертичного периода, для стратиграфических целей важное значение имеют следы различных культур каменного века. Они совместно с остатками животных и растений, а также палеогеографическими реконструкциями дают возможность разработать более детальные корреляционные схемы.

20.3. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

При характеристике природных условий четвертичного периода важное значение имеют два природных фактора. Это периодическое наступление ледниковых эпох и сменяющих их межледниковий. В течение четвертичного периода обширное материковое оледенение охватило Северное полушарие. Центрами оледенений стали Балтийский и Канадский щиты, которые полностью перекрывались почти 3-километровой толщей льда. Гигантский ледниковый купол, покрывавший высокие и средние широты, вобрал в себя огромный объем воды морей и океанов, что привело к резкому понижению уровня Мирового океана. Наиболее сильные регрессии происходили во время максимального оледенения, когда осушались огромные площади шельфов, а острова Северного Ледовитого океана примкнули к материку. На месте Северного, Баренцева и частично Карского морей возникла суша, покрытая ледником. Британия присоединилась к материку. Объединились Евразия и Северная Америка. Возникла суша Берингия, благодаря

которой животные могли кочевать с одного материка на другой. Сахалин присоединился к материку. Значительные изменения произошли и в других районах. Увеличилась площадь островов в Средиземном море. Сильно уменьшилось в размерах Черное море, ставшее замкнутым бассейном. Азовское море исчезло, Босфор и Дарданеллы стали сухопутными мостами между Малой Азией и Балканами.

Огромные ледниковые покровы доходили до 50° с. ш. в Европе и до 40° с. ш. в Северной Америке. Горные области покрылись ледниками, многие из которых достигали равнин. Ледниковым панцирем оказались покрыты Альпы, Карпаты, Кавказ, Тянь-Шань, Алтай, Урал, Гималаи и другие горные хребты и массивы. Следы оледенения обнаружены и в Южном полушарии. Ледниковый щит Антарктиды был по крайней мере в два раза больше, чем в современную эпоху. Покровного оледенения на других южных материках не было. Только горные массивы Южной Америки, возвышенности на юге Африки и в Австралии покрывались льдами.

Несмотря на то что ледниковые и межледниковые отложения изучаются уже более 150 лет, хорошо известны их строение и распространенность, до сих пор не только окончательно не ясен вопрос о причинах возникновения оледенений, но неизвестно и число ледниковых эпох. Пока точно не установлено, были ли одновременными или разновременными ледниковые эпохи Северного и Южного полушарий.

В Европе центрами оледенения были Скандинавские горы и Альпы. Самый крупный Скандинавский центр оледенения сыграл большую роль в формировании современного рельефа и накоплении разнообразных в генетическом отношении четвертичных отложений на территории Европы. В Альпах установлено четыре эпохи оледенения: гюнцская, миндельская, рисская и вюрмская. Эти названия легли в основу западноевропейской стратиграфической шкалы четвертичной системы, которая была предложена в 1909 г. А. Пенком и Э. Брюкнером.

Наступавшим из Скандинавии ледником была покрыта огромная площадь низменностей и возвышенностей Европы. На Восточно-Европейской равнине выявлены морены всех крупных оледенений. В раннечетвертичное время здесь выделены варяжское и окское оледенения, соответствующие гюнцскому и миндельскому оледенениям Западной Европы. Среднечетвертичное и позднечетвертичное оледенения — днепровское и валдайское — соответствуют рисскому и вюрмскому оледенениям Альп.

Граница окского ледникового покрова проходила от устья р. Камы до юга Белоруссии. В это же время в Западной Европе ледники распространялись до подножия Карпат и Судет, а отдельные языки ледников достигали Чехии и Словакии.

Наиболее мощным было среднечетвертичное оледенение, в котором выделены две стадии — днепровская и московская. Во время максимального днепровского оледенения льды покрывали

северную часть Восточно-Европейской равнины и двумя крупными языками — днепровским и волгодонским — достигали широты городов Днепропетровска и Волгограда. В это же время на западе Европы ледник покрывал Британские острова, спускался южнее Берлина и Варшавы. На северо-востоке ледники покрывали Тиманский кряж и соединялись с ледниками, наступавшими с Новой Земли и Полярного Урала.

Размеры московского ледника были значительно меньшими. Граница его проходила от южной части Белоруссии до Москвы, охватывала Южный Тиман и продолжалась на северо-восток.

Новая волна холода достигла своего пика около 20 тысяч лет назад. Хотя валдайское оледенение занимало наименьшую площадь, климат этого времени был, пожалуй, самым холодным. На северо-западе Восточно-Европейской равнины имеются несколько слоев морен валдайского оледенения, разделенных толщами, сформированными в межледниковье. Это свидетельствует о неоднократных сменах холодных условий потеплениями. Ледники таяли и отступали.

В периоды крупных эпох межледниковий тундровые и таежные ландшафты перемещались к северу, и в это время в Европе устанавливался теплый климат, благоприятствующий развитию на месте растаявших ледников лиственных лесов. Потепления охватывали и внеледниковые области, располагавшиеся южнее.

После последнего оледенения, максимум которого пришелся на время в 20 тысяч лет назад, наступило потепление. В течение нескольких тысячелетий ледниковый покров в Европе распался. Его остатки в Скандинавии полностью исчезли около 10 тысяч лет назад. Отступание льда сопровождалось скапливанием талой воды у края ледника, сток которой к югу был затруднен существовавшими возвышенностями и скоплениями конечных морен. Вдоль края тающего ледника возникли обширные приледниковые озера, в которых отлагались ленточные глины. Ныне на равнинах Европы широкое распространение имеют флювиогляциальные отложения и такие формы ледникового рельефа, как друмлины, камы и озы. Освободившиеся от ледника впадины стали заполняться водой. Началось формирование Балтийского моря, которое последовательно в зависимости от времени называется Иолдиевым, Анцилловым, Литориновым (по характерным моллюскам, его населявшим), Древнебалтийским. На берегах Балтийского моря и многочисленных озер в Европе стали расти леса.

Территория Азии подверглась меньшему, чем в Европе, оледенению. Это было связано с тем, что для образования ледниковых покровов было недостаточно влаги, хотя температуры в Сибири были значительно ниже, чем в Европе. Ледники распространялись от низовьев р. Лены до Урала на наиболее обеспеченной атмосферными осадками территории Азии. На западе ледники Сибири сливались с европейскими. Ледники, покрывавшие северную и центральную части Западно-Сибирской низменности, имели значительно меньшую мощность, чем в Восточной Сибири.

Большинство исследователей выделяют в Сибири четыре разновозрастных горизонта ледниковых отложений, разделенных межледниковыми толщами.

Время максимального оледенения в Сибири, так же как и в Европе, приходится на средний плейстоцен. Наряду с покровным оледенением обширные территории Азии были охвачены горным и подземным (многолетняя мерзлота) оледенениями. Крупные территории, покрытые горно-долинными ледниками, располагались на Северо-Востоке России, в Алтае-Саянской области, Тянь-Шане, Тибетско-Гималайской области и в Забайкалье.

Подземное оледенение охватывало северную и центральную части Азии и распространялось в Европу вплоть до Великобритании. В то время как в Европе многолетняя мерзлота исчезла в голоцене, в Сибири она сохранилась до настоящего времени. Это связано с тем, что в Восточной Азии до настоящего времени господствует холодный арктический воздух и за короткое лето мерзлота хотя и вытаивает, но снова быстро увеличивается во время суровых зим.

Более 60% территории Северной Америки было охвачено в четвертичном периоде покровным оледенением. Ледниковый покров состоял из четырех громадных ледников, которые во время ледниковых эпох соединялись, а в период межледниковий разобщались. Это были Гренландский, Лабрадорский, Кьюэтинский и Кордильерский ледники. Южная граница ледников проходила южнее Великих озер, а северо-западная оконечность материка в значительной степени была свободной от льда. Согласно современным представлениям, в Северной Америке было несколько оледенений. Одни исследователи считают, что их было четыре, другие — шесть.

Большое влияние на формирование современного рельефа севера Северо-Американского материка оказало последнее, висконсинское оледенение. Следы более ранних оледенений — небрасского, канзасского и максимального иллинойсского также сохранились в ряде мест.

Оледенению подверглись горные области Южной Америки, Африки и Австралии. В периоды похолоданий снеговая линия опускалась на несколько сотен метров ниже современной, в ряде мест, как, например, в Новой Зеландии, ледники спускались на приморские низменности. В Южной Америке оледенение охватило Анды. Появились ледники в горах Атласа в Африке. В горах, расположенных в экваториальной части Африки и Южной Америки, ледники опускались почти на 300 м ниже, чем в настоящее время.

Несмотря на то что похолодание, охватившее Землю в четвертичном периоде, было значительным, все-таки более 2/3 ее поверхности даже во время максимального оледенения было лишено ледникового покрова. Огромная территория, расположенная в пределах современного умеренного, субтропического, тропического и экваториального поясов, испытывала воздействие неоднократных смен климата. Граница между климатическими поясами

то мигрировала к полюсам во время потепления, то отступала к экватору.

