

# ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



ВЫСШЕЕ  
ОБРАЗОВАНИЕ

# ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

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

18860



МОСКВА „НЕДРА” 1986



**Историческая геология.** Учебник для вузов/ Немков Г. И., Левицкий Е. С., Гречишников И. А. и др. — 2-е изд., перераб. и доп. — М.: Недра, 1986, 352 с., с ил.

Рассмотрены методы историко-геологических исследований: определения возраста горных пород, восстановления физико-географической обстановки и тектонических движений прошлых эпох. Приведены современные представления о строении и происхождении земной коры, описаны главные тектонические структуры материков и океанических впадин. Изложена геологическая история Земли, дано описание развития органического мира и палеогеографических изменений на поверхности Земли в течение докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Табл. 15, ил. 155.

Авторы: Г. И. Немков, Е. С. Левицкий, И. А. Гречишникова, В. А. Густомесов, М. В. Муратов, В. М. Цейслер

Под редакцией Г. И. Немкова и Е. С. Левицкого

Рецензент. Кафедра исторической геологии и палеонтологии Львовского государственного университета

За время, с момента выхода в свет первого издания книги, в результате геологических исследований, проведенных как на континентах, так и в океанах, было получено много нового фактического материала и сделаны новые теоретические выводы. Поэтому данные, изложенные в первом издании, устарели. Предлагаемое читателям второе издание значительно переработано и дополнено: заново написаны отдельные главы и разделы, увеличено число рисунков и внесены исправления в палеогеографические карты.

Процессы формирования материковой земной коры и геологическая история Земли изложены с позиций учения о геосинклиналях. Для объяснения возникновения и развития океанских впадин привлечена концепция тектоники литосферных плит.

При описании стратиграфических и геохронологических подразделений мезозоя использованы материалы В. Р. Лозовского, при описании ископаемого человека — материалы И. К. Ивановой.

Авторы учли замечания и пожелания, сделанные к первому изданию Д. В. Наливкиным, Е. Е. Милановским, В. Е. Хаиным, Б. М. Келлером, Е. М. Лазько, Г. П. Леоновым, Е. В. Шанцером, С. И. Шуменко, О. Л. Эйнором и О. В. Юферевым. Вся рукопись прочитана В. В. Глушко и Я. О. Кульчицким, а отдельные главы и разделы — И. В. Архиповым, В. М. Григорьевым, В. Б. Карауловым, Л. А. Невесской, Г. С. Сердюковой, Е. А. Успенской, В. И. Черновым и В. И. Яркиным.

Всем указанным товарищам, оказавшим помощь в подготовке второго издания книги, авторы выражают свою искреннюю признательность.

## ВВЕДЕНИЕ

Историческая геология принадлежит к числу описательных наук, она повествует о геологической истории Земли со времени возникновения земной коры, устанавливает причины образования определенных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Эта сложная и длительная геологическая история насыщена колоссальным числом природных явлений, событий и процессов: Рассматривая геологическое прошлое в хронологическом порядке, историческая геология помогает устанавливать закономерности развития Земли и земной коры на разных этапах геологической истории, восстанавливает эволюцию органического мира.

Основным материалом для восстановления истории развития того или иного участка земной коры являются образцы горных пород, собранные геологами в полевых условиях и всесторонне изученные в лабораториях. Это важнейшие геологические документы, в них «записаны» различные эпизоды геологической истории земной коры, которые геологи обязаны расшифровать и описать в хронологическом порядке.

Существуют различные методы историко-геологических исследований, с их помощью решаются задачи, стоящие перед исторической геологией. Основными задачами являются следующие:

1. Определение возраста горных пород. Изучение истории развития земной коры возможно лишь после того как определен возраст горных пород и установлена последовательность их образования. При определении возраста осадочных пород существенную помощь оказывает палеонтология — наука о вымерших организмах; возраст магматических и метаморфических пород, не содержащих палеонтологических остатков, определяется по соотношению с осадочными. Геолог должен расчленить на слои изучаемую толщу осадочных пород, установить возраст каждого слоя и провести сопоставление (корреляцию) выделенных слоев с одновозрастными на значительных расстояниях. Эти исследования проводятся при помощи стратиграфии — науки о взаимоотношениях и последовательности образования горных пород.

2. Восстановление физико-географических условий земной поверхности прошлых эпох. Эта задача является наиболее трудной и решается после определения возраста слоев горных пород. Необходимо восстановить природную среду, в которой формировались эти слои: установить древний рельеф морского дна и суши, распределение осадков на дне моря и на поверхности суши, древний климат, условия обитания и образ жизни организмов и т. д. Физико-географические условия прошлых эпох являются объектом изучения науки палеогеографии. Успешному проведению палеогеографических исследований помогает петрография осадочных пород — наука о составе, строении и условиях образования пород осадочного происхождения. Все данные о физико-географической обстановке прошлых эпох наносятся на палеогеографические карты.

3. Восстановление тектонических движений и истории развития структуры земной коры. Многочис-

ленные следы тектонических движений наблюдаются повсеместно на поверхности Земли в виде различных нарушений первичного залегания горных пород. Определением времени проявления тектонических движений, их характера, величины и восстановлением истории развития структур отдельных участков и всей земной коры занимается региональная геотектоника. Тектонические движения сопровождаются магматической деятельностью. Состав и строение магматических пород изучает петрография магматических пород, а время и условия их образования восстанавливает петрология.

4. Установление строения и закономерностей развития земной коры — одна из важнейших задач исторической геологии; ее решению помогают многие отрасли геологических наук: региональная геология, региональная геотектоника, геофизика, геохимия, космическая геология и др.

Все указанные основные задачи тесно связаны между собой и решаются параллельно с помощью различных методов.

Историческая геология является одной из геологических наук, основанной на обобщении данных, полученных при проведении практических работ. Как обобщающая теоретическая наука она не решает повседневных задач по поискам и разведке полезных ископаемых, но вооружает геологов необходимыми теоретическими знаниями, а это залог успеха в практической деятельности. Применяя методы историко-геологических исследований, геологи познают закономерности возникновения и размещения полезных ископаемых в земных недрах, что позволяет успешно проводить их поиски и разведку.

Историческая геология как наука возникла на рубеже XVIII и XIX веков, когда в геологию был введен палеонтологический метод исследования. Принципы стратиграфии были сформулированы еще в 1669 г. датским естествоиспытателем Нильсом Стенсоном, работавшим в Италии и известным под фамилией Стенон. В середине XVIII в. М. В. Ломоносов в своих работах писал о длительности геологического времени, о многократных изменениях поверхности Земли в течение геологической истории, использовал принцип актуализма. Во второй половине XVIII в. большой вклад в развитие стратиграфии внесли итальянский ученый Д. Ардуино, создавший в 1760 г. первую схему расчленения горных пород по возрасту, и немецкие геологи И. Леман, Г. Фюксель и особенно А. Вернер, разработавшие региональную схему стратиграфии Центральной Германии и на ее основе восстановившие геологическую историю этой части Европы.

Основателями палеонтологического метода были выдающийся английский ученый-самоучка У. Смит и виднейшие французские ученые Ж. Кювье и А. Броньяр. Проводя геологические наблюдения одновременно, но независимо друг от друга, У. Смит в Англии, Ж. Кювье совместно с А. Броньяром во Франции, пришли к одинаковым выводам о последовательной смене слоев и находящихся в них остатков ископаемых организмов. Эти выводы позволили названным ученым составить первые стратиграфические колонки, геологические карты и разрезы к ним для Англии и Франции. Палеонтологический метод получил всеобщее признание; на его основе в течение первой половины XIX в. были выделены употребляющиеся сейчас геологические системы, разработана стратиграфическая колонка для всей Европы, составлены геологические карты в ряде стран Европы. Накопившийся геологиче-

ский и палеонтологический материал требовал систематизации и теоретического обобщения.

В первой половине XIX в. пользовалась широкой популярностью теория катастроф, основы которой были сформулированы крупнейшим ученым Ж. Кювье в 1812 г. Правильно подмеченные факты вымирания ряда групп организмов в течение геологического времени им были ошибочно истолкованы, в результате чего теория оказалась ложной. Его последователи и ученики (Ж. Агассис, А. д'Орбиньи и Л. Эли де Бомон и др.) пошли значительно дальше своего учителя и даже незначительные изменения на поверхности Земли объясняли катастрофами, которые приводили к изменению залегания горных пород, рельефа и уничтожению всего живого. Теория катастроф сыграла реакционную роль в науке.

Теория катастроф была опровергнута трудами выдающихся ученых XIX в. — Ж. Ламарка, Ч. Лайеля, Ч. Дарвина. Известный французский естествоиспытатель Ж. Ламарк создал учение об эволюции органического мира (ламаркизм) и впервые провозгласил эволюцию всеобщим законом живой природы. Виднейший английский геолог Ч. Лайель в своем труде «Основы геологии» (1830—1833 гг.) убедительно доказал, что крупные изменения на Земле происходили не из-за разрушительных катастроф, а вследствие медленных, но очень длительных геологических процессов. Теория Лайеля представляла собой большой шаг вперед на пути к материалистическому пониманию природы, утвердившемуся в естествознании в середине XIX в. Труды Ч. Лайеля нанесли сильный удар по теории катастроф. Появление труда Ч. Дарвина «Происхождение видов» (1859 г.) имело огромное значение для победы эволюционного направления в биологии и палеонтологии. На основе учения Ч. Дарвина русский ученый В. О. Ковалевский разработал основы эволюционной палеонтологии, они широко применяются до настоящего времени.

Большой вклад в геологическую науку внес русский ученый-геолог Д. И. Соколов. «Курс геогнозии» (1839 г.) являлся энциклопедией геологических знаний первой трети XIX в., а в «Руководстве к геогнозии» (1842 г.), составленном с привлечением материалов, накопленных в России\*, развивались взгляды Лайеля на геологическую историю Земли. Труды Д. И. Соколова опровергают теорию катастроф, в ряде вопросов его взгляды были более прогрессивны, чем Ч. Лайеля; задолго до Ч. Дарвина Д. И. Соколов высказывал мысль о эволюционном развитии организмов.

Во второй половине XIX в. эволюционные идеи начали проникать и в геологию. Появление теории геосинклиналей является примером проникновения эволюционного учения в геологию. Основоположник этой теории американский геолог Д. Холл еще в 1857 г. отметил, что горные хребты возникли на месте глубоких протяженных прогибов, заполненных мощными толщами осадочных пород. В 1873 г. эти прогибы его соотечественник Д. Дэна назвал геосинклиналиями, а расположенные рядом поднятия — геоантиклиналиями. Длительный и сложный путь развития прошла эта теория, и само понятие геосинклинали на каждом новом этапе истории геологии приобретало более глубокое содержание.

---

\* Геологическая наука в России в то время называлась геогнозией.

Последняя треть XIX в. ознаменовалась крупными исследованиями в области биостратиграфии и выяснения геологической истории крупных регионов нашей планеты. В частности в России на основе применения палеонтологического метода были составлены монографии о палеозойских и мезозойских отложениях европейской части России и Урала виднейшими геологами С. Н. Никитиным, Ф. Н. Чернышовым, А. П. Карпинским. Особенно велики заслуги А. П. Карпинского — первого президента Академии наук СССР. Среди его трудов выделяется изданная в конце XIX в. книга, в которой впервые обобщены данные о геологической истории европейской части России и приведены палеогеографические карты этой территории. Значительный вклад в изучение процессов осадкообразования внесли исследования Н. А. Головкинского. Труды русских геологов во многом способствовали развитию исторической геологии.

К концу XIX в. накопился колоссальный фактический материал, собранный почти во всех частях земного шара. Он был обобщен и систематизирован австрийским ученым-геологом Э. Зюссом в трехтомном труде «Лик Земли». Среди геологов Э. Зюсс впервые применил термин «платформа».

В начале XX в. известный французский геолог Э. Ог в многотомном труде описал современные геологические процессы и геологическую историю Земли. Будучи сторонником теории геосинклиналей, Э. Ог разработал учение о платформенных и геосинклинальных участках, их строении и развитии во времени. Он был первым, кто четко противопоставил геосинклинали платформам.

В России понятие о геосинклиналях было введено в начале XX в. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, а затем А. А. Борисяк и Н. М. Страхов раскрыли сущность этого учения. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский развили учение о платформенных и геосинклинальных областях. Большую роль в развитии геотектоники и исторической геологии сыграли труды немецких ученых Г. Штилле и С. Бубнова. В работах указанных ученых отмечена большая роль тектонических процессов, рассмотрены вопросы формирования основных структурных элементов земной коры, процессы осадконакопления, магматизма и образования месторождений различных полезных ископаемых.

К середине XX в. историческая геология располагала многочисленными данными, обобщенными и обоснованными теоретически; большинство ученых рассматривало геологические процессы и геологическую историю с позиций теории геосинклиналей, хотя за последние 50 лет изменились взгляды на происхождение и причины развития геосинклиналей. В 30—50-е годы на первый план стали выдвигаться процессы, происходящие в верхней мантии под геосинклиналями (В. В. Белоусов, Р. ван Беммелен и др.), позже стало развиваться учение об этапах развития геосинклиналей и о существовании огромных геосинклинальных поясов (М. В. Муратов, В. Е. Хаин и др.), в строении и развитии которых огромную роль играют достигающие мантии глубинные разломы (А. В. Пейве). Богатый материал получила геологическая наука в 60—80-х годах нашего века по строению дна океанов. Наступил новый этап в развитии учения о геосинклиналях, полученные новые данные требуют внесения очередных коррективов в исходные положения теории геосинклиналей.

В течение последних 25 лет появились и широко распространились гипотезы, называемые «неомобилистскими»; они представляют со-

бой более глубоко разработанные варианты изложенной в 1924 г. немецким геофизиком А. Вегенером гипотезы движения континентов. Теоретически наиболее хорошо разработана концепция тектоники литосферных плит, часто называемая просто «тектоникой плит». Эта концепция находится в стадии дальнейшей разработки, высказываются во многом противоположные идеи о развитии геосинклиналей под влиянием движения и взаимодействия литосферных плит, а некоторые сторонники этой концепции предлагают вообще отказаться от представления о геосинклиналях. Согласиться с этим нельзя — геосинклинали и геосинклинальные складчатые пояса существуют и являются важнейшими структурами земной коры, а учение о геосинклиналях требует учета новых данных.

XX век — время развития различных отраслей геологии, в том числе и исторической геологии. Это время ознаменовалось открытием многих крупных месторождений полезных ископаемых, чему предшествовали тщательные и всесторонние историко-геологические наблюдения, без которых невозможны современные геологические исследования. В результате историко-геологического анализа обширных территорий в нашей стране были открыты Волго-Уральское и Западно-Сибирские месторождения нефти и газа, месторождения сибирских алмазов и ряда других полезных ископаемых.

В развитие и разработку исторической геологии как обобщающей геологической науки внесли очень большой вклад выдающиеся советские ученые-геологи А. А. Борисяк, Д. В. Наливкин, Н. М. Страхов и Г. П. Леонов.

# Часть I

## МЕТОДЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

### Глава 1

#### МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

При стратиграфических исследованиях осуществляются две последовательные операции: а) расчленение разреза на слои, пачки (стратиграфические подразделения) на основе состава пород и заключенных в них окаменелостей, б) стратиграфическая корреляция слоев, т. е. установление геологической одновозрастности слоев, пачек (стратиграфических подразделений), выделенных в разных, часто весьма удаленных участках. В некоторых случаях корреляцию можно осуществить при геологическом картировании, прослеживая слои шаг за шагом, в других случаях используют специальную методику.

Фактическим материалом для стратиграфии служат конкретные разрезы и выделяемые в них слои горных пород. Обобщение нескольких частных стратиграфических разрезов позволяет составить сводный стратиграфический разрез (стратиграфическую колонку), в котором все горные породы расположены друг над другом в строгой последовательности их напластования — в хронологическом порядке. Обобщение стратиграфических колонок нескольких районов позволяет выявить последовательность напластования горных пород на большой территории.

Перед стратиграфическими исследованиями стоят следующие задачи:

- 1) расчленение разрезов и выделение стратиграфических подразделений на отдельных участках земной коры — создание региональных или местных стратиграфических шкал, отражающих хронологическую последовательность геологических событий для определенного региона;
- 2) проведение межрегиональной корреляции стратиграфических подразделений разных рангов;
- 3) создание общей стратиграфической шкалы.

Значение стратиграфии трудно переоценить. На ее основе решаются вопросы эволюции органического мира, палеогеографической обстановки, тектонического развития. Без детальной стратиграфии невозможно расшифровать структуру земной коры, составить геологическую карту, проводить поиски и разведку месторождений полезных ископаемых.

**Принципы стратиграфии.** Стратиграфические исследования опираются на несколько теоретических положений, которые в разное время были сформулированы в работах выдающихся геологов. Д. Л. Степанов и М. С. Месежников насчитывают девять таких принципов. Другие исследователи ограничиваются тремя. Одним из важнейших является принцип последовательности напластования, сформулированный в

1669 г. Н. Стенсеном (Стеноном): «При ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя». Этот принцип позволяет установить временные отношения «раньше — позже» между слоями, толщами. Не менее важен для стратиграфической корреляции принцип Н. А. Головкинского, высказанный им в 1868 г. о возрастной миграции пограничных поверхностей литологически однородных слоев. Согласно этому принципу в каждом слое можно считать одновозрастными осадки, которые распределялись в направлении, параллельном береговой линии. С последним принципом тесно связано положение, высказанное швейцарским геологом А. Грессли о фациальной изменчивости одновозрастных отложений.

Биостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов основаны на принципе У. Смита, который в начале XIX в. писал, что одновозрастные слои содержат исходные ископаемые, т. е. отложения можно отличать и сопоставлять по заключенным в них ископаемым. С принципом Смита тесно связан принцип, его дополняющий: ископаемые фауны и флоры следуют друг за другом в определенном порядке.

При стратиграфических исследованиях очень важно учитывать неполноту стратиграфической и палеонтологической летописей. В геологических напластованиях запечатлена только часть геологической истории; продолжительные ее отрезки соответствуют перерывам в осадконакоплении.

Расчленение и корреляцию разрезов производят на основе критериев, обусловленных минералого-петрографическими особенностями слоев, их взаимоотношениями и условиями накопления, или же составом остатков животных и растительных организмов, заключенных в породах. В соответствии с этим принято выделять методы, основанные на изучении состава слоев и их взаимоотношений (геолого-стратиграфические методы) и основанные на палеонтологической характеристике пород (биостратиграфические методы). Эти методы позволяют определить относительный возраст слоев горных пород (одни моложе, другие древнее) и коррелировать одновозрастные слои.

Особое место занимают радиогеохронологические методы, позволяющие оценить изотопный возраст пород в единицах астрономического времени.

## **МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД**

### **ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ**

Геолого-стратиграфические методы позволяют расчленять разрезы на слои, пачки на основе изменения состава пород и строения слоев, оценить возраст и провести корреляцию одновозрастных слоев. Большинство этих методов можно считать вспомогательными, их используют вместе с палеонтологическими (биостратиграфическими), которые являются основными.

**Минералого-петрографический метод.** Суть этого метода заключается в расчленении разреза на отдельные слои и пачки, отличающиеся по петрографическому составу, структурным и текстурным особенностям пород, окраске, наличию в породах характерных и только им присущих минералов и т. п. Изучение взаимоотношений слоев в конкретном обнажении позволяет расположить их в стратиграфи-

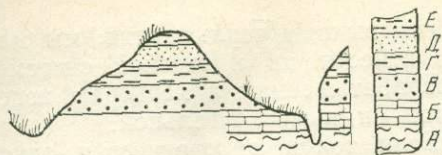


Рис. 1. Стратиграфический разрез при горизонтальном залегании слоев

А—Е — стратиграфическая последовательность слоев

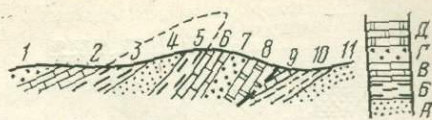


Рис. 2. Стратиграфический разрез при складчатом залегании слоев

1—11 — последовательность слоев в обнажении; А—Д — стратиграфическая последовательность слоев

ческой последовательности и составить стратиграфическую колонку, опираясь на основной принцип стратиграфии: нижележащий слой древнее покрывающего.

В условиях простого геологического строения при горизонтальном или наклонном залегании слоев их последовательность в разрезе соответствует последовательности в стратиграфической колонке. На рис. 1 слой Б моложе слоя А, слой В моложе слоя Б, слой Г моложе слоя В и т. д. Значительно сложнее установить нормальную последовательность слоев, если они залегают вертикально, смяты в сложные складки, нарушены разрывами (рис. 2). В этом случае необходимо первоначально установить положение подошвы и кровли пластов, выяснить тектоническую структуру и только потом, сравнивая петрографический состав слоев на крыльях складок и по сторонам от разрыва, можно выявить нормальную стратиграфическую последовательность слоев. Нередко слои на участках, разделенных протяженными разрывными нарушениями, сопоставить не удается. В этом случае для каждого блока составляют свою стратиграфическую колонку, а для их корреляции используют другие методы.

Сопоставление разобщенных разрезов с помощью минералогическо-петрографического метода осуществляется сравнением петрографического состава слоев в соседних обнажениях. Слои с одинаковой или близкой минералогическо-петрографической характеристиками рассматриваются как одновозрастные. На небольших участках при хорошей обнаженности слои, выделенные в одном обнажении, прослеживают на местности шаг за шагом к другому обнажению, доказывая таким образом их одновозрастность. Иногда таким способом удается проследить слои и пачки на десятки и первые сотни километров. Для стратиграфической корреляции особый интерес представляют выдержанные на большой площади легко распознаваемые слои, которые называются маркирующими. Эти слои могут выделяться особенностями вещественного состава, структуры, цветом, обилием каких-либо ископаемых организмов или включений. Это могут быть прослои туфов в глинистой толще, прослои известняка-ракушечника в толще терригенных отложений и т. д. Маркирующие слои позволяют расчленять мощные толщи, прослеживать границы стратиграфических подразделений, составлять структурные карты.

Определение возраста слоев минералогическо-петрографическим методом может быть проведено путем их сопоставления с известными эталонами. Иногда достаточно ограничиться грубым сравнением вещественного состава отложений: например, известно, что в Подмосковье черные глины имеют позднерюрский возраст, а подстилающие их белые известняки — каменноугольный. Следовательно, найдя в окрестностях

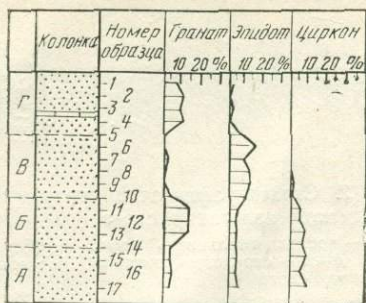


Рис. 3. Выделение пачек в монотонной толще по минеральному составу пород

Пачки: А — цирконовая, Б — гранато-цирконовая, В — эпидотовая, Г — гранатовая

мерности состава и строения толщ. За пределами таких площадей разновозрастные слои могут испытывать столь значительные изменения состава и строения, что использование указанного метода при стратиграфической корреляции становится невозможным. Выше отмечалось, что в Подмоскowie позднеюрский возраст имеют черные глины, а каменноугольный — белые известняки. В Донецком бассейне позднеюрский возраст имеют известняки и глины, а каменноугольные отложения представлены глинисто-песчаной толщей с пластами известняков и углей. В практической деятельности минерало-петрографический метод всегда используют в совокупности с остальными методами.

Стратиграфические подразделения, выделенные на основе изучения минерало-петрографического состава пород, обычно называют литостратиграфическими. В отличие от них стратиграфические подразделения, выделенные по комплексам ископаемых организмов, называют биостратиграфическими.

Структурно-тектонические методы. В основу этих методов положена идея об одновременности тектонических движений на больших площадях поверхности Земли. Слоистые осадочные толщи, накопившиеся на дне морских бассейнов и на суше, в отдельные моменты геологической истории сминались в складки, частично размывались и при последующих трансгрессиях моря снова перекрывались более молодыми несогласно залегающими слоями. Поэтому расчленение разрезов на пачки и их корреляцию становится возможным осуществлять по поверхностям несогласий. Поверхности несогласий позволяют расчленить разрез, они являются реперами, по которым проводится сопоставление соседних разрезов. Толщи, заключенные между одинаковыми поверхностями несогласий, рассматриваются как разновозрастные (рис. 4). При этом петрографическая характеристика слоев в разрезе толщ может существенно изменяться.

Метод корреляции разрезов по поверхностям несогласий широко используют при выделении и сопоставлении крупных стратиграфических подразделений в толщах, где отсутствуют ископаемые органические остатки, особенно при расчленении докембрийских пород.