Наибольшее влияние изменений климата сказалось на перигляциальных областях, расположенных в Северном полушарии к югу от ледниковых покровов. В этой зоне во время оледенений формировались лёссы и лёссовидные породы, а в межледниковые эпохи — почвенные горизонты. В долинах рек, водообильность которых сильно менялась, формировались разнообразные аллювиальные толщи.

В течение четвертичного периода в области современных субтропиков в зависимости от развития ледникового покрова менялась увлажненность. Во время оледенений, когда границы климатических поясов смещались к югу, во внеледниковых областях наступали влажные плювиальные условия, а в межледниковья климатическая зональность напоминала современную.

Широким распространением в плювиальных поясах пользовались озерные осадки. Многие древние озера сохранились до наших дней. Размеры озер и их глубина в четвертичном периоде сильно менялись. Изменялся характер осадконакопления и состав осадков. В настоящее время подробно изучена четвертичная история крупных озер. Известно, что во время плювиальных эпох их уровень намного превышал современный. Например, современный уровень Мертвого моря на 400 м ниже уровня Мирового океана, а во время плювиальных эпох его уровень превышал уровень Мирового океана.

Неоднократно менялся уровень Каспия. В периоды наибольших трансгрессий его площадь увеличивалась вдвое по сравнению с современной, а уровень повышался почти на 100 м. В плейстоцене Каспийское море представляло гигантское озеро, на которое не оказывал никакого воздействия Мировой океан. Уровень Каспия был связан с колебаниями водного баланса, т. е. в основном зависел от притока талых вод и от степени иссушения территории водотока, усиливавшегося во время роста ледниковых покровов. В позднем плейстоцене во время валдайского оледенения, в Каспий поступало мало воды, но его трансгрессия была вызвана существенным сокращением испаряемости.

Представление о палеогеографических изменениях Каспийского и Черноморского бассейнов дает рисунок, составленный В. А. Зубаковым (рис. 20.1).

Покровное оледенение в четвертичном периоде оказывало определенное влияние на развитие океанов. Резкое усиление термических контрастов между холодными и умеренными зонами, с одной стороны, и экваториальной областью — с другой, периодическое расширение и сокращение площадей с холодным климатом вызвали значительное усиление циркуляции атмосферы и гидросферы. Резко усиливаются ветры и связанный с ними эоловый перенос взвеси. Более интенсивными становятся поверхностные течения, интенсифицируется система вертикальной циркуляции вод. Усиливавшийся приток холодных вод из районов оле-

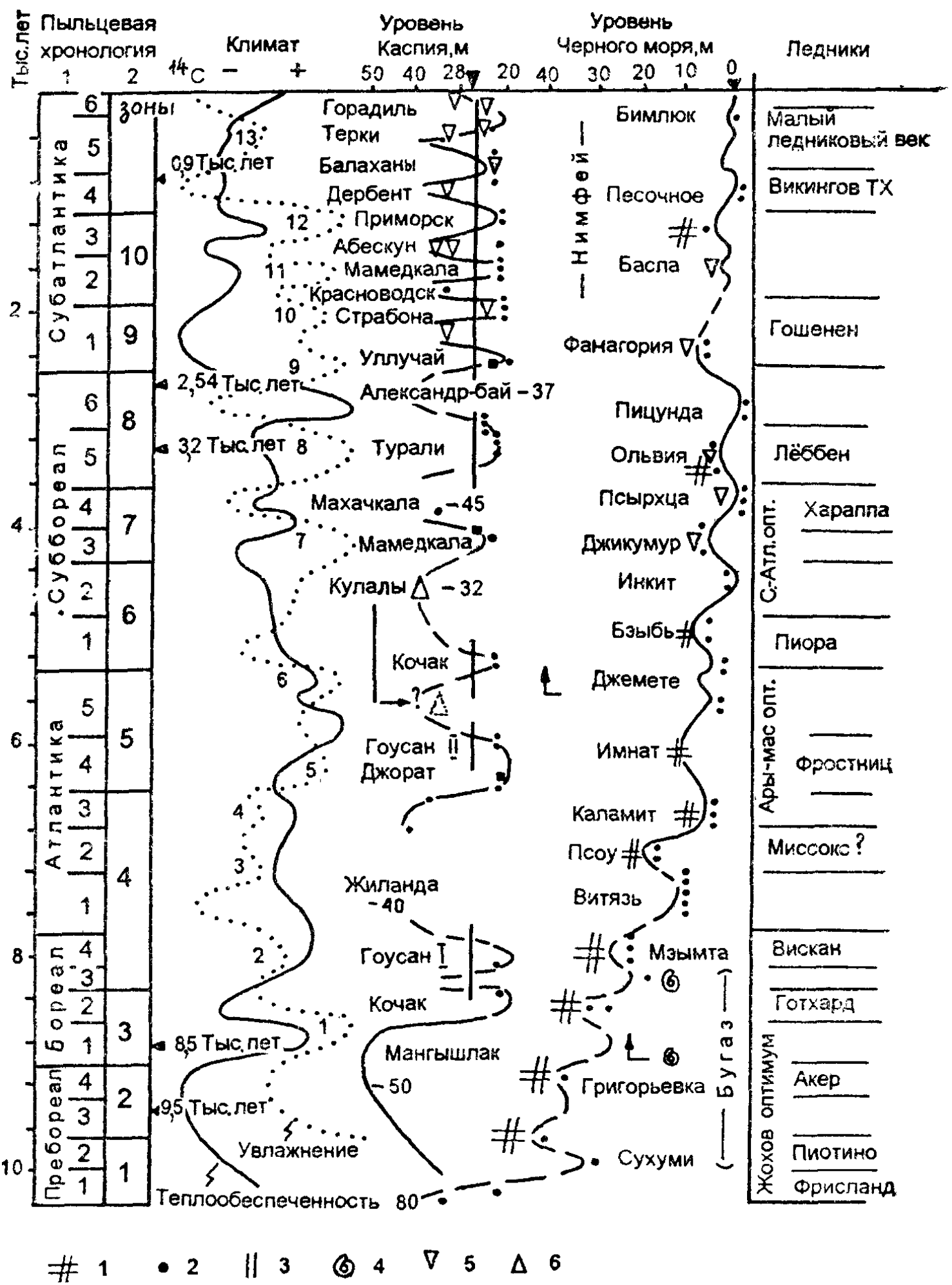


Рис. 20.1. Хронология событий Каспийского и Черноморского бассейнов и их сопоставление с ледниковыми эпохами:
1 — торфяники; *2* — определения по изотопам углерода; *3* — возраст по Th/U; *4* — моллюски; *5* — исторические данные; *6* — археологические данные

денения повлек за собой возникновение условий размыва и переотложения океанских осадков. Усиление вертикальной циркуляции способствовало еще большей концентрации биогенной седиментации. Возросли объемы карбонатонакопления в экваториальном поясе и кремненакопления в Северном и Южном полушариях.

Многократное изменение масштабов оледенения привело к весьма значительным колебаниям уровня океана со снижением на 150 м во время максимального оледенения и соответствующим подъемом во время таяния ледников. Первое вызвало снижение базиса эрозии и, следовательно, усилило денудацию материков и увеличило объемы терригенных образований. Максимальная поставка терригенного материала дополнялась поставкой большого количества биогенного материала. Суммарная скорость седиментации в плиоцен-четвертичное время в 10 раз превысила палеоценовую или олигоценовую и в 2—3 раза была больше эоценовой.

Несмотря на суровость климата, в четвертичном периоде отсутствуют явные признаки кризисов морской биоты. Условия среды оказывали лишь небольшое влияние на планктонную биоту. События четвертичного периода не привели к появлению принципиально новых условий, а скорее вызвали лишь смещение границ между водными массами.

В течение четвертичного периода имели место значительные перемещения глубин компенсации карбонатонакопления, которые были связаны с колебаниями уровня океана во время ледниковых и межледниковых эпох. Были обнаружены отчетливые изменения содержания карбоната кальция в колонках четвертичных осадков из глубоководных зон экваториальных областей Тихого океана. Стадии с высокими и низкими содержаниями $CaCO_3$ чередуются, и эта цикличность проявляется также в изменении концентрации таких компонент осадка, как раковины планктонных и бентосных фораминифер, скелеты радиолярий и панцири диатомей. Отложения, сформированные во время оледенений, характеризуются более высоким содержанием $CaCO_3$, а межледниковые — более низким. Это дало основание считать, что в Тихом океане термины «ледниковье» и «межледниковье» могут заменяться терминами «высококарбонатные» и «низкокарбонатные» эпизоды. Одни исследователи считают, что различия в содержании карбоната кальция объясняются увеличением продуктивности известковых организмов в ледниковые эпохи, а другие — причину карбонатных циклов видят в изменении степени растворения карбонатов. Глубина компенсации карбонатонакопления поднималась в межледниковья и опускалась во время оледенений. Эта закономерность, выявленная в Тихом океане, не нашла подтверждения в Атлантике. Здесь было установлено, что растворение карбонатов усиливалось в ледниковые эпохи, а в межледниковые — ослабевало. Это, вероятно, связано с усилением растворения за счет активности придонных вод в экваториальной Атлантике в ледниковые эпохи, а не с колебаниями климата.