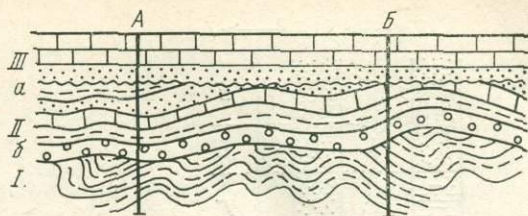
Тектонические движения, приводящие к поднятиям и опусканиям больших территорий, происходят в разных участках неодновременно

Москвы выходы черных глин, мы можем отнести их к юрской системе, а разрабатываемые в карьерах известняки — к каменноугольной.

Если толща литологически однообразна, требуется очень кропотливое лабораторное изучение образцов, отобранных по разрезу для выделения и прослеживания горизонтов, содержащих характерные ассоциации минеральных зерен (рис. 3).

Минерало-петрографический метод широко используют при геологической съемке. Он позволяет сопоставлять разрезы, расположенные относительно близко, в пределах одного бассейна, осадконакопления и его отдельных участков, где выдержаны законо-

Рис. 4. Толщи (I—III), разделенные поверхностями несогласия (а и б)  
А и Б — разрезы



и с различной скоростью. Поэтому слои пород, поднятые на поверхность, перед началом нового погружения могут оказаться размывтыми в разной степени, подошва трансгрессивной толщи не будет строго разновозрастной и между поверхностями несогласия могут оказаться разновозрастные слои. Все это ограничивает применение указанного метода.

Частным выражением структурно-тектонического метода является ритмостратиграфический метод, основанный на той же идее одновременности тектонических движений. Разрез расчленяется на пачки, отвечающие времени относительных поднятий, приводящих к обмелению бассейна, и опусканий, приводящих к его углублениям. Опусканиям и трансгрессиям будут отвечать горизонты относительно глубоководных чистых известняков среди более мелководных мергелей, в других случаях — мергелей среди глин, глин — среди алевролитов, морских и лагунных отложений — среди континентальных и т. п. По-разному могут быть выражены относительные поднятия и регрессии.

Расчленение разреза на пачки, соответствующие этапам относительных опусканий и поднятий поверхности осадконакопления, позволяет наметить ритмы в разрезе осадочной толщи, а по ритмам сопоставить разрезы, расположенные в пределах одного бассейна осадконакопления (рис. 5). Этот метод широко используют для расчленения и корреляции разрезов мощных угленосных толщ. На практике методы корреляции по перерывам и по ритмам используются совместно с остальными методами.

Геофизические методы. Геофизические методы расчленения и корреляции разрезов основаны на изучении изменений физических характеристик пород по разрезу, выделении слоев и пачек, различающихся физическими характеристиками в одном разрезе, и сопоставлении пачек с одинаковыми физическими характеристиками в соседних разрезах. По своей геологической сущности геофизические методы сходны с минералого-петрографическим методом, так как с помощью геофизических методов разрез расчленяют на отдельные петрографические горизонты, изучают их взаимоотношения, оценивают относительный возраст и сопоставляют одинаковые по составу пачки как разновозрастные.

При стратиграфических исследованиях наиболее широко используют методы скважинной геофизики — электрический и ядерный каротаж скважин. Электрический каротаж основан на расчленении разрезов в зависимости от показателей кажущегося удельного сопротивления пород, ядерный (гамма-каротаж) — на естественной радиоактивности пород. При изучении разреза в скважину опускают специальный снаряд-зонд, соединенный электропроводами с самопишущим прибором, который по мере погружения зонда в скважину на бумажной ленте выписывает кривую изменения физических параметров

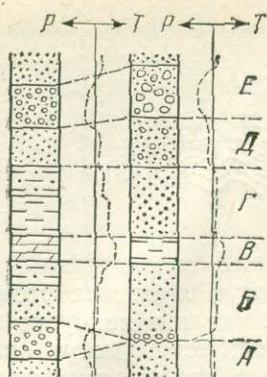


Рис. 5. Расчленение разрезов на пачки, отвечающие этапам относительных трансгрессий и регрессий

Пачка В (мергели, глины) — этап трансгрессии, пачка Е (конгломераты) — этап регрессии, граница между А и Б — этап регрессии и перерыв в осадконакоплении; Р — регрессивные слои; Т — трансгрессивные слои

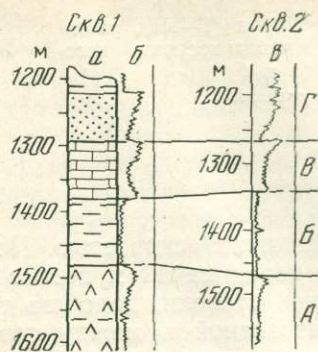


Рис. 6. Сопоставление разрезов с помощью каротажных диаграмм

А, Б, В, Г — пачки, характеризующиеся различным литологическим составом: ангидриты, глины, известняк, песчаники; а — колонка по скв. 1; б и в — каротажные диаграммы; б — по скв. 1, в — по скв. 2

по разрезу — так называемую каротажную диаграмму. По этим диаграммам расчленяют разрез на пачки. Изучение каротажных диаграмм, полученных по соседним скважинам, позволяет выделить и сопоставить однородные разновозрастные пачки пород (рис. 6).

Различные виды электрического каротажа и ядерного каротажа широко используются при изучении стратиграфических разрезов плохо обнаженных равнинных областей (особенно в нефтяной геологии).

Палеомагнитный метод. В последние годы в стратиграфии стал использоваться палеомагнитный метод расчленения и корреляции разрезов — изучение естественной остаточной намагниченности пород. Метод основан на том, что в истории Земли происходили многократные инверсии магнитного поля, обусловленные изменением вектора первичной намагниченности на  $180^\circ$ .

Ферромагнитные частицы при остывании лавы и выпадении в осадок намагничиваются и ориентируются в магнитном поле Земли. При процессах диагенеза и складчатости первичная ориентировка частиц не нарушается, она соответствует ориентировке магнитного поля во время накопления слоя. Выделяя в разрезе слои, в которых частицы обнаруживают полярность (изучение ведется на строго ориентированных образцах), удается расчленить разрез на горизонты прямой и обратной намагниченности. В истории Земли длительные интервалы времени характеризовались постоянством положения магнитных полюсов, но они чередовались с эпохами многократных инверсий, что выражено в разрезе чередованием горизонтов с постоянной ориентировкой векторов первичной намагниченности и горизонтов с частыми инверсиями. Это облегчает выделение в разрезе характерных реперов, по которым можно осуществлять корреляцию разрезов. При сопоставлении горизонтов прямой и обратной намагниченности только по их знаку всегда возможны ошибки, так как в разрезах имеются скрытые перерывы в осадконакоплении. Поэтому палеомагнитный метод надо применять в совокупности с биостратиграфическими и радиогеохронологическими. Его ценность определяется тем, что каждая инверсия магнитного по-

ля Земли происходила повсюду одновременно, а поэтому палеомагнитные горизонты являются строго одновозрастными. Однако сам метод весьма трудоемкий и требует большого числа точек наблюдений. Наиболее эффективен он для континентальных и вулканогенных серий.

## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ (БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ) МЕТОДЫ

Более надежными методами определения относительного возраста отложений и корреляции последних на больших территориях являются палеонтологические методы, основанные на использовании ископаемых остатков организмов.

В основе палеонтологических методов лежит принцип последовательной смены неповторяющихся в разрезах фаунистических и флористических комплексов, отражающих этапность их исторического развития. Преимущество этих методов стратиграфии перед другими состоит в том, что они базируются на одном из основных положений эволюционной теории — неповторяемости эволюции. /Необратимость эволюционного процесса впервые установил Ч. Дарвин. Он указал, что исчезнувший вид никогда не может появиться снова. Бельгийский ученый Л. Долло в 1893 г. положение о необратимости эволюции выдвинул в качестве «закона эволюции», согласно которому организм не может вернуться хотя бы частично к прежнему состоянию, которое было уже осуществлено в ряду его предков. /

Исходя из закона необратимости эволюции Дарвина — Долло каждый комплекс ископаемых остатков организмов, приуроченный к тому или иному слою, отражает определенный этап развития органического мира и является неповторимым. Это и дает возможность использовать ископаемые остатки организмов для определения относительного возраста горных пород. /

В основе палеонтологических методов лежит также явление широкого пространственного распространения ископаемых остатков организмов, что позволяет осуществлять корреляцию разрезов отдаленных друг от друга областей. Широкое пространственное распространение отдельных групп организмов связано с большой скоростью их расселения по поверхности Земли. Время, необходимое для расселения организмов, в геологических масштабах практически ничтожно при условии, если организмы не встречают на своем пути различного рода препятствий.

Определение возраста горных пород (их датировка) производится путем сравнения окаменелостей из этих пород с теми, которые встречаются в опорном разрезе. Например, в горной породе найден коралл *Calceola sandalina*, характерный для эйфельского яруса среднего девона в его стратотипическом (опорном) разрезе Западной Европы. Следовательно, и слой, в котором обнаружен коралл *Calceola sandalina*, относится также к эйфельскому ярусу. При расчленении и корреляции разрезов надо знать вертикальное распределение ископаемых остатков организмов по разрезу. Иногда они встречаются от подошвы до кровли и тогда полученные данные о возрасте будут относиться ко всему этому слою. Чаще же окаменелости встречаются спорадически, т. е. приурочены к определенным уровням в изучаемом слое, и возраст, установленный по таким формам, условно распространяется на весь слой.

Ценность для биостратиграфии отдельных групп ископаемых остатков организмов далеко не одинакова. Она определяется распространением этих групп во времени и в пространстве, степенью приуроченности к определенным типам пород, частотой встречаемости в горных породах и темпами их эволюции. В связи с этим выделяют архистратиграфические (ортостратиграфические) и парастратиграфические группы вымерших организмов. Архистратиграфические группы, характеризующиеся быстрой эволюцией, широким распространением и независимостью от осадка (пород), к которым относят, например, гониаты, аммониты, граптолиты, планктонные фораминиферы и др., позволяют проводить не только детальное расчленение разреза, но и не менее детальную корреляцию с опорными разрезами. Это, как правило, нектонные и планктонные организмы, скелеты которых могут захороняться на любом участке морского дна, независимо от осадка. К парастратиграфическим группам относят, как правило, бентосные организмы, например брахиоподы, кораллы, мшанки и др., которые благодаря тесной связи с определенными типами осадков в разных районах образуют различные по составу ассоциации. Они в меньшей степени могут быть использованы для широких сопоставлений, но для определения возраста пород и корреляции в пределах районов распространения этих групп имеют иногда первостепенное значение.

Деление вымерших организмов на архистратиграфические и парастратиграфические группы в значительной мере условно и отражает степень наших знаний об этих группах. Так, например, до недавнего времени радиолярии считались второстепенной парастратиграфической группой, а в настоящее время, благодаря использованию электронной микроскопии, они стали одной из основных групп для определения возраста и корреляции верхнемеловых и кайнозойских отложений.

Биостратиграфическое расчленение частных разрезов производят путем анализа распространения в них отдельных таксонов вымерших организмов или их комплексов. Наиболее простой моделью является следующая: в каждом последовательно сменяющемся слое содержится свой вид — «а», «б», «в». По этим видам выделяют биостратиграфические подразделения А, Б, В, границы которых совпадают с границами слоев или пачек (рис. 7,а). Однако чаще наблюдается несовпадение границ распространения отдельных видов или комплексов с границами слоев, что отражается и в несовпадении биостратиграфических и литологических границ (см. рис. 7,б). Какие же существуют критерии проведения границ биостратиграфических подразделений? Одни исследователи проводят их по появлению новых таксонов (вида, или группы видов), другие — по исчезновению старых, третьи считают границы, проведенные по появлению или исчезновению таксонов, равноценными (рис. 8,а). В геологической практике часто отдают предпочтение той границе, которая совпадает с литологической, хотя такая граница с биостратиграфических позиций может оказаться менее обоснованной (см. рис. 8,б), чем другие. Первостепенное значение приобретает та граница, которая проведена по появлению видов в одном филогенетическом ряду, т. е. видов, имеющих прямую родственную связь с видами подстилающих слоев (см. рис. 8,в).

Существует несколько биостратиграфических методов определения возраста горных пород. Ниже рассмотрены некоторые из них.

Метод руководящих форм. Руководящими формами называют остатки вымерших животных и растений, которые отвечают оп-

Рассматриваемый метод прост и поэтому с момента своего появления нашел широкое применение; его используют и в настоящее время для определения возраста горных пород и корреляции разрезов. Но он не лишен недостатков, которые были замечены еще в прошлом столетии. Представление о том, что руководящие формы имеют почти повсеместное (космополитное) распространение независимо от условий обитания, оказалось неверным, оно пришло в глубокое противоречие с данными биологической науки о тесной связи организма с окружающей средой. Любой организм обитает в определенных физико-географических условиях, поэтому пространственное распространение отдельных видов далеко не одинаково. Одни виды имеют очень широкое распространение (космополиты), другие — весьма ограниченное (эндемики).

В природе не существует абсолютных космополитов, так как ни один вид не может одновременно обитать на континентах и в морях. Даже в пределах одного континента или морского бассейна в силу большого разнообразия условий один и тот же вид не может существовать повсеместно. Таким образом, каждый вид имеет более или менее ограниченную площадь своего распространения (ареал).

Несостоятельным оказалось и второе положение, лежащее в основе метода руководящих форм, — приуроченность их во всех районах к одному и тому же стратиграфическому уровню. Это положение предусматривает повсеместное одновременное появление и вымирание руководящих форм. Как известно, один и тот же вид не может возникнуть сразу во многих районах земной поверхности. Он появляется на одном участке, а затем расселяется в другие районы. Однако скорость расселения организма зависит не только от его способности к перемещению, но и в значительной мере от возможности преодолевать различные препятствия, встреченные на путях миграции.

Препятствия могут быть биологические (например, отсутствие пищи) и физические. Для наземных животных и растений физическими препятствиями являются обширные пространства морей, неблагоприятный климат и непреодолимые элементы рельефа (например, высокие горные хребты); для морских — участки суши (материки, острова), морские течения с неблагоприятной температурой, глубоководные впадины (для бентосных организмов) и т. д. Изменение физико-географической обстановки способствует заселению организмами новых районов, поэтому руководящий вид может занимать в разных районах различные стратиграфические положения и в таком случае разновозрастные отложения с одинаковыми руководящими формами могут быть ошибочно приняты за разновозрастные.

Нельзя не учитывать также и другие явления, осложняющие применение метода руководящих форм. Одним из них является рекуррентность, т. е. присутствие одних и тех же руководящих форм или целых комплексов в различных стратиграфических горизонтах. Явление рекуррентности связано с миграцией организмов из района первоначального обитания в связи с изменившимися условиями в смежные районы и возвращением их через некоторый промежуток времени на старое место обитания, где к этому моменту восстановились благоприятные условия (рис. 9). Поэтому использование при определении геологического возраста и корреляции только руководящих форм без учета сопутствующего комплекса ископаемых остатков организмов может привести к грубым ошибкам в стратиграфических выводах.

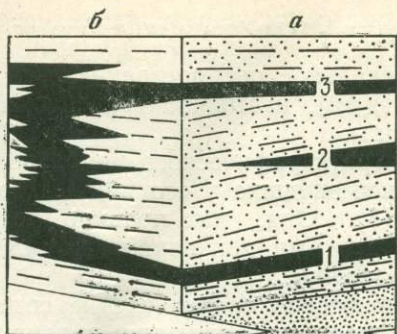


Рис. 9. Схема, показывающая появление рекуррентных комплексов фауны в разновозрастных, но одинаковых по литологическим признакам осадках. По Р. Муру (1948 г.)

а — комплекс фауны в черных сланцах, характерный для слоя 1, повторяется без существенных изменений выше по разрезу (слои 2 и 3); б — непрерывность накопления черных сланцев в условиях многократного перемещения зоны седиментации

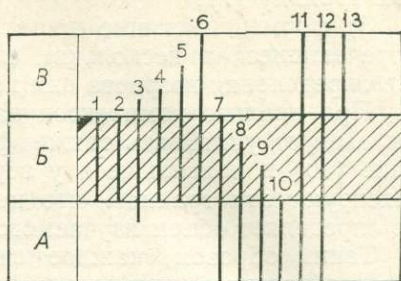


Рис. 10. Пример использования комплекса форм одной группы вымерших организмов для расчленения разреза. Заштриховано изучаемое стратиграфическое подразделение

Метод анализа фаунистических и флористических комплексов. В отличие от метода руководящих форм при анализе фаунистических и флористических комплексов используют весь палеонтологический материал или определенные группы вымерших организмов. Одно из важных преимуществ этого метода состоит в том, что корреляция и выводы о геологическом возрасте базируются не на единичных, иногда случайно выбранных формах (видах), а на совокупности всех форм выбранной группы или различных групп организмов. Важно также и то, что данные о возрасте, полученные при анализе комплекса одной группы организмов, можно контролировать по другим группам; это снижает вероятность ошибки. Поэтому метод комплексов нашел широкое практическое применение и в настоящее время является основным при биостратиграфических исследованиях.

При анализе комплекса форм вымерших организмов могут быть выделены (рис. 10):

1) формы, встречающиеся только в данном слое и не переходящие его границы (1, 2), эти формы являются руководящими; как правило, они составляют небольшой процент в составе комплекса, но имеют наибольшее стратиграфическое значение;

2) формы, появляющиеся в подстилающем слое и исчезающие в вышележащем (3), но в данном слое встречающиеся часто и в большом количестве; время существования этих форм длительное, но время их расцвета совпадает со временем формирования данного слоя; такие формы называют характерными, или контролирующими;

3) формы, впервые появившиеся в данном слое и переходящие в вышележащие слои (4, 5, 6); по таким формам обычно проводится нижняя граница стратиграфического подразделения;

4) формы, заканчивающие свое существование во время формирования изучаемого слоя и обычно приуроченные к его нижней части (7, 8, 9); такие формы называются доживающими; они имеют гораздо

меньшее значение, чем предыдущие, кроме форм, определяющих верхнюю границу (7);

5) формы, имеющие широкое вертикальное распространение, т. е. встречающиеся в нескольких слоях (11, 12), называют транзитными; для определения возраста они не пригодны.

При анализе комплексов данного стратиграфического подразделения следует учитывать также формы, исчезнувшие у его нижней границы (10) и появившиеся у верхней (13). Они, как правило, четко фиксируют эти границы, что наряду с другими признаками комплексов определяет объем изучаемого подразделения.

Таким образом, каждое стратиграфическое подразделение содержит свойственный только ему комплекс форм, позволяющий надежнее, чем по отдельным формам, определять геологический возраст и устанавливать границы этого подразделения. Каждый фаунистический или флористический комплекс неповторим в разрезе, так как эволюция органического мира необратима.

Следует помнить, что изменчивость комплекса форм во времени зависит от многих причин, главной из них является изменение внешних условий. Отдельные группы организмов, входящие в состав комплекса, по разному реагируют на эти изменения: одни из них меняются быстро, другие — медленно. Поэтому рубежи этих изменений, а следовательно, и положение границ стратиграфических подразделений по разным группам вымерших организмов могут не совпадать.

Эволюционный (филогенетический) метод. Определение относительного возраста слоев, расчленение и корреляцию разрезов при помощи этого метода производят по уровню эволюционного развития выбранной группы форм (рода, семейства и т. д.).

Основоположником эволюционного метода является крупный русский ученый В. О. Ковалевский. Будучи последователем учения Ч. Дарвина, он указывал, что вымершие организмы представляют собой исчезнувшие звенья общей цепи эволюционного развития органического мира на Земле.

В процессе эволюции непрерывно увеличивается разнообразие как животных, так и растений, усложняется и совершенствуется их организация. В силу необходимости организмы вынуждены приспосабливаться к той среде, в которой они обитают, и это приводит со временем к изменению их физиологических и морфологических особенностей. Постепенное накопление новых признаков в конечном итоге обуславливает появление новых таксонов (видов, родов).

В задачу эволюционного метода входит установление родственных связей между организмами выбранной группы, т. е. установление их исторического развития или филогенеза. Как правило, новые таксоны, т. е. формы-потомки, стоят на более высокой ступени эволюционного развития, чем их предки, и обычно находятся в более молодых отложениях.

Установление филогенетических взаимоотношений организмов разных групп дает возможность понять законы эволюции и закономерное нахождение каждой формы в цепи сменяющихся во времени видов. Тем самым устанавливается значение этих форм для определения возраста горных пород.

Для того чтобы установить филогенез любой изучаемой группы, необходимо выяснить, когда появились входящие в эту группу организмы, в течение какого времени они существовали, кто из них были

предками, а кто потомками. Иначе говоря, необходимо выяснить их родословную. Ответ на первые два вопроса можно получить из стратиграфического разреза путем установления вертикального распространения этих организмов. Восстановление же родственных связей — более сложная задача, так как в ископаемом состоянии сохраняется не весь организм, а только его скелет или отдельные части скелета; нередко бесследно исчезают отдельные звенья филогенетического ряда.

При установлении родственных связей между организмами пользуются сравнительно-анатомическим, сравнительно-эмбриологическим и другими анализами. В первом случае рассматривается степень сходства элементов скелета (наружного или внутреннего) представителей изучаемой группы, что в какой-то мере отражает степень родства. Так, например, в верхнедевонских отложениях Гренландии были найдены остатки скелета древнейших земноводных — ихтиостегид. В строении черепа, хвоста и конечностей обнаружилось большое сходство с подобными элементами скелета некоторых кистеперых рыб. Применение сравнительно-анатомического анализа позволило установить, что первые земноводные произошли от кистеперых рыб. Во втором случае прослеживаются стадии развития одной особи от зародышевого до взрослого состояния, т. е. его онтогенез. Согласно основному биогенетическому закону онтогенез (индивидуальное развитие организма) является упрощенным повторением филогенеза (исторического развития предков данной формы). По отдельным далеко не полно сохранившимся признакам предковых форм в эмбриональной части изучаемой особи удается установить ее предков. Сравнительно-эмбриологический анализ можно применить к тем группам вымерших организмов, у которых сохраняются начальные стадии развития (аммоноидеи, бивальвии, брахиоподы, фораминиферы, кораллы и др.). Так, например, изучая последовательные обороты раковин некоторых мезозойских аммонитов, установлено, что начальные обороты у них имеют гониатитовую лопастную линию, а последние — аммонитовую. Это дало основание считать, что предками аммонитов были гониатиты. Таким образом был сделан вывод, что в процессе эволюции аммоноидей усложнялась лопастная линия.

Выявленные родственные связи можно изобразить в виде схемы филогенетических взаимоотношений (рис. 11). При расчленении разрезов особое внимание следует обратить на момент появления новых видов, что позволяет определять границы выделяемых стратиграфических подразделений.

Как мы видели, в предыдущих методах учитывается простое нахождение форм или их комплексов в тех или иных слоях. Рассматриваемый метод определяет эволюционное положение этих форм, закономерно обусловленное развитием той группы организмов, к которой они принадлежат. Поэтому он является более точным, научно обоснованным и ведущим в биостратиграфии.

Разработав филогенез какой-либо группы организмов, можно расчленить отложения по уровню развития заключенных в них форм. Так, крупные этапы развития аммоноидей положены в основу расчленения палеозойских и мезозойских отложений (гониатиты — девон — пермь, цератиты — пермь — триас, аммониты — юра и мел).

Эволюционный метод приобретает большое значение при сопоставлении удаленных разрезов. Если даже в таких разрезах не окажется

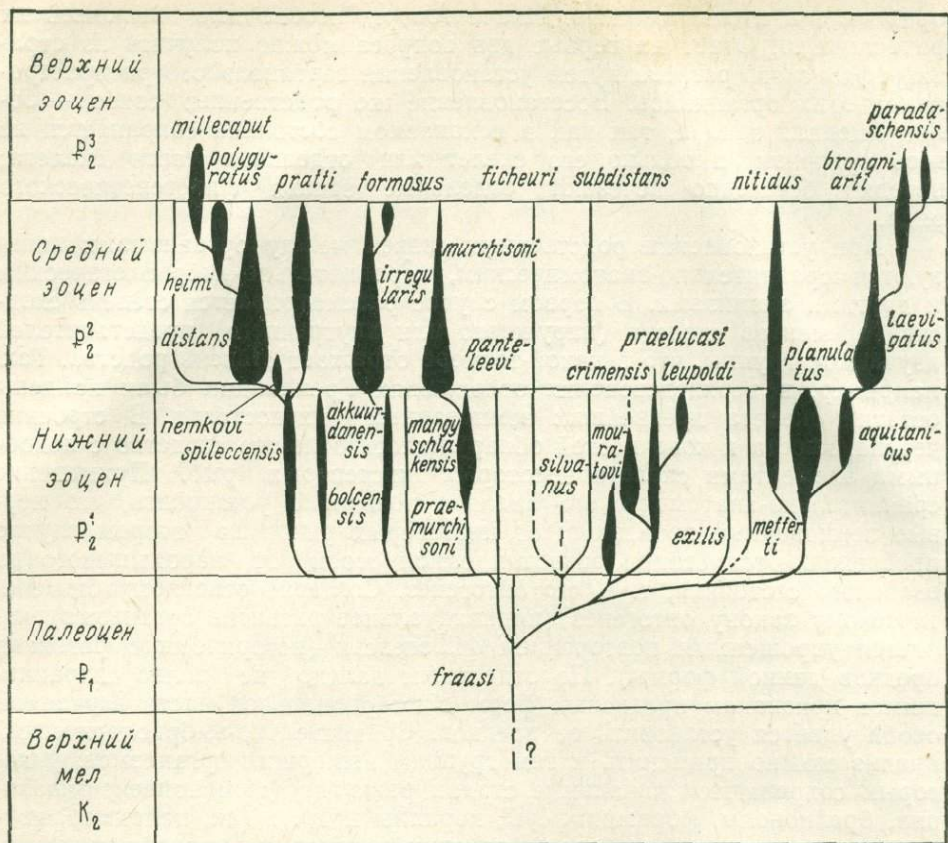


Рис. 11. Схема филогенетических взаимоотношений видов нуммулитов (подрод *Nummulites*). По Г. И. Немкову, с упрощением

общих форм, то сопоставление может быть произведено по уровню развития родственных групп организмов.