В заключение необходимо отметить, что в течение четвертичного периода на Земле произошли значительные палеогеографические изменения. Установлено несколько ледниковых эпох и эпизодов, каждый из которых был связан с развитием обширных ледников в высоких и средних широтах Северного полушария. Эти эпизоды вызывали резкие изменения в биогеографическом и экологическом развитии наземных и морских организмов. Понижение уровня Мирового океана и ледниковая эрозия обусловили интенсивный вынос терригенного материала в глубоководные части океанских бассейнов. Происходили значительные колебания биопродуктивности океана. Менялись скорости поступления биогенных осадков на дно, а также интенсивность растворения карбонатов с глубиной. Усиление ветров вызывало увеличение скорости накопления абиогенных пелагических осадков, часть из которых выносилась в океан из аридных и семиаридных континентальных областей.

20.4. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полезные ископаемые, которые приурочены к четвертичным отложениям, можно разделить на несколько генетических групп. Это разнообразные россыпи, руды осадочного происхождения, нерудные полезные ископаемые, горючие ископаемые, а также подземные воды и лед. Среди россыпных месторождений известны как аллювиальные, так и прибрежно-морские. Среди них наиболее важны золото, платина, касситерит, алмазы, ильменит, циркон, рутил. Большое значение имеют бобовые железные руды озерно-болотного и озерного происхождения, прибрежно-морские фосфоритовые конкреции, залежи глауконита и особенно железомарганцевые и меднованадиевые конкреции, скопления которых широко распространены в глубоководных областях Мирового океана.

В экваториальной и во влажно-тропической областях продолжают формироваться коры выветривания, среди которых наибольшее значение имеют латеритные покровы. Металлоносные коры выветривания формируются в экваториальном, тропическом и субтропическом поясах. В них концентрируются залежи кобальта, никеля, меди, марганца, а также разнообразные огнеупорные глины.

Из нерудных полезных ископаемых наибольшее значение имеют гравийники, используемые в строительстве, стекольные и формовочные пески, бентонитовые и диатомовые глины, сера, каменная и калийные соли, бораты, крупные запасы лигнита и торфа.

Подземные воды, заключенные в четвертичных аллювиальных и пролювиальных отложениях и в межморенных горизонтах, служат главным источником чистой воды. Подземные льды и многолетнемерзлые породы используются в качестве естественных холодильников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Со времени более 4,5 млрд лет назад, когда из скопления твердых обломков, пыли и газа родилась наша планета Земля, и до ее превращения в обитель современного человечества она прошла длительный и сложный путь развития. Родившись холодной, Земля довольно быстро разогрелась до состояния плавления или близкого к нему в своей приповерхностной части благодаря теплу, выделявшемуся при соударении планетезималей, при распаде естественно-радиоактивных элементов (многие из них вскоре исчезли), а после появления рядом с Землей Луны — благодаря лунным твердым приливам. Лишенная вначале как атмосферы, так и гидросферы, Земля испытывала до 3,8 млрд лет метеоритную бомбардировку, одним из следствий которой — падения метеорита размером с Марс — мог быть выброс материала, сконденсировавшегося за пределом земного тяготения в наш вечный спутник — Луну. Другим следствием этой бомбардировки должно было являться образоваиие кратеров, заполнявшихся базальтовой лавой — продуктом плавления разогретого приповерхностного слоя Земли. Одиовременно стала протекать дегазация земных недр, приведшая к началу создания ее атмосферы, а затем, после 4 млрд лет, и гидросферы, за счет конденсации водяного пара. Первичный состав атмосферы отличался от современного отсутствием или низким содержанием кислорода и повышенным — углекислоты.

С рубежа 4 млрд лет начинается собственно геологическая эволюция Земли, проявляются все характерные для нее эндогенные и экзогенные процессы. За счет переплавления первичной базальтовой коры при участии поступавших из мантии флюидов возникают первые острова сиаля — протоконтиненты, возвышающиеся над еще очень мелководным океаном. Их слагали «серые гнейсы» — гранитоиды, отличавшиеся от более поздних «нормальных» гранитов преобладанием в их составе натрия над калием. За счет размыва этих островов суши образуются первые осадочные — обломочные — породы, обнаруженные в Гренландии (возраст 3,8 млрд лет).

На рубеже около 3,5 млрд лет происходят новые важные события. Судя по появлению магнитного поля, у Земли возникает жидкое ядро, куда начинает стекать железо из вышележащей мантии. Это магнитное поле создает защитный экран от космического излучения, что способствует возникновению жизни, первые следы которой обнаруживаются в южноафриканских породах того же возраста (если не считать менее достоверные признаки в породах Гренландии). На самом раннем этапе возникновение органических молекул из неорганической материи могло происходить

именно под воздействием жесткого космического излучения. Место и условия зарождения живого вещества пока представляют нерешенную проблему; по наиболее правдоподобной версии, оно могло появиться вблизи горячих источников — гидротерм на дне все еще мелкого океана. Впрочем, наиболее ранние организмы были представлены бактериями.

Архейский эон характеризовался, далее, интенсивным наращиванием континентальной коры, все более приближавшейся по составу и мощности к современной. Происходило это за счет обрастания протоконтинентальных серогнейсовых ядер материалом зеленокаменных поясов, включавшим коматиит-базальтовую кору океанского или близкого к ней типа и породы, близкие или даже тождественные породам более молодых вулканических островных дуг, как вулканические известково-щелочного состава, так и гранитоиды, в позднем архее уже отличавшиеся преобладанием калия над натрием. Внутрикоровые процессы метаморфизма и гранитизации привели к разделению континентальной коры на обезвоженную и более глубоко, в гранулитовой фации метаморфизованную нижнюю и гранитизированную, метаморфизованную в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, верхнюю кору.

В конце архея (2,8—2,6 млрд лет назад) началась стабилизация континентальной коры, и к началу протерозоя она образовала, вероятно, единый массив — суперконтинент Пангею 0, который вместил от 60 до 80%, по разным представлениям, объема коры современных континентов. На другой стороне планеты ему уже должен был противостоять еще бо́льших размеров океан — Панталасса, возможно, возникший вокруг кратера на месте падения того гигантского метеорита, который был причиной образования Луны.

Первая половина раннего протерозоя (до 2,2 млрд лет) прошла под знаком господства геократических условий, на фоне которых началось раскалывание созданного в архее суперконтинента с образованием рифтовых впадин и роев основных даек. Предпосылкой этого процесса было охлаждение коры и литосферы и приобретение ими жесткости и хрупкости, необходимых для проявления разрывных нарушений. Во вторую половину раннего протерозоя (2,2—1,9 млрд лет назад) процесс резко усилился и привел к распаду суперконтинента на большое число блоков — микроплит поперечником в многие сотни и даже несколько более тысячи километров, разделенных относительно глубоководными бассейнами, возникшими при раздвиге континентальной коры, приведшем к ее утонению (рифтинг) или даже полному разрыву (спрединг). Эти бассейны — протогеосинклинали — заполнялись мощными осадками и вулканитами, а в конце эона (1,9—1,7 млрд лет назад) замкнулись, испытав интенсивные складчато-надвиговые деформации, региональный метаморфизм и гранитизацию. Промежуточные более устойчивые глыбы континентальной коры — протоплатформы — частично претерпели опускание с накоплением местами весьма мощного чехла континентальных и мелковод-

но-морских отложений, в ряде районов прослоенных покровами платобазальтов и пронизанных дайками и силлами (трапповая ассоциация). Среди этих отложений впервые появляются породы ледникового происхождения.

В течение раннего протерозоя развитие органического мира выразилось в широком распространении синезеленых водорослей, продукты жизнедеятельности которых в виде известковых пленок составили строматолитовые постройки, местами достигающие мощности в сотни метров (первые строматолиты появляются еще в позднем архее). Фотосинтезирующая деятельность этих водорослей привела к изменению состава атмосферы, с появлением в ней все более заметных количеств свободного кислорода, что, в свою очередь, стимулировало дальнейший расцвет органического мира.

Превращение протогеосинклиналей в конце раннего протерозоя в складчато-надвиговые системы привело к сращиванию протоплатформ и восстановлению сплошности континентальной коры и к образованию нового суперконтинента, новой Пангеи — Пангеи I, а также к оттеснению морских вод снова в Панталассу. Мозаика из глыб архейской коры и складчатых раннепротерозойских систем составила в дальнейшем основу кристаллического фундамента древних платформ, таких, как Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская и др.

История Земли в раннем-среднем рифее (1,7—1,0 млрд лет назад) в какой-то мере повторила раннепротерозойскую. В раннем рифее еще полностью господствовали геократические условия, хотя и началось раздробление созданного в конце раннего протерозоя суперконтинента — Пангеи I. В среднем рифее этот процесс усилился; но в его конце, в гренвильскую эпоху тектогенеза, большая часть подвижных систем отмерла и суперконтинент снова восстановил свою сплошность.

Развитие органического мира в раннем-среднем рифее продолжало прогрессировать. Наряду с прокариотами — бактериями и синезелеными водорослями — появились эукариоты, представленные простейшими одноклеточными организмами (первое появление эукариот может относиться еще к середине раннего протерозоя, около 2,0 млрд лет).

Начало позднего рифея характеризуется новым усилением деструкции суперконтинента и соответственно заложением бассейнов с корой океанского или переходного к нему типа. В пределах будущей Западной Гондваны этот процесс довольно скоро, уже в венде, сменился сжатием, складчато-надвиговыми деформациями осадочно-вулканогенного выполнения, метаморфизмом и гранитизацией, которые частично продолжились и в кембрии. А к началу ордовика уже была сформирована Гондвана, просуществовавшая затем в основной своей части в течение всего палеозоя и раннего мезозоя. Несколько иначе развивались события в пределах будущей Лавразии, где байкальский тектогенез конца протерозоя не привел к восстановлению ее единства и уже в начале кембрия (местами несколько позднее) сменился еще более энергичной деструк-

цией континентальной коры с заложением палеозойских океанов — Палеоатлантического (Япетуса), Палеотетиса, Палеоазиатского.

К числу этих океанов по новым данным следует добавить и Тихий океан, который образовался за счет отделения Восточной Гондваны от Северной Америки. Лишь затем Восточная Гондвана примкнула к Западной, вызвав закрытие Мозамбикского океана.

Во второй половине позднего рифея и в раннем венде отмечены следы нескольких ледниковых эпох, широко проявленных по всему земному шару, в том числе и на территории нашей страны.

В развитии органического мира поздний рифей ознаменовался массовым появлением многоклеточных организмов, пока еще бесскелетных; они достигли максимального разнообразия в конце эона, в позднем венде — это знаменитая эдиакарская фауна, обнаруженная у нас на Белом море и в Сибири, на р. Оленек.

Еще более ярко выраженный перелом в развитии органического мира отмечен на рубеже венда и кембрия, когда произошло появление скелетных организмов — трилобитов, моллюсков и др. Этот перелом и дал основание для разграничения протерозойского и фанерозойского эонов. Причины этого события еще служат предметом догадок. К ним может относиться возникновение озонового экрана, распад суперконтинента с образованием протяженных шельфов — областей высокой подвижности воды, требовавшей создания защитного панциря для морских животных. Интересно, что на первых порах широкое распространение получили не карбонатные, а фосфатные раковины.

Так или иначе, в начале палеозоя обозначились контуры как Гондваны, так и северных (в современных координатах) континентов — Северной Америки, Восточной Европы, Сибири, Китая — Кореи и разделявших их упоминавшихся выше океанов. Ширина этих океанов измерялась тысячами километров (по палеомагнитным данным), а глубина — тысячами метров. Продолжительность их существования была различной; раньше всего замкнулся Япетус, уже к началу девона, что сопровождалось каледонской складчатостью и горообразованием и привело к объединению Северной Америки и Восточной Европы (Балтики) в Еврамерику, или Лавруссию, образовалась «суша древнего красного песчаника». Палеотетис в своей западной половине (юг Северной Америки, Западная Европа, северо-западная Африка) просуществовал до середины карбона. В позднем карбоне и перми выполняющие его осадки и вулканиты были смяты в складки, нарушены надвигами, вовлечены в шарьяжи, частично метаморфизованы и пронизаны интрузиями гранитов, и в итоге превратились в горный пояс Аппалачей в Америке, герцинид (варисцид) в Европе. Этот пояс спаял Лавруссию с Гондваной и тем самым положил начало существованию новой Пангеи — Пангеи II.

Аналогичные события с некоторым опозданием развернулись восточнее, в частности на Кавказе, Урале, Тянь-Шане, Алтае. Они привели в конце палеозоя к почти полному — кроме Амуро-Охотского и Восточномонгольско-Южнодунбэйского сегментов и нес-

кольких остаточных бассейнов на западе — замыканию Палеоазиатского океана. В связи с этим Сибирский континент сомкнулся с Лавруссией на западе, с Таримским и Китайско-Корейским континентами на юге, образовав суперконтинент Лавразию. Что касается Восточного Тетиса, то его северная окраина тоже оказалась вовлеченной в герцинский орогенез, а глубоководная область с океанской корой сместилась к югу — Палеотетис сменился Мезотетисом.

Периферия современного Тихого океана в течение палеозоя тоже неоднократно испытывала импульсы сжатия, деформаций и горообразования. В девоне они затронули в основном восток Австралии и юго-восток Китая, в начале карбона — Анды и частично Северо-Американские Кордильеры, в позднем палеозое — снова восток Австралии и Анды, в небольшой степени Японские острова и Кордильеры Северной Америки. Лишь некоторые из перечисленных областей — юго-восточный Китай и Восточная Австралия — были в результате выключены из дальнейшего активного развития, и то в отношении территории Китая высказываются довольно обоснованные сомнения, и такая длительная и устойчивая подвижность — характерная черта Тихоокеанского кольца.

В палеозое Гондвана, оказываясь в приполярной области Южного полушария, дважды была охвачена покровным оледенением. Первое — позднеордовикское — было менее продолжительным и покрыло меньшую площадь; второе — позднепалеозойское — состояло из нескольких ледниковых эпох и отличалось обширным распространением.

Уровень океана в палеозое подвергался значительным колебаниям. Крупные его повышения — трансгрессии — наблюдались в среднем ордовике, раннем силуре, среднем-позднем девоне, среднем карбоне, причем максимальными были ордовикская и силурийская, а регрессии характеризуют начало кембрия, конец ордовика, поздний силур — ранний девон и поздний карбон и пермь; последняя регрессия была наиболее значительной и совпадала с покровным оледенением.

Органический мир претерпел в палеозое серьезные изменения. В ордовике — силуре появились рыбы — первые позвоночные, в карбоне — амфибии, т. е. начался выход животных на сушу. Еще раньше это произошло с растениями — в силуре — девоне, а в позднем девоне — карбоне возник уже мощный растительный покров и началось широкое углеобразование. Его намного опередило нефтеобразование, поскольку промышленные залежи нефти известны уже в рифее; их источником явились, очевидно, морские растения — водоросли и др.

В начале мезозоя континентальная кора оставалась собранной в единый суперконтинент — Пангею II, продукт соединения Лавразии и Гондваны. На востоке эти континентальные массы разделял замыкавшийся в центре современного Средиземноморья океан Тетис, широко открывавшийся в противоположном направлении и сливавшийся с Тихим океаном. От последнего на запад отходи-

ли меньшего масштаба заливы с океанской корой — Южно-Анюйский, Моиголо-Охотский и др.

В течение триаса, особенно со среднего триаса, и первой половины юры Пангея испытывала нарастающую деструкцию, пронизываясь все более густой сетью континентальных рифтов. Во второй половине юры, с батского века, началось раскалывание суперконтинента с образованием Центральной Атлантики и повторным раскрытием Западного Тетиса, соединившегося на западе с Тихим океаном и разделившего Лавразию и Гондвану, а также западной и северо-восточной впадин Индийского океана. Одновременно подвергалось обновлению ложе Тихого океана, более древняя кора которого была полностью поглощена в периферических зонах субдукции.

В раннем мелу деструкция Пангеи II прогрессировала. Произошло, начиная с юга, раскрытие Южной Атлантики и в середине альба ее соединение с Центральной Атлантикой, которая к тому времени продвинулась на север, отделив Иберийский полуостров от Ньюфаундленда. Африка отделилась не только от Южной Америки, но и от Индостана и Антарктиды, а Индостан, в свою очередь, от Австралии и Антарктиды.

На рубеже раннего и позднего мела раскрытием Канадской котловины было положено начало образованию Северного Ледовитого океана (отдельные остаточные впадины здесь могли сохраниться с палеозоя).

В позднем мелу продолжалось разрастание Атлантики к северу, достигшее Гренландско-Фарерского порога и приведшее также к отделению Гренландии от Северной Америки, и расширение Индийского океана с продолжением быстрого дрейфа Индостана к северу, в направлении Лавразии. Во второй половине эпохи Австралия отделилась от Антарктиды и стала смещаться к северо-востоку, а в Тихом океане роль основной оси спрединга перешла к Восточно-Тихоокеанскому поднятию.

Во многом противоположные тенденции наблюдались в Тетисе. На востоке уже с конца триаса происходило наращивание северной, активной окраины океана за счет причленения последовательно откалывавшихся от Гондваны и перемещавшихся к северу континентальных глыб — микроконтинентов (во многом аналогичный процесс происходил в палеозое в западной части Палеотетиса). Одновременно в тылу этих микроконтинентов раскрывались новые бассейны с океанской корой и, таким образом, продолжалось смещение основной оси океана к югу, отмеченное уже для конца палеозоя. Усиление наращивания северной окраины Тетиса (в Юго-Восточной Азии, восточной — в современных координатах) шло отдельными импульсами — в конце триаса (раннекиммерийская эпоха), в конце юры (позднекиммерийская эпоха), в середине мела.

В западной части Тетиса удаление Африки — Аравии от Лавразии в конце юры и особенно мелу сменилось их сближением. Здесь также происходило столкновение с лавразийской окраиной

микроконтинентов гондванского происхождения — Адриатического, Родопского и других — в те же в общем эпохи — позднекиммерийскую и австрийскую.