К основным недостаткам метода относится сложность его применения, связанная с неполнотой палеонтологической летописи (отсутствие остатков организмов в отдельных слоях стратиграфического разреза или отсутствие самих слоев).

В природе широко развито явление конвергенции, т. е. схождения признаков. При этом у разных групп организмов, не связанных родственными отношениями, в результате существования в близких условиях и сходного образа жизни возникают подобные морфологические признаки. Так, например, такие далекие в родственном отношении организмы, как археоциаты, губки и кораллы, имеют сходную кубкообразную форму скелета. Таким образом, принимая внешнее сходство за ведущий признак при установлении родственных связей, можно допустить ошибку.

Использование микропалеонтологических объектов в биостратиграфии. Значение ископаемых микроорганизмов (в особенности простейших) для стратиграфии было оценено сравнительно недавно, в 20-х годах текущего столетия. Однако за короткий промежуток времени были достигнуты очень большие резуль-

таты по дробному расчленению и корреляции осадочных толщ как на континентах, так и в океанах. По комплексам микроорганизмов легко устанавливается и относительный возраст горных пород.

К микропалеонтологическим объектам относят скелеты мелких животных и растений (фораминиферы, радиолярии, остракоды, диатомовые и золотистые водоросли и др.), мелкие части крупных организмов (конодонты, мелкие части скелета рыб и др.), мельчайшие споры и пыльцу высших растений. Поскольку спорово-пыльцевой анализ имеет особое значение для биостратиграфии, он будет рассмотрен отдельно.

Характерными особенностями микроорганизмов являются: 1) малые размеры, что позволяет извлекать их не только из горных пород в естественных обнажениях, но и из небольших обломков кернов буровых скважин; 2) большое число экземпляров даже в небольших образцах; 3) распределение микроорганизмов практически по всему разрезу (для морских форм — по всему разрезу морской толщи, что очень важно при использовании кернового материала, так как ископаемые остатки крупных организмов встречаются в керне редко и обычно в виде обломков, которые трудно определить).

Чрезвычайно мелкие микроорганизмы требуют особых приемов извлечения их из породы и дальнейшего изучения. Порода, содержащая такие объекты, дробится, размачивается в воде, иногда прокаливается и неоднократно охлаждается; чаще растворяется в растворе едких щелочей или кислот (укусной и др.). Извлеченные из породы микроорганизмы исследуются под бинокуляром. Внутреннее строение раковин фораминифер, радиолярий, кокколитофорид и других микроорганизмов изучают в прозрачных шлифах под микроскопом. Применение электронной микроскопии открыло широкие возможности для более глубокого изучения скелетов микроорганизмов и использования их в биостратиграфии.

При использовании микропалеонтологических объектов в биостратиграфических целях применяют рассмотренные выше методы: метод руководящих форм, метод анализа фаунистических комплексов, эволюционный (филогенетический) метод и др.

Важное значение для стратиграфии морских отложений имеют фораминиферы. Расчленение разрезов основано на установлении вертикального распространения отдельных видов и выявлении комплексов фораминифер, свойственных тому или иному стратиграфическому подразделению. Для общей характеристики комплексов большое значение имеет степень их разнообразия. Широкое географическое распространение фораминифер позволяет проводить корреляцию на значительных площадях. Ассоциация планктонных фораминифер кайнозоя, например, прослеживается в виде поясов, охватывающих весь земной шар.

Массовость фораминифер и наличие их почти в каждом слое морских отложений (особенно в карбонатных) дает возможность выявлять вымершие сообщества, прослеживать изменения их во времени, устанавливать родственные связи и на этой основе разрабатывать очень дробные стратиграфические схемы. Так, например, Д. М. Раузер-Черноусова по фузулинидам расчленила верхний карбон Самарской Луки на девять подразделений, мощность которых не превышает 1—10 м; дробная стратиграфия меловых и кайнозойских отложений Юга СССР создана на основе изучения фораминифер. В последние

десятилетия в связи с использованием электронной микроскопии большое значение для стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений приобрели золотистые водоросли (кокколитофориды).

Большое стратиграфическое значение имеют также остракоды (низшие ракообразные). В отличие от фораминифер, они встречаются не только в морских отложениях, но и в отложениях пресноводных и солоноватоводных бассейнов, где достигают большого разнообразия. Они известны с раннего палеозоя. Быстрая эволюция позволяет использовать остракод для расчленения и корреляции палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, сформировавшихся в бассейнах разной солености.

С середины нашего столетия важное стратиграфическое значение приобрели конодонты. Установлено их присутствие во всех отложениях от кембрия до триаса и распространение почти на всех континентах от Северной Америки до Австралии; по конодонтам разработана зональная шкала для палеозоя и триаса.

Спорово-пыльцевой анализ сравнительно недавно (1916 г.) вошел в практику геологических работ и среди других палеонтологических методов занимает особое положение. Объектом изучения являются микроскопические оболочки спор и пыльцы растений. Вещество, из которого состоят эти оболочки, с трудом поддается разрушению даже при обработке концентрированными кислотами и едкими щелочами. Поэтому споры и пыльца прекрасно сохраняются в ископаемом состоянии.

В природе споры и пыльца встречаются очень часто, что объясняется их незначительной величиной, большой летучестью и ежегодным появлением в огромном количестве (сотни тысяч и миллионы экземпляров с каждого растения). Небольшие размеры и весьма малый вес позволяют разносить споры и пыльцу ветром, реками, морскими течениями на огромные расстояния. Они встречаются всюду: на поверхности почвы, во льду, в морской воде, в донных илах и т. д. Это дает возможность выделять споры и пыльцу почти из всех отложений геологического прошлого: континентальных, лагунных и морских. Поэтому спорово-пыльцевой анализ позволяет проводить прямую корреляцию разных по литологическому составу и происхождению отложений. В этом состоит огромное преимущество спорово-пыльцевого анализа перед другими палеонтологическими методами.

С помощью спорово-пыльцевого анализа устанавливается строение спор и пыльцы и их изменение во времени, выясняются спорово-пыльцевые комплексы, заключенные в горных породах, по которым восстанавливается развитие наземной растительности на протяжении того или другого отрезка геологического времени. Данные спорово-пыльцевого анализа используют при разработке стратиграфии, для определения возраста горных пород, корреляции геологических разрезов и восстановления физико-географических условий прошлого.

Вместе с тем этот метод не лишен недостатков. Еще недостаточно разработана методика определения спор и пыльцы. Из-за деформации оболочек иногда возникают трудности точного определения видов и даже более крупных таксонов. Нередко остается неясным, насколько спорово-пыльцевой спектр соответствует составу ранее существовавшей растительности. Споры и пыльца некоторых растений вообще не встречаются в ископаемом состоянии. Известны случаи ошибок в определении возраста горных пород в связи с тем, что споры и пыльца

могут попадать по трещинам в более древние породы. Учитывая это, необходимо тщательно отбирать образцы на спорово-пыльцевой анализ из невыветрелой части горных пород.

Процентно-статистический метод был введен в стратиграфию Ч. Лайелем в прошлом столетии и широко применялся до 30-х годов нашего века. Ч. Лайель применил процентно-статистический метод для стратиграфического расчленения и корреляции кайнозойских отложений Западной Европы. На основании процентного содержания современных видов моллюсков в этих отложениях он выделил эоцен, миоцен и плиоцен. К эоцену были отнесены отложения, содержащие 3,5% ныне живущих видов моллюсков, к миоцену 17%, к нижнему плиоцену 35—50%, а к верхнему плиоцену 90—95%.

Процентно-статистический метод стали вскоре после его появления широко применять при расчленении и корреляции не только кайнозойских, но и более древних отложений. Определение относительного возраста того или иного слоя основывалось на подсчете процентного содержания общих видов с эталонным, детально изученным разрезом близких по возрасту отложений. Одновозрастными с эталонными считались те слои, которые содержали наибольший процент общих видов. Например, в эталонном разрезе (рис. 12) выделены четыре слоя А, Б, В, Г и для каждого слоя установлен определенный комплекс видов. В изученном разрезе выделены три слоя а, б, в. Из этих слоев также определен видовой состав вымерших организмов. Затем состав видов слоя «а» сравнивают последовательно с составом видов слоев А, Б, В, Г опорного разреза и подсчитывают процент общих видов. Пусть в слое «а» определено 50 видов, из которых 5 видов общих со слоем А (10%), 30 видов — со слоем Б (60%), 10 видов — со слоем В (20%) и 5 видов — со слоем Г (10%). По процентному содержанию общих видов слой «а» изучаемого разреза принимают одновозрастным со слоем Б опорного разреза. Такой же подсчет проводят для остальных слоев.

Следует отметить, что процентно-статистический метод является формальным, его применение не раз приводило к ошибкам в стратиграфии. По мере накопления фактического материала выяснилось, как уже указывалось ранее, что в разновозрастных, но близких по составу отложениях иногда встречается больше одинаковых видов, чем в одновозрастных, но имеющих разный литологический состав.

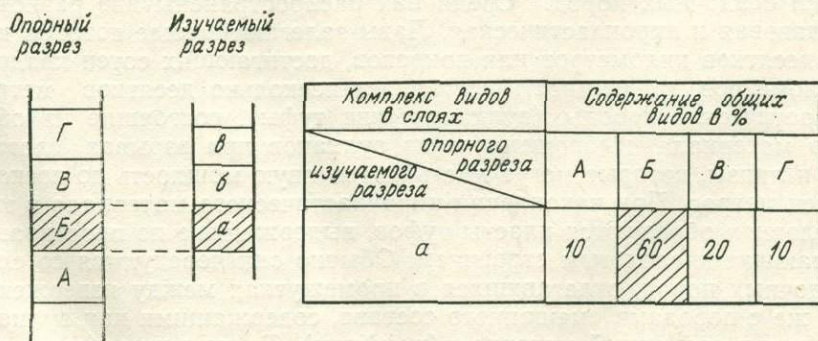


Рис. 12. Схема сопоставления отложений с применением процентно-статистического метода

В настоящее время этот метод для решения стратиграфических задач используют только в совокупности с другими палеонтологическими методами.

Несмотря на все преимущества палеонтологических методов, они не могут считаться универсальными. Немалый процент в составе земной коры составляют метаморфические, интрузивные и эффузивные породы, не содержащие ископаемые остатки организмов. Даже среди осадочных пород нередко встречаются толщи, лишенные остатков организмов, или, как их называют, палеонтологически «немые». Для определения относительного возраста таких отложений палеонтологические методы неприменимы.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магматические породы не содержат органических остатков. Поэтому их относительный возраст можно определить только косвенным путем, учитывая взаимоотношения с осадочными породами, содержащими палеонтологические остатки.

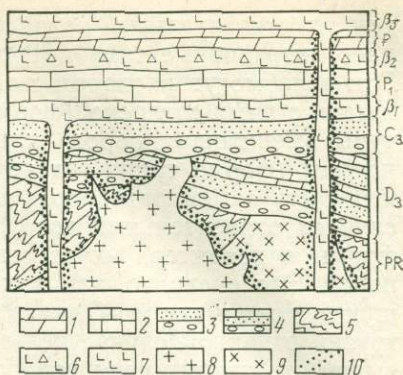
Все магматические породы делятся на две группы: интрузивные (иначе плутонические), формирующиеся на той или иной глубине, и эффузивные (вулканические) — продукты извержения магматического материала на земную поверхность или на морское дно. Интрузивные породы в свою очередь подразделяются на глубинные или абиссальные, образующиеся на больших глубинах, и полуглубинные или гипабиссальные, которые кристаллизуются ближе к поверхности Земли.