Разрастание континентов за счет океана имело место во второй половине мезозоя и в западном полушарии Земли, но протекало несколько по-разному в разных сегментах Тихоокеанского кольца. На северо-западе и западе происходило причленение к континенту как ранее отколовшихся от него микроконтинентов, так и вулканических дуг и постепенное преобразование азиатской окраины в аналог современной южноамериканской, андской окраины, характеризующейся непосредственным контактом океана с материком через глубоководный желоб и сейсмофокальную зону и развитием на краю материка вулканоплутонического пояса. Сходный процесс шел и по другую, американскую сторону северной половины Тихого океана, где к краю континента последовательно причаливали вулканические дуги, внутриокеанские поднятия, континентальные обломки. При этом они перемещались, как и на азиатской окраине, не только в поперечном по отношению к берегу континента направлении, но и в продольном, с юга на север, как свидетельствуют фаунистические остатки и палеомагнитные данные. Как и на востоке, процесс развивался отдельными импульсами, в общем синхронными с азиатскими.

На южноамериканской периферии океана, в ее северной части, тоже шло причаливание вулканических дуг к континенту, а в центральной и южной, где такая дуга с самого начала заложилась на краю континента, — ее преобразование в вулканоплутонический пояс. Это произошло в Южных Андах уже в конце юры, в Центральных — в конце мела, и к началу кайнозоя подобный пояс протянулся вдоль всего западного края Южной Америки. На юге он продолжался в Западную Антарктиду (Антарктанды).

Несколько по-другому развивались события в юго-западном сегменте Тихоокеанского кольца, в обрамлении Австралии. Здесь в первой половине мезозоя существовал краевой вулканоплутонический пояс, возникший еще в конце палеозоя. В конце юры — начале мела имело место существенное наращивание континентальной коры, особенно в Новой Зеландии, но в конце мела началась деструкция, приведшая к образованию впадины Тасманова моря.

Уровень Мирового океана в начале мезозоя был близок к современному или даже ниже него (рэт-байос), но затем стал постепенно повышаться и достиг максимальных отметок в позднем мелу, в сеноне, когда он более чем на 500 м превысил современный, вызвав одну из самых крупных в фанерозое трансгрессий.

Климат Земли в течение всего мезозоя оставался теплым; оледенения отсутствовали. Однако чередовались периоды увлажнения (гумидизации) и усиления засушливости (аридизации). К последним относятся почти весь триас (вслед за пермью), поздняя юра и первая половина раннего мела, к первым — ранняя и средняя юра, вторая половина раннего и поздний мел. Совершенно ес-

тественно, что периоды аридизации были благоприятны для накопления красноцветов и солей, а периоды гумидизации — сероцветов и углей.

Животный мир мезозойской суши отличался господством пресмыкающихся и земноводных, появлением птиц и, наконец, примитивных млекопитающих. В морях были широко распространены головоногие, а с конца юры начался расцвет фораминифер и нанопланктона — кокколитофорид, создавших мощные толщи мела, столь характерные для этой системы. В середине раннего мела серьезные изменения претерпел растительный мир — появились покрытосеменные растения, вскоре завоевавшие значительные пространства суши, которая впервые покрылась травяным покровом.

Однако на рубеже мела и палеогена, мезозоя и кайнозоя животный мир претерпел самый крупный кризис с начала кембрия. Многие группы животных — от огромных динозавров до мелких фораминифер — исчезли на этом рубеже, и их место заняли другие организмы, прежде всего млекопитающие, среди фораминифер — крупные нуммулитиды и т. д. Причины этого кризиса, как, впрочем, и предыдущих, остаются неразгаданными; основными конкурирующими гипотезами являются столкновение Земли с крупным астероидом и резкое усиление вулканической деятельности. Как то, так и другое могло явиться причиной возникновения крупных пожаров, резкого увеличения содержания углекислоты в атмосфере, увеличения температуры морской воды и т. д.

С рубежом мела и палеогена совпадает также увеличение тектонической активности в ряде регионов земного шара и особенно по периферии Тихого океана, прежде всего в поясе Северо-Американских Кордильер (откуда пошел термин «ларамийская эпоха орогенеза»), а также Анд, и по другую сторону океана на Северо-Востоке России (Корякия, Камчатка, Сахалин). Постепенно снижаясь, эта активность продолжалась до эоцена включительно.

Между тем в будущем Альпийско-Гималайском поясе именно к концу эоцена приурочен пик тектонических деформаций. На востоке он был непосредственно связан со столкновением Индии и Евразии, западнее происходили дальнейшее сближение Африки, частью которой все еще являлась Аравия, с Евразией и столкновение между собой разделявших их микроконтинентов. Некоторые хребты Альпийско-Гималайского пояса — сами Альпы, Пиренеи, Балканы, Малый Кавказ, горные цепи севера Ирана, Белуджистана и, наконец, Гималаи — превратились в это время в горные сооружения. Тетис как единый крупный океан, отделявший Гондвану от Лавразии, к концу эоцена перестал существовать; на востоке Индостан вошел в состав Евразии, а на западе, в Европе и Передней Азии, его реликтами явились современное Средиземное море, точнее моря Ионическое и Леванта, а также Паратетис, простиравшийся вдоль северной периферии Альп и Карпат, включавший Паннонский, Валахский и Понто-Каспийский бассейны.

Крупные изменения претерпела в палеогене и общая конфигу-

рация материков и океанов. Уже в палеоцене раскрылся Норвежско-Гренландский бассейн, а в конце палеоцена — начале эоцена — Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана. Единая ось спрединга протянулась от моря Лаптевых до крайнего юга Атлантики; она полностью отделила Евразию от Северной Америки, Гренландии и подводного хребта Ломоносова. В Индийском океане уже в конце мела произошло отделение Мадагаскара и Сейшельских островов от Индостана с формированием современного Аравийско-Индийского хребта. Зато в северо-восточной части океана отмерла ось спрединга между Индией и Австралией, и они вошли в состав единой Индо-Австралийской плиты. В середине олигоцена Антарктида стала отделяться от Южной Америки с образованием в промежутке глубоководного бассейна моря Скотия. Все эти изменения привели к тому, что распределение материков и океанов на лике Земли стало весьма близким к современному.

Этому способствовало продолжавшееся формирование системы окраинных морей и вулканических дуг в юго-западной части Тихого океана. На северном продолжении оси спрединга Тасманова моря в эоцене раскрылось Коралловое море, сформировалась Меланезийская вулканическая дуга. Тогда же образовались море Сулавеси, Филиппинский архипелаг и к востоку от него началось образование Филиппинского моря, а в среднем олигоцене между Филиппинами и Азиатским материком стало раскрываться Южно-Китайское море.

Климат в палеогене оставался теплым и довольно влажным — пальмы продолжали расти на Шпицбергене и в Гренлаидии. Но в олигоцене иачалось похолодание, связанное с образованием ледникового щита Антарктиды.

Уровень океана в палеогене был заметно ниже позднемелового, несмотря на отдельные трансгрессии, но вплоть до середины олигоцена все еще выше современного. В позднем олигоцене произошло его исключительно резкое понижение, до отметки около 400 м ниже современного, и возвращение к последнему лишь в середине миоцена.

В миоцене продолжалось формирование Альпийско-Гималайского горного пояса — возникли складчато-надвиговые сооружения Апеннин, Карпат, Динарид, Большого Кавказа, Копетдага. Но процесс горообразования не ограничился рамками бывшего Тетиса; начиная уже с олигоцена он вышел далеко за его пределы в Центральной Азии, охватив территории, гораздо раньше испытавшие интенсивные деформации и с тех пор развивавшиеся в относительно спокойном, близком к платформенному режиме. Так образовались горные системы Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Забайкалья, Памира, Гиндукуша, Куньлуня, Наньшаня, Циньлина, высокое плоскогорье Тибета и др. Многие вершины этих хребтов поднялись до 7-километровых отметок, мало уступая вершинам Каракорума и Гималаев. Темпы горообразования в Альпийско-Гималайском поясе нарастали в течение неогена и достигли наи-

больших значений в четвертичный период. Вместе с тем на западе Средиземноморья процесс этот осложнился образованием наложенных рифтогенных глубоководных впадин — Алжиро-Прованской и Тирренской.

Горообразование возобновилось в неогене, после некоторой паузы, и в Кордильерах обеих Америк: горный рельеф возродился на ряде других участков как этих, так и остальных континентов — в Аппалачах, Скандинавских горах, на Урале, на северо-западе Африки (Атлас), в Индостане, на востоке Австралии. Таким образом, не только общие очертания, но и рельеф континентов приобрел свой современный вид.

Процесс формирования окраинных морей и вулканических дуг на западной окраине Тихого океана в неогене распространился далее к северу. В миоцене раскрылись Японское море, Южно-Охотская и Командорская впадины, отделенные от Тихого океана соответственно Японской, Курильской и Командорской вулканическими дугами.

Уровень океана в начале среднего миоцена вновь превзошел современный, но затем снова испытал падение в конце среднего и в позднем миоцене и лишь в плиоцене опять повысился до современного. Резкие изменения положения этого уровня были характерны для четвертичного периода и связаны с чередованием ледниковых и межледниковых эпох. К оледенению Антарктиды в позднем плиоцене присоединилось оледенение Арктики и прилегающих районов Северного полушария. Вообще поздний кайнозой отличался резкими климатическими контрастами с возникновением современной климатической зональности.

В составе животного мира неогена господствующее положение заняли те отряды млекопитающих и других классов позвоночных и беспозвоночных, которые характеризуют современную фауну; то же касается и флоры. Около 3—4 млн лет назад на Земле появился человек; свой современный облик он приобрел, однако, значительно позднее, примерно 200 тысяч лет назад.

Появление человека лишь подчеркнуло уникальность нашей планеты, которая обозначилась уже 4 млрд лет до этого, когда образовались континентальная земная кора, гидросфера и атмосфера и возникла биосфера. Эта уникальность, притом, вероятно, в масштабе не только Солнечной системы, была предопределена положением Земли в этой системе и ее размерами, позволившими ей избежать чрезмерного нагрева и чрезмерного охлаждения, сохранить расплавленное ядро и запас флюидов, прежде всего воды и углекислоты, в своих недрах. Деятельность живых организмов на протяжении сотен миллионов, даже миллиардов лет, предшествовавших появлению человека, создала тот запас горючих (древесина, уголь, нефть, газ), который обеспечил существование человека до времени, когда он сумеет перейти полностью на использование других источников энергии.

Адамия Ш. А. Палеотетис, Мезотетис, Неотетис — разные океаны или этапы развития Тетиса // Труды Геол. ин-та Грузии. Вып. 99. Тбилиси, 1989.

Атлас литолого-палеогеографических карт мира: В 2 т. М., 1984; Т. 1. 1990. Т. 2.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР: В 4 т. М., 1967, 1968.

Борзенкова И. И. Изменение климата в кайнозое. Спб., 1992.

Борисевич Д. В. История развития рельефа материков — фрагментов Гондваны. М., 1985.

Геология континентальных окраин: В 3 кн. М., 1979. Геология океана. Геологическая история океана. М., 1980.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М., 1993.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., 1979.

Историческая геология. Итоги и перспективы. М., 1987.

Историческая геология с основами палеонтологии. Л., 1987.

История океана Тетис. М., 1987.

Катастрофы и история Земли. М., 1986.

Климаты Земли в геологическом прошлом. М., 1987.

Кениет Дж. П. Морская геология: В 2 кн. М., 1987.

Кравчинский А. Я. Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов. Новосибирск, 1979.

Мейен С. В. Основы палеоботаники. М., 1987.

Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли: В 2 т. М., 1983. Т. 1; 1987. Т. 2.

Монин А. С. История Земли. Л., 1977.

Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л., 1982.

Новая глобальная тектоника. М., 1974.

Палеогеография СССР: В 4 кн. Л., 1974, 1975.

Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск, 1989.

Рифтогенез и нефтегазоносность. М., 1993.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии: В 3 кн. Л., 1965—1970.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1980.

Современная палеонтология: В 2 кн.: М., 1988.

Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М., 1991.

Ушаков С. А., Ясаманов Н. А. Дрейф материков и климаты Земли М., 1984.

Хаин В. Е., Божко Н. А., Сеславинский К. Б., Балуховский А. Н. Историческая геотектоника: В 3 кн. М., 1988—1993.

Шкала геологического времени. М., 1985.

Шопф Т. Дж. Палеоокеанология. М., 1982.

Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. Л., 1985.

К главе 2

Войткевич Г. В. Геологическая хронология Земли. М., 1984.

Жижченко Б. П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М., 1969.

Карагодин Ю. Н. Региональная стратиграфия. М., 1985.

Красилов В. А. Эволюция и стратиграфия. М., 1977.

Леонов Г. П. Основы стратиграфии: В 2 кн. М., 1973, 1974.

Международный стратиграфический справочник. М., 1978.

Мейен С. В. Введение в теорню стратиграфии. М., 1974.
Николов Т. Долгий путь жизнн. М., 1986.
Практическая стратиграфия. Л., 1984.
Ритмостратнграфнческие (циклостратиграфнческне) н литостратиграфические подразделення. Ташкент, 1979.
Салов Ю. С. Конструктивная стратнграфия. М., 1979.
Степанов Д. Л., Месежнников М. С. Общая стратиграфня. М., 1979.
Стратиграфическая класснфикация. Л., 1980.
Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977.
Хедберг Х. Международный стратиграфический справочник. М., 1978.
Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологин // Труды ВНИГНИ. Вып. 256. Л., 1967.
Шиндевольф О. Стратиграфия н стратотнп. М., 1976.
Шкала геологического времени. М., 1985.
Экосистемы в стратиграфии. Владивосток, 1980.

К главе 3

Боуэи Р. Палеотемпературный анализ. М., 1969.
Веклич М. Ф. Проблемы палеоклиматологии. Киев, 1987.
Веклич М. Ф. Основы палеоландшафтоведения. Кнев, 1990.
Выветривание н литогенез. М., 1969.
Жижченко Б. П. Методы палеогеографическнх исследований в нефтегазоносных областях. М., 1974.
Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск, 1976.
Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления. Новоснбирск, 1983.
Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., 1976.
Лучицкий И. В. Основы палеовулканологин. М., 1971.
Методы изучения осадочных пород: В 2 кн. М., 1957.
Методы палеогеографическнх исследований. М., 1964.
Методы палеогеографических реконструкцнй. Л., 1984.
Наливкин Д. В. Учение о фациях. В 2 кн. М., Л., 1955—1956.
Проблемы палеоклиматологии. М., 1968.
Проблемы палеогеографии. Л., 1982.
Рауп Д., Стенлн С. Основы палеонтологии. М., 1974.
Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1959.
Славин В. И., Ясаманов Н. А. Методы палеогеогдафическнх исследований. М., 1982.
Справочнпк по литологнн. М., 1983.
Страхов Н. М. Типы литогенеза н нх эволюция в истории Земли. М., 1973.
Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и нзотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., 1973.
Условия древнего осадконакопления и их распознавание М., 1974.
Фролов В. Т. Литология: В 3 кн. М., 1992—1995.
Циклическая и событийная седиментология. М., 1985.
Эрнст В. Геохимнческий анализ фаций. М., 1976.

К главе 4

Аллер Л. Атомы, звезды и туманности. М., 1976.
Брайн Д., Массет А. Недоступная земля. М., 1984.
Внноградов А. П. Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11.
Витязев А. П., Поперникова Г. В., Сафронов В. С. Планеты земной группы. Пронсхождение и ранняя эволюция. М., 1990.
Космическая петрология. М., 1992.
Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., 1964.
Прнливы и резонансы в Солнечной системе. М., 1975.

Рингвуд А. Е. Происхожденне Земли и Луны. М., 1982.
Рускол Е. Л. Происхожденне Луны. М., 1975.
Сафронов В. С. Эволюцня допланетного облака и образование Земли и планет. М., 1969.
Соботович Э. В. Изотопная космохимия. М., 1979.
Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Происхождение Луны и ее влияние иа глобальную эволюцию Земли. М., 1989.
Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Природа тектоннческой актнвности Земли //Итоги наукн н техники. Физнка Земли. Т. 12. М., 1993.

К главам 5, 6 и 7

Божко Н. А. Поздний докембрнй Гондваны. М., 1984.
Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новоснбирск, 1985.
Геологня докембрня. Л., 1968.
Геохронологня СССР. Т. 1. Докембрий. Л., 1973.
Герман Т. Н. Органнческий мир мнллиард лет назад. Л., 1990.
Докембрий коитинентов: В 6 кн. Новосибирск, 1975—1977.
Кинг Ф. Докембрийская геология США. М., 1979.
Леонов Г. П. Исторнческая геологня. Основы н методы. Докембрий. М., 1980.
Моинн А. С. Раинян геологическая история Земли. М., 1987.
Проблемы геологнн раннего докембрия Л., 1979.
Проблемы тектоникн раннего докембрия. Л., 1980.
Ранняя история Земли. М., 1980.
Решение II Всесоюзного совещания «Общие вопросы расчленения докембрия СССР». Уфа, 1990.
Салоп Л. И. Докембрий Африкн. Л., 1977.
Салоп Л. И. Геологическое развнтие Землн в докембрнн. Л., 1982.
Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974.
Стратиграфня верхнего протерозоя СССР (рнфей н венд). Л., 1979.
Чумаков Н. М. Докембрнйские тиллиты и тиллоиды. М., 1978.
Чумаков Н. М. Климатнческий парадокс позднего докембрня // Природа. 1992. № 9.
Ясаманов Н. А. Климаты рифейского н вендского времени // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1994. № 2.

К главе 8

Аксенов Е. М. Венд н его историко-геологнческая познция. Стратиграфия и палеонтологня древнейшего фанерозоя. М., 1984.
Баландин Р. К. Веид — новая глава геологической летописи // Наука н жизнь. 1987. № 4.
Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделення. М., 1974.
Вендская система. В 2 кн. М., 1985.
Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Венд Центрального Казахстана. М., 1979.
Келлер Б. М. Венд и юдомнй // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 3.
Келлер Б. М. Веид, юдомий и терминальный рифей (вендомий) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1.
Келлер Б. М. О границе веида н кембрня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2.
Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980.
Палеонтология венда. М., 1988.
Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинскнй К. Б. Вендские литологические комплексы мира // Сов. геология. 1981. № 5.
Соколов Б. С. Вендская система: предкембрийская геоботаннческая среда // Палеонтология. Стратиграфия. М., 1980.