Магматические породы отличаются разнообразными условиями залегания в земной коре. Они образуют геологические тела, имеющие определенные размеры, форму, внутреннее строение, в зависимости от глубины формирования, положения в тектонической структуре района и взаимоотношений с другими породами осадочного, магматического или метаморфического происхождения. Определение относительного возраста эффузивных и интрузивных пород проводится разными методами.

Вулканические породы, будучи продуктами извержения магматического материала на земную поверхность, образуют пластообразные или линзовидные тела, которые в результате многократных извержений могут формировать толщи слоистого строения или переслаиваться с пластами осадочных пород. Среди них распространены две разновидности: лавовая и пирокластическая. Лавы залегают в виде потоков длиной до десятков километров или покровов, достигающих сотен квадратных километров, их мощность составляет несколько десятков метров. Пирокластические породы (вулканические туфы), состоящие из обломочного материала, выброшенного из вулканов при взрывах, слагают пласты и линзы, которые могут иметь изменчивую мощность до нескольких сотен метров. При накоплении пирокластического материала в морских условиях образуются пласты туфов, выдержанные по простиранию и отличающиеся слоистым строением. Обычно они чередуются со слоями осадочных пород, отлагавшихся в промежутках между извержениями или же с породами смешанного состава, содержащими как вулканический, так и осадочный материал (туффиты). Такие вулканогенно-осадочные толщи нередко достигают значительной мощности в несколько километров.

Рис. 13. Взаимоотношение магматических и осадочных пород (пример определения относительного возраста магматических пород)

1 — палеоген (мергели); 2 — нижняя пермь (известняки); 3 — верхний карбон (конгломераты, песчаники); 4 — верхний девон (конгломераты, песчаники, известняки); 5 — протерозой (метаморфические породы); 6 — туфы базальтов; 7 — базальты; 8 — граниты; 9 — диориты; 10 — контактовый метаморфизм



В природе очень часто в одном и том же районе присутствуют совместно вулканические толщи и интрузивные тела, причем последние нередко залегают среди вулканических пород, образуя внедрения. Бывают случаи, когда вулканические породы перекрывают образовавшиеся ранее интрузивные массивы.

Относительный возраст слоистых вулканических пород устанавливается геолого-стратиграфическими методами, к ним с успехом можно применять общие принципы стратиграфического расчленения и стратиграфической корреляции, которые используются при изучении осадочных пород. По характеру залегания и взаимоотношения друг с другом, а также с осадочными породами они принципиально не отличаются от последних. Отсутствие органических остатков не позволяет применить палеонтологические методы для определения относительного возраста того или другого слоя вулканических пород. Однако, если известен возраст подстилающих и перекрывающих слоев осадочных пород, то нетрудно установить возраст залегающих среди них слоев вулканического происхождения. Иногда относительный возраст можно определить довольно точно, но большей частью он устанавливается приближенно. Рассмотрим это на примере.

На геологическом разрезе (рис. 13) присутствуют осадочные и магматические породы вулканического и интрузивного происхождения. В верхней половине разреза среди горизонтально залегающих пород присутствуют три горизонта вулканических пород (нижние и верхние базальты и их туфы). Относительный возраст нижних базальтов ( $\beta_1$ ) залегающих между песчаниками верхнего карбона и известняками нижней перми, с достаточной точностью устанавливается по стратиграфическому положению в разрезе — их излияние произошло на рубеже карбона и перми. Возраст среднего горизонта туфов базальтов ( $\beta_2$ ), залегающего между известняками нижней перми и мергелями палеогена, можно установить приближенно в интервале от поздней перми по мел включительно. Образование этих пород могло произойти в середине или в конце пермского периода, а также в течение любого отрезка мезозойской эры — в триасовом, юрском или меловом периоде. Наконец, относительный возраст верхних базальтов ( $\beta_3$ ), залегающих на породах палеогена, можно приближенно определить как послепалеогеновый, их извержение могло произойти в неогеновом или в четвертичном периодах.

Значительно сложнее условия залегания массивных интрузивных

тел, их относительный возраст определять труднее. В большинстве случаев интрузивные тела прорывают складчатые слоистые толщи пород. Эти тела могут располагаться между слоями вмещающих пород и залегать с ними согласно (форма таких тел зависит от складчатой структуры вмещающих пород) или же прорывать или пересекать слоистые породы (форма таких тел не зависит от структуры последних, она может быть самой разнообразной, иногда весьма причудливой). В обоих случаях относительный возраст интрузивных пород, независимо от формы и характера их залегания, будет моложе возраста вмещающих пород. Это очевидно, так как магма внедрилась в ранее сформировавшуюся толщу пород. Однако точно определить время образования интрузии в данном случае нельзя, можно лишь утверждать, как отмечено выше, что интрузивная порода моложе толщи, которую она прорывает, т. е. установить нижний предел ее геологического возраста.

На границе интрузивного тела и вмещающих его пород всегда наблюдаются следы контактового метаморфизма, вызванные нагреванием пород и высокой химической активностью внедрившегося магматического расплава. Контактный метаморфизм проявляется только в зоне теплового воздействия интрузии и четко локализуется вдоль ее контакта. Породы на контакте подвергаются нагреву и обработке растворами, приносящими с собой вещество из интрузивного тела. Поэтому на контакте образуются породы иной структуры и иного минерального состава. Зону контактового метаморфизма можно наблюдать в случае, если интрузивное тело вскрыто эрозией. Мощность этой зоны может изменяться в больших пределах: от нескольких сантиметров до десятков, сотен и даже тысячи метров. В рассматриваемом случае говорят об активном, или «горячем», контакте. Наличие ореола контактовых изменений свидетельствует о том, что породы, окружающие интрузивное тело, в момент внедрения магмы и образования интрузии уже были сформированы.

Для того чтобы определить возраст интрузивных пород более точно, надо найти такой участок, где кровля интрузивного тела перекрывается с размывом более молодыми осадочными или вулканическими породами, возраст которых известен. В этом случае в подошве перекрывающих пород не наблюдается признаков контактового метаморфизма, так как не было активного воздействия интрузии на эти породы. Такой контакт называют «холодным». Очевидно, что возраст интрузивного тела будет определяться интервалом между нижним пределом (возраст прорываемых пород) и верхним пределом — возрастом пород, покрывающих интрузивное тело.

Процесс внедрения и застывания магмы может произойти среди различных по возрасту более древних пород, а размыв кровли интрузивного тела и перекрытие ее осадочными или вулканическими породами может происходить в течение длительного времени. Поэтому определение возраста интрузивных пород оказывается значительно более приближенным, чем вулканических. Например, в областях распространения древних докембрийских образований встречаются интрузии, прорывающие эти породы и перекрытые только четвертичными отложениями. В таком случае возраст интрузивного тела можно определить в высшей степени приближенно в широких пределах геологического времени: нижний предел возраста ограничивается докембрием, а верхний — неогеном или четвертичным периодом.

Возвратимся к рис. 13, в нижней части которого показано взаимоотношение интрузивных тел с метаморфическими и осадочными толщами. Интрузивные породы — диориты и граниты, внедрившиеся в метаморфические и осадочные, имеют разный возраст. Диориты ( $\delta$ ) древнее, они прорывают докембрийские метаморфические породы и перекрыты отложениями верхнего девона. С докембрийскими породами диориты имеют «горячий» контакт, а с девонскими — «холодный». Нижний предел их возраста отвечает докембрию, а верхний — среднему девону. Точнее определяется возраст более молодых гранитов ( $\gamma$ ), их внедрение могло произойти в раннем или среднем карбоне.

В случае если необходимо определить последовательность образования жильных пород, изучается взаимоотношение жил между собой: раньше возникли те жилы, которые пересекаются последующими.

## ПЕРИОДИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Историческая геология восстанавливает геологическую историю Земли в хронологическом порядке начиная со времени образования древнейших горных пород и кончая современной эпохой. Это достигается при помощи рассмотренных методов, позволяющих не только определить возраст и последовательность образования горных пород, но и установить периодичность геологических явлений и выделить этапы в длительной истории Земли.

В течение долгого времени устанавливались геохронологические и стратиграфические подразделения, отражающие этапы историко-геологического процесса. Созданию шкалы геологического времени посвящено огромное число научных трудов. Первая схема возрастной классификации горных пород была предложена итальянским ученым Д. Ардуино в 1759 г. на основе исследований в Северной Италии. В геологической истории этой области были выделены три этапа формирования горных пород: первичный, вторичный и третичный. Трехчленное деление явилось прообразом выделения палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений уже в XIX в.

Введение в историческую геологию палеонтологического метода позволило разработать систему геохронологических и стратиграфических подразделений, основанную на эволюции органического мира. Палеонтологические данные имеют огромное значение для периодизации геологической истории, они являются наиболее доступной основой относительной геохронологии и стратиграфических сопоставлений. При помощи некоторых из рассмотренных ранее методов определения относительного возраста пород уже к середине XIX в. геологи расчленили толщу земной коры на группы и системы. В дальнейшем стали выделять более дробные стратиграфические подразделения — отделы, ярусы и зоны.

К концу XIX в. накопился обширный материал по стратиграфии, который требовал систематизации и обобщения. Эта работа началась в разных странах, а разработка единой системы стратиграфических и геохронологических единиц была поручена специальной комиссии Международного геологического конгресса \*. В 1881 и 1900 гг. на 2-й и 8-й

сессиях МГК были утверждены единые для всех стран названия: на 2-й сессии в Болонье была принята предложенная русской делегацией схема стратиграфических подразделений: группа, система, отдел и ярус, а на 8-й сессии в Париже была добавлена самая мелкая единица — зона. Указанным стратиграфическим подразделениям соответствовали геохронологические эквиваленты: эра, период, эпоха, век и время (фаза).

Каждое стратиграфическое подразделение формировалось в течение определенного этапа геологической истории Земли, оно отражает эволюцию земной коры и органического мира за определенный промежуток геологического времени. Стратиграфические единицы применяют для обозначения комплексов горных пород, а соответствующие геохронологические — для наименования времени, в течение которого эти комплексы образовались. Две шкалы с одинаковыми названиями подразделений употребляются не случайно. Дело в том, что о геохронологических единицах — единицах времени — можно говорить повсеместно, так как любой участок земной коры проходил свою историю по всем этапам геологического времени. Но слои горных пород в эти этапы формировались не повсюду. В определенный отрезок времени в одном месте они отлагались, а в другом, наоборот, происходило разрушение ранее образовавшихся слоев. Например, в Москве и ее окрестностях на известняках карбона с перерывом залегают юрские глины (рис. 14). В разрезе отсутствуют отложения пермской и триасовой систем, так как в пермском и триасовом периодах в Москве и Подмосковье осадконакопления не происходило. Поэтому для этого участка мы можем говорить только о геологическом времени, в течение которого не происходило осадконакопления — о пермском и триасовом периодах.

В своей практической работе геологи долгое время применяли стратиграфические подразделения, утвержденные Геологическим конгрессом в 1900 г. На их основе была разработана единая международная стратиграфическая шкала; все названия имели европейское происхождение. По мере расширения геологических исследований в Азии, Америке и Африке стало ясно, что многие из подразделений этой шкалы здесь не могут быть использованы. Если крупные подразделения (группы, системы) выделялись повсеместно, то более мелкие (отделы и особенно ярусы) было трудно или невозможно установить. Поэтому возникла необходимость выделять местные стратиграфические единицы по совокупности литологических, палеонтологических и других признаков. Такие подразделения имеют огромное практическое значение, они хорошо прослеживаются и наносятся на региональные геологические

---

\* Международным геологическим конгрессом (МГК) называется международная организация геологов, сессии которой проводятся регулярно через 4 года уже более 100 лет. На сессиях МГК осуществляются научные контакты между геологами разных стран, обмен мнениями на секционных заседаниях, принимаются решения, проводятся геологические экскурсии, 1-я сессия состоялась в Париже в 1878 г., там же в 1980 г. была проведена юбилейная 26-я сессия, посвященная 100-летию образования МГК. Последняя 27-я сессия состоялась в Москве в 1984 г., в ней приняли участие 5692 человека из 107 стран. В 1961 г. основан Международный союз геологических наук (МСГН), членами которого являются почти 100 стран и 35 международных научных организаций (1984 г.). МСГН осуществляет координацию работы различных геологических комиссий и ассоциаций и содействует проведению сессий МГК. Заседания исполкома МСГН проводятся ежегодно, одним из вице-президентов МСГН постоянно является советский ученый.