Соколов Б. С. Вендский период в истории Земли. // Природа. 1984. № 12.
Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск, 1976.
Якобсон К. Э. Парадокс венда // Природа. 1993. № 12.

К главе 9

Волков Ю. В., Сеславинский К. Б., Ясаманов Н. А. Об изменении климата в кембрии, ордовике и силуре // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 6.
Ергалиев Г. Х., Спижарский Т. Н. Ярусная шкала верхнего кембрия // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. № 1.
Межведомственное региональное стратиграфическое совещание по кембрийским отложениям Русской платформы. Вильнюс, 1983.
Миссаржевский В. В. Расчленение и корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия по некоторым древнейшим группам скелетных организмов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 5.
Миссаржевский В. В. Стратиграфия пограничных отложений докембрия и кембрия. Модель общей шкалы // Труды Геол. ин-та АН СССР. 1989. Вып. 431.
Палеонтология докембрия и раннего кембрия // Труды Всесоюзн. симпозиума по докембрию. Л., 1979.
Репина Л. Н. Планетарная корреляция ярусных подразделений нижнего кембрия по трилобитам // Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1986. Вып. 669.
Розанов А. Ю. Центры происхождения кембрийских фаун // Палеонтология. Стратиграфия. М., 1980.
Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. М., 1966.
Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы М., 1979.
Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960.
Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., 1965.
Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., 1969.
Чугаева М. Н. Граница кембрия и ордовика // Границы геологических систем. М., 1976.

К главе 10

Алихова Т. Н. Корреляция ордовикской системы СССР и Западной Европы // Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М., 1968.
Алихова Т. Н. Основные проблемы стратиграфии ордовикской системы // Сов. геология. 1975. № 8.
Иванов ский А. В. Стратиграфические подразделения ордовика // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 3.
Кульков Н. П. Граница ордовика и силура по замковым брахиоподам // Геология и геофизика. 1990. № 8.
Никитин И. Ф. Ордовик // Стратиграфия и палеонтология древнейшего фанерозоя. М., 1984.
Розман Х. С. Граница ордовика и силура // Границы геологических систем. М., 1976.
Роиов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Ордовикские литологические формации мира // Сов. геология. 1976. № 1.
Сеславинский К. Б. О климате ордовика // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 3.
Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л., 1960.

К главе 11

Граница силура и девона и биостратиграфия силура // Труды III Междунар. симпозиума. В 2 т. Л., 1971.

Кальо Д. Л. Силур // Стратиграфия и палеонтология древнего фанерозоя. М., 1984.
Корень Т. Н. Основные событийные уровни граптолитовой последовательности силура // Геология и палеонтология. Л., 1989.
Корень Т. Н., Кальо Д. Л. Граптолитовая зональная шкала силура // Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976.
Кульков Н. П. Лландоверийский ярус силура // Геология и геофизика. 1987. № 5.
Кульков Н. П., Иваиовский А. Б. Магнафации и стратиграфическая шкала силура // Изв. АН ЭССР. Геология. 1987. Т. 37. № 2.
Кульков Н. П., Иваиовский А. Б. Стратиграфические подразделения силура // Геология и геофизика. 1978. № 9.
Международный симпозиум по границе силура и девона и стратиграфия нижнего и среднего девоиа. Л., 1978.
О границе силурийской и девонской систем // Сов. геология. 1969. № 3.
Сеславинский К. Б. О климате силура // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 3.
Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., 1965.
Хаин В. Е., Роиов А. Б., Сеславинский К. Б. Силурийские литологические формации мира // Сов. геология. 1977. № 5.

К главе 12

Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Л., 1982.
Богословский Б. И. Зоиальиое расчлеиение девона по аммоноидеям // Стратиграфия и палеонтология девоиа, карбона и перми Русской платформы. Л., 1991.
Бубличеико Н. Л. Эйфель и кувен // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2.
Граница девоиа и карбоиа иа территории СССР. Мииск, 1988.
Липииа О. А., Рейтлингер Е. А. Граиица девоиа и карбона в морских отложениях // Граиицы геологических систем. М., 1976.
Опорные разрезы и корреляция границы девоиа и карбоиа Евразии. Магадан, 1986.
Петросян Н. М. О границе иижнего и среднего девоиа по флоре // Труды Ии-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 401. Новосибирск, 1979.
Проблема границы девоиа и карбона в Евразии, Магадан, 1985.
Рейтлингер Е. А. Граница девона и карбоиа // Труды Межвед. стратигр. ком. СССР. Т. 6. Л., 1976.
Рейтлингер Е. А. Установление граиицы девона и карбона палеонтологическим методом // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 2.
Ржосницкая М. А. Фауна и флора как основа для выделеиия отделов и ярусов девонской системы // Геология и палеонтология. Л., 1989.
Симаков К. В. Граиица девоиа и карбона и проблема определения хроностратиграфических границ // Тихоокеанский журнал. 1985. № 2.
Соколов Б. С., Елкин Е. А. Новые проблемы в изучении стратиграфии девоиа // Геология и геофизика. 1979, № 4.
Средиий девон СССР, его границы и ярусное расчлеиение. М., 1985.
Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М., 1982.
Стратиграфия нижиего и среднего девона. М., 1973.
Стратиграфия СССР. Девонская система. М., 1973.
Хлупач И. Международная шкала девона // Наука и человечество. М., 1986.
Юрина А. Л. Флора среднего и позднего девона Северной Евразии // Труды Палеонтол. ии-та. 1988. Т. 227.
Ялышева А. А. Палиностратиграфия девоиских отложеиий // Практическая палиностратиграфия. Л., 1990.
Ясаманов Н. А., Волков Ю. В. Вариации климатической зональности в позднем палеозое // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 5.

К главе 13

Баранов И. С., Алексеев А. С., Горева Н. В. Конодонты и стратиграфическая шкала карбона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3.

Восьмой Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона: В 2 кн. М., 1979.

Давыдов В. И. К вопросу о принципах ярусного и зонального расчленения верхнего карбона // Ежегодник Всесоюзн. палеонт. о-ва. 1988. Т. 31.

Калмыкова Д. С. Граница карбона и перми. Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Л., 1991.

Кашик Д. С. Масштабы трансгрессии и резкое изменение климата как возможные критерии установления границы карбона и перми // Труды Межведом. стратиграф. комитета СССР. 1978. Т. 6.

Мейен С. В. Нижняя и верхняя границы карбона в континентальных отложениях // Границы геологических систем. М., 1976.

Мейен С. В. Проблемы стратиграфии карбона и некоторые пути их решения. К итогам VIII Международ. конгресса по стратиграфии и геологии карбона // Сов. геология. 1976. № 8.

Проблема границы девона и карбона в Евразии. Магадан, 1985.

Соловьев М. Н. Средний карбон Евразии // 27-й Международ. геол. конгр. Т. 1. М., 1984.

Стратиграфический словарь СССР. Карбон и пермь. Л., 1977.

Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М., 1982.

Шкала каменноугольной системы в свете современных данных. М., 1982.

Эйнор О. Л. Об основных планетарных подразделениях каменноугольной системы // Геол. журнал. 1977. № 6.

Юферев О. В. Главные и второстепенные зоны и ярусы каменноугольной системы // Геология и геофизика. 1977. № 6.

К главе 14

Добрускина И. А. Граница перми и триаса // Границы геологических систем. М., 1976.

Захаров Ю. Д. К вопросу о типе границы перми и триаса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. вып. 5.

Захаров Ю. Д. Пермь и границы перми и триаса Южно-Альпийского сегмента западной части области Тетис // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11.

Левен Э. Я. Отделы пермской системы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 49, вып. 1.

Пермотриасовые события в развитии органического мира Северо-Восточной Азии. Владивосток, 1980.

Пермь Гондваны. М., 1984.

Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань, 1988.

Пермская система земного шара // Междунар. конгр. Ч. 2, вып. 1. Разрезы пермской системы. Свердловск, 1991.

Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток, 1987.

Проблемы стратиграфии пермской системы // Палеонтология и стратиграфия. М., 1980.

Степанов Д. П. Ярусная шкала перми СССР в свете современных данных // 27-й Междунар. геол. конгр: Доклады. Т. 1. М., 1984.

Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л., 1977.

Стратиграфия СССР. Пермская система. М., 1966.

Ярусы пермских отложений Тетической области, их глобальная корреляция // Сов. геология. 1987. № 7.

К главе 15

Бореальный триас. М., 1987.

Вахрамеев В. А. Палеофлористика, фитогеография и климаты мезозоя. М., 1990.

Волков Ю. В. Климатическая изменчивость в триасе, юре и мелу // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 4.
Дагис А. С., Дагис А. А. В защиту рэтского яруса // Геология и геофизика. 1990. № 5.
Добрускина И. А. Граница триаса и юры // Границы геологических систем. М., 1976.
Ронов А. Б., Хаин В. Е. Триасовые литологические формации мира // Сов. геология. 1961. № 1.
Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., 1973.
Шевырев А. А. Аммоноидеи и хроностратиграфия триаса. М., 1990.