карты. Уже во второй половине XIX в. местные стратиграфические единицы стали употребляться геологами. В СССР долгое время использовались два типа стратиграфических подразделений: единицы единой стратиграфической шкалы, утвержденные Геологическим конгрессом, и местные стратиграфические подразделения, утвержденные Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР\*. Оба типа стратиграфических подразделений не стали удовлетворять геологическую службу СССР и поэтому по решению МСК в конце 60-х годов началась работа по составлению Стратиграфического кодекса СССР. Этот кодекс был утвержден МСК и опубликован в 1977 г. Кратко остановимся на его характеристике.

**Стратиграфический кодекс** является временным сводом основных правил и рекомендаций, определяющих содержание и применение стратиграфических понятий, терминов и названий. Он создан для того, чтобы обеспечить единообразие в применении стратиграфических терминов геологами СССР, его требования обязательны при проведении геологических работ в нашей стране.

В кодексе имеется много новых положений и определений, отличающихся от ранее принятых, предложена новая структура стратиграфической классификации. Вместо применявшихся ранее «единой стратиграфической шкалы» и местных подразделений в кодексе имеется несколько равноправных самостоятельных шкал. Кодексом предусмотрены три группы стратиграфических подразделений: основные, частные и вспомогательные, которые разделены на категории, представляющие собой по сути дела самостоятельные стратиграфические шкалы. Структура стратиграфической классификации, принятая в кодексе, приведена в табл. 1.

Основные стратиграфические подразделения имеют комплексное обоснование. Это означает, что при их выделении используются разнообразные методы определения относительного и изотопного возраста горных пород. Для фанерозоя преимущественно применяются палеонтологические методы.

Стратиграфические подразделения частного обоснования и вспомогательные употребляют в случаях, когда невозможно использовать основные стратиграфические подразделения.

Основные стратиграфические подразделения комплексного обоснования.

1. *Общие стратиграфические подразделения* представляют собой совокупности горных пород, время формирования которых отвечало определенным этапам геологической истории Земли, отражающим общие закономерности последовательного развития литосферы и биосферы. Они ранее относились к «единой стратиграфической шкале» и назывались по-разному. В кодексе принято название «общие стратиграфические подразделения», как наиболее точно отражающее существо этих единиц. Общие подразделения устанавливаются с помощью разных ме-

---

\* Межведомственный стратиграфический комитет СССР (МСК) является органом, в который входят видные специалисты по стратиграфии, работающие в геологических организациях Академии наук, Министерства геологии и других ведомств. МСК руководит работой ряда комиссий, которые разрабатывают основные положения стратиграфической классификации и конкретной стратиграфии. Под руководством МСК составляются и публикуются многотомное издание «Стратиграфия СССР», «Стратиграфический словарь СССР», «Стратиграфический кодекс СССР», различные руководства, указания и постановления по стратиграфии.

Таблица 1

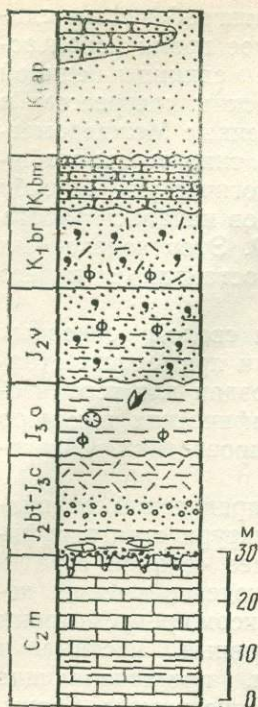


Рис. 14. Стратиграфический разрез каменноугольных, юрских и меловых отложений Подмосковья

### I. Основные стратиграфические подразделения комплексного обоснования

Категория общих стратиграфических подразделений	Категория региональных стратиграфических подразделений	Категория местных стратиграфических подразделений
Эонотема Эратема (группа) Система Отдел Ярус Зона Звено	Горизонт Лона (провинциальная зона)	Комплекс Серия Свита

### II. Стратиграфические подразделения частного обоснования

Категория зональных биостратиграфических подразделений: биостратиграфические зоны разных видов

### III. Вспомогательные стратиграфические подразделения

Категория литостратиграфических подразделений: толщина, пачка, пласт (слой), маркирующий горизонт  
Категория биостратиграфических подразделений: слои с фауной (флорой)

тодов. Для докембрийских пород используют главным образом радиогеохронологические методы, а для палеозойских, мезозойских и кайнозойских — палеонтологические.

Общим стратиграфическим подразделениям соответствуют геохронологические эквиваленты (применяются в СССР):

Общие стратиграфические подразделения:	Геохронологические подразделения:
1. Эонотема	1. Эон
2. Эратема (группа)	2. Эра
3. Система	3. Период
4. Отдел	4. Эпоха
5. Ярус	5. Век
6. Зона	6. Фаза
7. Звено	7. Пора

Почти все крупные подразделения (выше яруса) имеют единые международные наименования и их можно выделить повсеместно, но они могут не иметь самостоятельных стратотипов — конкретных разрезов, описанных в качестве типовых. На мелкомасштабных геологических картах обычно выделяют системы и отделы. Ярусы и особенно

зоны трудно проследить повсеместно \*, а звенья выделяют лишь внутри континентальных отложений.

Эонотема — это отложения, образовавшиеся в течение зона — самой крупной геохронологической единицы. Выделяют три эонотемы: архейскую, протерозойскую и фанерозойскую, отражающие весьма продолжительные этапы развития Земли. Архейскую и протерозойскую эонотемы объединяют под названием докембрий, или криптозой. Более правильное название докембрий определяет совокупность горных пород, образовавшихся до кембрийского периода. Все указанные названия, кроме докембрия, имеют греческое происхождение. Основным критерием разделения докембрия и фанерозоя является присутствие бесскелетных организмов в докембрии и появление разнообразных скелетных организмов в фанерозое.

Эратема, или группа, составляет часть эонотемы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение эры. Эратемы отражают крупные этапы развития Земли и органического мира, их границы соответствуют переломным рубежам в истории развития органического мира. Эратемы выделяют внутри фанерозоя, они объединяют отложения трех и более систем. Синонимом эратемы является термин группа, но более определенным является название эратема. Выделяют палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эратемы (сокращенно — палеозой, мезозой и кайнозой). Эти названия имеют греческое происхождение. Каждая эратема может быть разделена на части (например, нижний и верхний палеозой).

Система составляет часть эратемы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение периода. В палеонтологическом отношении системе свойственны типичные для нее семейства или роды в фауне, роды и виды во флоре. Системы объединяют отложения двух, чаще трех отделов. Системы были установлены в Европе с 1822 по 1879 г. В 1881 г. на 2-й сессии МГК в Болонье были утверждены названия 10 систем: кембрийская, силурийская, девонская, каменноугольная, пермская, триасовая, юрская, меловая, третичная и четвертичная. Впоследствии силурийскую систему разделили на ордовикскую и силурийскую, а третичную — на палеогеновую и неогеновую. Поэтому в настоящее время в СССР принято 12 систем.

Названия большинства систем происходят от географических наименований тех местностей, в которых они были впервые установлены. Для всех систем употребляются сокращенные названия: кембрий, ордовик, силур, девон, карбон, пермь, триас, юра, мел, палеоген, неоген. Нет общепринятого сокращенного названия только для четвертичной системы (в СССР широко используется название антропогеновая система, сокращенно — антропоген). Для каждой системы приняты определенные цвет изображения на геологической карте, являющийся международным, и индекс, образованный начальной буквой латинского названия системы.

Отдел составляет часть системы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение одной эпохи. В палеонтологическом отношении отделам свойственны типичные группы фауны и флоры (подсемейства, роды и виды). Отделы объединяют отложения нескольких (двух и более)

---

\* Есть зоны практически глобального значения (например, граптолитовые зоны ордовика и силура или зоны планктонных фораминифер и нанопланктона для верхнего мела, палеогена и неогена).

ярусов. Названия отделам даются по их положению в системе: нижний и верхний или нижний, средний и верхний с прибавлением полного или сокращенного названия системы. Для некоторых систем существуют собственные названия отделов (например, для юрской системы: лейас, доггер, мальм; для палеогеновой: палеоцен, эоцен, олигоцен). Эпохи обозначаются как ранняя и поздняя или ранняя, средняя и поздняя с прибавлением полного или сокращенного названия системы. На геологической карте отделы закрашиваются оттенками системы, а индексы образуются добавлением соответствующих цифр к индексу системы —  $D_1$  — нижний девон,  $K_2$  — верхний мел,  $N_1$  — миоцен.

Ярус является частью отдела, ему отвечают отложения, образовавшиеся в течение века. Для яруса характерен определенный комплекс ископаемых организмов с типичными родами, подродами и видами. В качестве яруса, как правило, выделяются единицы весьма широкого распространения, содержащие ассоциации организмов значительного географического распространения (фораминиферы, брахиоподы, граптолиты, аммониты и др.). Ярус имеет стратотип в районе установления яруса с характерным комплексом ископаемых организмов. К одному и тому же ярусу (как и к зоне) относятся отложения не только с комплексом организмов, свойственных стратотипу, но и с иным комплексом, если доказана одновозрастность сравниваемых отложений.

Названия ярусов географические, они происходят от названий областей, районов, рек, гор, населенных пунктов и т. д., где находятся их стратотипы. Употребляются сокращенные названия ярусов (например, визейский ярус — визе, оксфордский ярус — оксфорд). Иногда выделяются подъярусы: нижний и верхний или нижний, средний и верхний. На геологической карте ярусы закрашиваются оттенками цвета системы, а индексы образуются путем добавления к индексу отдела начальной буквы латинского названия яруса:  $J_{IV}$  — волжский ярус,  $P_{1a}$  — артинский ярус. В случае, если отдел содержит ярусы, начинающиеся с одной и той же буквы, к этой букве добавляется первая следующая согласная буква:  $K_2sp$  — сеноманский ярус,  $K_2sr$  — кампанский ярус.

Зона является частью яруса и охватывает отложения, образовавшиеся в течение одной фазы. Ее границы устанавливаются по характерному зональному комплексу видов, который содержит виды, быстро эволюционирующие и имеющие широкое распространение. Стратотип зоны рекомендуется выбирать в стратотипическом разрезе яруса. Название зоны дается по наиболее характерному виду зонального комплекса (виду-индексу) без указания фамилии автора, фаза получает название того же вида-индекса: зона *Amaltheus margaritatus* — фаза *Amaltheus margaritatus*.

Звено выделяется только в четвертичной системе. В звено объединяются горные породы, сформировавшиеся во время одного цикла климатических изменений: похолодания (ледниковые) и потепления (межледниковые). Звено должно иметь стратотип и климато-стратиграфическое (литолого-экологическое) обоснование. Четвертичная система состоит из четырех звеньев: ниже-, средне-, верхнечетвертичного и современного, которые иногда называют нижним, средним, верхним плейстоценом и голоценом.

2. *Региональные стратиграфические подразделения.* Эта категория образует вторую шкалу основных стратиграфических подразделений, в ее состав входят горизонт и лона. Региональные подразделения представляют собой толщи пород, которые формировались в пределах круп-

ного региона (палеобассейна) на определенных этапах его геологической истории. Горизонты и лоны отражают закономерности осадконакопления и смену комплексов фауны и флоры в пределах определенного региона.

Горизонт — основное региональное подразделение — прослеживается на площади того или иного региона и характеризуется комплексом литологических и палеонтологических признаков; для фанерозоя главными являются палеонтологические признаки. Горизонту присваивается географическое название пункта, в котором находится его стратотип; геохронологическим эквивалентом служит термин «время» (например, подольский горизонт, подольское время).

Лона является частью горизонта и представляет собой провинциальную зону. Она устанавливается по комплексу фауны или флоры, характерному для изучаемого региона, и отражает определенный этап развития фауны (флоры) этого региона. Верхняя и нижняя границы лоны устанавливаются по характерным видам зонального комплекса. Лона имеет стратотип, содержащий зональный комплекс, ее название происходит от вида-индекса; геохронологическим эквивалентом является термин «время» (например, лона *Assilina placentula*, время *Assilina placentula*).