К главе 16

Аркелл В. Д. Юрские отложения земного шара. М., 1961.
Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск, 1979.
Вопросы стратиграфии верхней юры. М., 1974.
Герасимов П. А., Михайлов Н. П. Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 2.
Границы юры и мела. М., 1990.
Друщиц В. В., Вахрамеев В. А. Граница юры и мела // Границы геологических систем. М., 1976.
Международный коллоквиум по верхней юре и границе юры и мела. Новосибирск, 1977.
Рацсон П. Ф. Событийная стратиграфия и граница между юрской и меловой системами // Труды Ин-та геологии и геофизики. 1990. Вып. 699.
Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов // Сов. геология. 1983. № 6.
Стратиграфия СССР. Юрская система. М., 1972.
Стратиграфия юрской системы. Тбилиси, 1962.
Худолей К. М. Палеогеография акваторий Земли на рубеже триаса и юры // Сов. геология. 1990. № 3.
Хэллем А. Юрский период. Л., 1978.
Юрские отложения южной части Закавказья. Л., 1985.

К главе 17

Граница меловых и третичных отложений. М., 1960.
Граница юры и мела. М., 1990.
Зоны меловой системы в СССР. Л., 1989.
Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л., 1990.
Катастрофы и история Земли. М., 1986.
Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М., 1985.
Меловой период. М., 1986.
Найдин Д. П. Геохронология мелового периода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. вып. 1.
Найдин Д. П. Граница мела и палеогена; стратиграфические аспекты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 5.
Следы космических воздействий на Земле. Новосибирск, 1990.
Стратиграфия СССР. Меловая система: В 2 кн. М., 1986.
Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н. Меловые литологические формации Мира // Сов. геология. 1975. № 11.
Шиманский В. Н., Соловьев А. Н. Рубеж мезозоя и кайнозоя в развитии органического мира. М., 1982.

К главе 18

Борзенкова И. И. Изменение климата в кайнозое. Л., 1992.
Берингия в кайнозое // Мат-лы Всесоюзн. симпозиума. Владивосток, 1976.

Зальцман И. Г. Границы глобальных стратиграфических подразделений палеогена и неогена // Границы крупных подразделений фанерозоя Сибири. Новосибирск, 1982.
Зальцман И. Г. Олигоцен и его ярусное расчленение // Сов. геология. 1974. № 10.
История озер позднего мезозоя и кайнозоя. Л., 1988.
Палеогеновая система. Стратиграфия СССР. М., 1975.
Палеогеография СССР. Т. 4. Палеогеновая, неогеновая и четвертичная системы. Л., 1975.
Проблемы стратиграфии кайнозоя. М., 1985.
Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Палеогеновые литологические формации континентов // Сов. геология. 1978. № 3.
Стратиграфический словарь СССР. Л., 1982.

К главе 19

Белокрыс Л. С. Климатическая зональность и ее изменения в миоценовую эпоху // Геол. журн. 1988. № 1.
Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.
Граница неогена и четвертичной системы. М., 1980.
Зальцман И. Г. Проблемы стратиграфии неогена // Сов. геология. 1980. № 6.
Зубаков В. А. Глобальные климатические события неогена. Спб., 1990.
Никифорова К. В. Граница неогена и антропогена // Границы геологических систем. М., 1976.
Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М., 1971.
Палеогеография неогена СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 6.
Подразделения неогена СССР и их возможная корреляция // Сов. геология. 1986. № 11.
Поздний кайнозой Северной Евразии. М., 1977.
Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982.
Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геология. 1984. № 9.
Стратиграфия СССР. Неогеновая система: В 2 кн. М., 1986.
Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н. Неогеновые литологические формации континентов // Сов. геология. 1979. № 10.

К главе 20

Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975.
Палеогеография Европы в поздием плейстоцене. М., 1973.
Палеогеография Европы в поздием плейстоцене и голоцене. М., 1978.
Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М., 1991.
Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М., 1991.
Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1972.
Палеогеография четвертичного периода. М., 1965.
Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972.
Стратиграфия и палеобиогеография антропогена. М., 1982.
Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М., 1982.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 4

ЧАСТЬ I. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ 7

Глава 1. **Предмет и задачи исторической геологии** 7
Глава 2. **Стратиграфия и геохронология** 14
2.1. Типы стратиграфических единиц и критерии их выделения 16
2.2. Относительная геохронология 18
2.3. Абсолютная геохронология 36
2.4. Международная геохронологическая шкала 41
2.5. Эталоны стратиграфических подразделений 42
Глава 3. **Основные методы историко-геологического анализа** 47
3.1. Фациальный метод 48
3.2. Анализ палеонтологического материала (биофациальный и палеоэкологический анализы) 54
3.3. Палеогеографические методы 57
3.4. Формационный анализ 77
3.5. Палеогеографические карты 79

ЧАСТЬ II. ДРЕВНЕЙШАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ 82

Глава 4. **Возникновение Земли и доархейская история** 82
4.1. Образование Солнечной системы 82
4.2. Образование планет, конденсация и аккумуляция межзвездного вещества 84
4.3. Доархейский (гадейский) этап развития Земли 86
Глава 5. **Архейская история** 88
5.1. Общее расчленение докембрия 88
5.2. Ранний архей (4,0—3,5 млрд лет) 90
5.3. Средний и поздний архей (3,5—2,5 млрд лет) 98
5.4. Геологические обстановки в архее 106
5.5. Зарождение жизни 108
5.6. Полезные ископаемые 109
Глава 6. **Ранний протерозой** 109
6.1. Глобальная и региональная характеристика 109
6.2. Среда осадконакопления 121
6.3. Полезные ископаемые 122
Глава 7. **Поздний протерозой** 123
7.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 123
7.2. Органический мир 129
7.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 129
7.4. Климатическая зональность 141
7.5. Полезные ископаемые 142

ЧАСТЬ III. ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ 145

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Глава 8. **Вендский период** 149
8.1. О положении вендской системы в общей хроностратиграфической шкале 149

8.2. Стратотипы вендской системы 150
8.3. Органический мир 155
8.4. Палеотектонические и палеогеографические условия 156
8.5. Климатическая зональность 162
Глава 9. **Кембрийский период** 166
9.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 166
9.2. Органический мир 170
9.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 173
9.4. Климатическая и биогеографическая зональность 180
9.5. Полезные ископаемые 184
Глава 10. **Ордовикский период** 184
10.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 186
10.2. Органический мир 187
10.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 191
10.4. Климатическая и биогеографическая зональность 201
10.5. Полезные ископаемые 204
Глава 11. **Силурийский период** 205
11.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 205
11.2. Органический мир 207
11.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 209
11.4. Климатическая и биогеографическая зональность 216
11.5. Полезные ископаемые 219
Глава 12. **Девонский период** 219
12.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 219
12.2. Органический мир 221
12.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 224
12.4. Климатическая и биогеографическая зональность 236
12.5. Полезные ископаемые 239
Глава 13. **Каменноугольный период** 240
13.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 240
13.2. Органический мир 246
13.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 251
13.4. Климатическая и биогеографическая зональность 263
13.5. Полезные ископаемые 269
Глава 14. **Пермский период** 270
14.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 270
14.2. Органический мир 271
14.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 274
14.4. Климатическая и биогеографическая зональность 285
14.5. Полезные ископаемые 289

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Глава 15. **Триасовый период** 290
15.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 290
15.2. Органический мир 292
15.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 294
15.4. Климатическая и биогеографическая зональность 303
15.5. Полезные ископаемые 305
Глава 16. **Юрский период** 307
16.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 307
16.2. Органический мир 312
16.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 315
16.4. Климатическая и биогеографическая зональность 325
16.5. Полезные ископаемые 331
Глава 17. **Меловой период** 331
17.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 332

17.2. Органический мир 335
17.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 341
17.4. Эволюция и вымирание фауны в меловом периоде 356
17.5. Климатическая и биогеографическая зональность 358
17.6. Полезные ископаемые 363

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Глава 18. **Палеогеновый период** 364
18.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 364
18.2. Органический мир 368
18.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 369
18.4. Климатическая и биогеографическая зональность 383
18.5. Полезные ископаемые 388
Глава 19. **Неогеновый период** 389
19.1. Стратиграфическое расчленение и стратотипы 389
19.2. Органический мир 391
19.3. Палеотектонические и палеогеографические условия 393
19.4. Климатическая и биогеографическая зональность 407
19.5. Полезные ископаемые 410
Глава 20. **Четвертичный (антропогеновый) период** 412
20.1. Стратиграфическое расчленение 412
20.2. Органический мир 417
20.3. Природные условия 420
20.4. Полезные ископаемые 427
Заключение 428
Литература 438

Учебное издание

Хаин Виктор Ефимович, Короновский Николай Владимирович, Ясаманов Николай Александрович

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Зав. редакцией *И. И. Щехура*
Редактор *Н. В. Баринова*
Переплет художника *Б. С. Казакова*
Художественный редактор *Ю. М. Добрянская*
Технический редактор *Н. И. Смирнова*
Корректоры *В. А. Ветров, Г. Я. Ярошевская*

ЛР № 040414 от 18.04.97

Сдано в набор 18.07.96 Подписано к печати 12.08.97 Формат 60×90 1/16
Бум. офс. кн.-журн. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 28.
Уч.-изд. л. 32,79 Тираж 2000 Заказ № 1164. Изд. № 5982

Ордена «Знак Почета» Издательство Московского университета
103009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Серпуховская типография Упрполиграфиздата Администрации Моск. обл.