3. *Местные стратиграфические подразделения.* Эта категория образует третью шкалу основных стратиграфических подразделений, в ее состав входят комплекс, серия и свита. Местные подразделения представляют собой толщи пород, выделяемые по ряду признаков, в основном по литологическому и петрографическому составу. Эти подразделения должны иметь ясные границы как в вертикальном (по разрезу), так и в горизонтальном (по площади) направлениях; они могут охватывать небольшую площадь и, наоборот, значительную в зависимости от их распространения. Основной единицей местной шкалы является свита, она имеет стратотип и широко используется при геологической съемке, поисках и разведке полезных ископаемых.

Комплекс — самое крупное местное стратиграфическое подразделение — чаще всего употребляется в стратиграфии докембрия. Комплекс имеет весьма большую мощность (километры и более 10 км), сложный состав горных пород, формировавшихся в течение крупного этапа развития обширной территории, он объединяет две или более серий. Комплексу присваивается географическое название (например, беломорский комплекс).

Серия является крупной местной стратиграфической единицей, охватывающей мощную (многие сотни метров и свыше километра) и сложную по составу толщу горных пород. Она объединяет две или более свит, охарактеризованных общими признаками: сходными условиями образования (континентальные, морские, вулканические), преобладанием определенных пород (осадочных, вулканогенных, метаморфических), особой структурой (ритмичность и т. д.) и др. Серии распространены на большой территории и разделены крупными стратиграфическими или угловыми несогласиями. Серия может не иметь стратотипа, ей присваивается географическое название (например, таврическая серия, ватынская серия).

Свита представляет собой толщу пород, образовавшихся в конкретном районе в определенных физико-географических условиях, и занимает установленное стратиграфическое положение в разрезе. Она может состоять из однородных пород, включать прослой других или, наконец,

иметь пестрый состав. Свита должна иметь устойчивые литологические и палеонтологические признаки на всей площади распространения и достаточно четкие границы. Она может быть выделена при отсутствии фауны и флоры, но во всех случаях поиски остатков ископаемых организмов являются обязательными, так как возраст свиты устанавливается по палеонтологическим данным. Если остатки организмов не обнаружены, то возраст определяется косвенным путем, учитывая возраст подстилающих и перекрывающих отложений, или условно при помощи сопоставления с разрезами соседних районов. Свите присваивается географическое название и на геологической карте она закрашивается оттенками цвета системы, к которой она принадлежит; индексы образуются путем добавления к индексу отдела начальной латинской буквы названия свиты (например,  $D_{2s}$  — сидловская свита,  $J_{1e}$  — эскиординская свита).

Названия геохронологических эквивалентов комплекса, серии и свиты составляются из названий соответствующих стратиграфических единиц с прибавлением термина «время». Примеры: карельский комплекс — карельское время, ямненская свита — ямненское время.

Стратиграфические подразделения частного обоснования. Эта группа включает категорию биостратиграфических зон разных видов, которые отличаются тем, что имеют локальное провинциальное или даже узко местное распространение и их выделение обосновывается только палеонтологически.

Биостратиграфическая зона представляет собой охарактеризованную остатками организмов толщу горных пород, время формирования которой определяется эволюцией отдельных групп фауны и флоры или сменой экологических ассоциаций. Органические остатки (зональный комплекс) отличаются от комплексов подстилающих и кроющих пород. Вертикальное распространение зоны по разрезу определяется сменой состава ископаемой фауны и флоры, а географическое распространение ограничивается распространением зонального комплекса остатков ископаемых организмов. Зональное деление может быть проведено по разным группам ископаемых организмов. Например, одновременно со шкалой зонального деления карбона по фузулинидам существует зональное деление этой системы по брахиоподам и конодонтам.

Биостратиграфическая зона имеет стратотип и может подразделяться на подзоны. Название биостратиграфической зоны подзоны образуется из названия одного или двух видов-индексов, а их геохронологический эквивалент обозначается термином «время». Пример: биостратиграфическая зона *Globigerinoides conglobatus* — время *Globigerinoides conglobatus*.

Вспомогательные стратиграфические подразделения. Наряду с охарактеризованными выше определенными стратиграфическими терминами геологи в своей повседневной работе всегда применяют разные вспомогательные стратиграфические названия свободного пользования. Они не имеют соподчинения, не являются обязательными и их применяют по желанию. Наиболее часто употребляются две категории вспомогательных подразделений: литостратиграфические и биостратиграфические.

В качестве литостратиграфических подразделений применяются названия толща, пачка, пласт, слой, залежь, маркирующий горизонт, линза и др. Название толщи может происходить от названия горной породы или от географического наименования. Примеры: толща мергелей, вулканогенно-осадочная толща, петровская толща. Пачки могут обозна-

чатся числами или буквами с названием горной породы в скобках. Примеры: пачка 1 (белые известняки), пачка 2 (мергели), пачка 3 (серые глины), пачка *a*. Пласты, слои и маркирующие горизонты обычно называются по характерным породам, по цвету, по органическим остаткам. Примеры: кремнистая пачка, угольный пласт, нуммулитовые слои.

В качестве биостратиграфических подразделений применяется название — слои с флорой (фауной). Эти отложения содержат свойственные им остатки организмов, чем отличаются от выше- и нижележащих, они называются по характерным родам или видам фауны или флоры. Пример: слои с *Ginkgo*, слои с *Mastra caspia*.

Геохронологическим эквивалентом вспомогательных подразделений является выражение «время образования . . . толщи, пачки, слоя» и т. д. или «время образования слоев с . . .».

Стратиграфический кодекс СССР имеет несколько приложений, в которых описаны основные термины, правила описания стратотипов, правила образования и написания названий стратиграфических подразделений, правила составления стратиграфических схем для территории СССР и ее регионов и др.

## МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

Рассмотренные методы определения относительного возраста горных пород не дают реального представления о геологическом возрасте Земли и о продолжительности установленных геохронологических подразделений. Относительная геохронология позволяет судить лишь о последовательности во времени отдельных геохронологических единиц, но их истинную продолжительность (в тысячах и миллионах лет) можно установить радиогеохронологическими методами, часто называемыми методами определения абсолютного возраста.

Термин «абсолютный возраст», противопоставляемый названию «относительный возраст», удобен для употребления, но он является неверным, так как любые полученные результаты не являются абсолютно точными. Известно, что каждая полученная цифра несет в себе определенную ошибку и требует проверки. Численные оценки возраста горных пород, используемые в наше время, основаны на данных радиоактивного распада некоторых элементов. Установленный таким образом возраст следует называть изотопным, а методы его определения — радиогеохронологическими, или радиологическими, хотя последнее название менее удачно; часто употребляемое название «радиометрические методы» является неверным.

Несмотря на то что методы относительной геохронологии до сих пор являются основными в стратиграфии и в течение более 200 лет совершенствуются, ученые начиная с XVIII в. пытались разработать приемлемую методику определения «абсолютного» возраста горных пород. Для этого старались использовать различные химические, физические, геологические и даже биологические явления и процессы: подсчет скорости накопления солей в Мировом океане, оценку скорости аккумуляции, денудации, потери тепла Землей при остывании, эволюции разных групп организмов и т. д. Однако все эти попытки не принесли положительных результатов, из-за того что процессы, которые легли в основу примененных методов, не протекают с постоянной скоростью.

В конце XIX и начале XX в. представление о геологическом времени и о возрасте Земли было совершенно неверным: многие ученые оценивали возраст Земли в пределах 40—100 млн. лет.

Явление радиоактивности, открытое и изученное на рубеже XIX и XX вв. А. Беккерелем, П. Кюри и М. Кюри-Склодовской, знаменовало начало новой эры в геохронологии. Геологи получили надежный метод определения истинного возраста горных пород. Явление радиоактивности связано с процессом распада ядер атомов радиоактивных элементов, протекающим самопроизвольно, с постоянной скоростью, не зависящим от физико-химических явлений, происходящих в земной коре. Любые физические усилия, преобразующие земную кору (давление, температура и др.), не оказывают влияния на атомные ядра радиоактивных и стабильных радиогенных элементов. В природе наблюдается несколько типов ядерного распада; кратко охарактеризуем три основных: альфа-распад, бета-распад и электронный захват.

При альфа-распаде ядрами радиоактивных элементов выбрасываются альфа-частицы (ядра гелия, несущие двойной положительный заряд). Это происходит с наиболее тяжелыми элементами конца системы Менделеева (№ 81—92). Масса ядра атома гелия равна 4, при альфа-распаде атомный вес уменьшается на 4. Изотопы представляют собой атомы (точнее, атомные ядра) одного и того же элемента, отличающиеся по массе. После альфа-распада порядковый номер элемента уменьшается на 2, а масса на 4. Новое ядро в системе Менделеева займет место на две клетки левее.

При бета-распаде ядра самопроизвольно испускают бета-частицы, представляющие собой поток электронов, вылетающих из ядра с огромной скоростью. В самом ядре свободные электроны отсутствуют, при бета-распаде внутри ядра рождаются электроны, и сам процесс можно рассматривать как распад одного из ядерных нейтронов на протон и электрон (+нейтрино). Новый элемент в таблице Менделеева займет следующую клетку вправо.

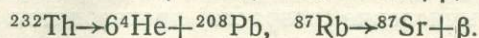
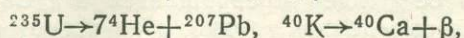
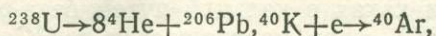
При электронном захвате происходит поглощение орбитального электрона одним из внутриядерных протонов, это явление противоположно бета-распаду. Атомный номер элемента уменьшается на единицу и новый элемент займет место в таблице Менделеева на одну клетку левее. Встречаются радиоактивные элементы, у которых происходит и электронный захват, и бета-распад. Например, у радиоактивного изотопа  $^{40}\text{K}$  происходят оба процесса.

Рассмотренные ядерные превращения выражают формулами: альфа-распад  $^{226}\text{Ra} \rightarrow \alpha + ^{222}\text{Rn}$ , бета-распад  $^{40}\text{K} \rightarrow \beta + ^{40}\text{Ca}$ , электронный захват  $^{40}\text{K} + e \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ .

Постоянная скорость радиоактивного распада обоснована теоретически и доказана опытным путем. Она характеризуется периодом полураспада—временем, в течение которого радиоактивное вещество уменьшается наполовину. Для установления изотопного возраста горных пород используются радиоактивные элементы с длительными периодами полураспада, исчисляемыми миллионами и миллиардами лет. Например, периоды полураспада у  $^{232}\text{Th} = 13,8$  млрд. лет,  $^{238}\text{U} = 4,53$  млрд. лет,  $^{235}\text{U} = 4,13$  млрд. лет,  $^{235}\text{U} = 713$  млн. лет. Учитывая периоды полураспада и сравнивая их с геологическим возрастом Земли, несомненно, что перечисленные радиоактивные элементы полностью еще не распались и распад их ядер продолжается в наше время.

Изотопный возраст определяется по минералам, имеющим в своем составе радиоактивные элементы. С момента образования таких минералов в них непрерывно происходит накопление продуктов распада — радиогенных стабильных изотопов. По любой паре радиоактивного и радиогенного стабильного изотопа можно определять возраст, зная период полураспада радиоактивного изотопа.

В наше время применяют следующие типы самопроизвольных ядерных превращений при определении изотопного возраста:



Названия методов определения изотопного возраста горных пород происходят от конечного продукта распада радиоактивного элемента: свинцовый, гелиевый, аргоновый, кальциевый и стронциевый. Для определения возраста надо знать соотношение начального и конечного элементов, для чего аналитическим путем устанавливают содержание радиоактивного вещества и продукта его распада в исследуемом минерале.

Для получения удовлетворительных результатов надо иметь минералы хорошей сохранности без включений других минералов и не подвергшиеся выветриванию, в процессе которого возможен как вынос, так и привнос изотопов. Радиоактивные минералы подвержены химическим изменениям, которые зачастую приводят к потере радиоактивных элементов, продуктов их распада или тех и других вместе. Все это может привести к неверным результатам, к так называемому «омоложению» возраста породы.

Свинцовый метод начал применяться ранее других, его впервые использовал Б. Болтвуд в Канаде в 1907 г. В основе этого метода лежит процесс радиоактивного распада изотопов  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  на изотопы свинца. Для определения изотопного возраста надо знать содержание урана или тория и изотопа свинца в радиоактивном минерале. Обычно используют сильно радиоактивные минералы, содержащие более 1% урана или тория: уранинит, монацит, ортит, циркон. Повышение чувствительности анализа позволяет применять свинцовый метод и к слаборадиоактивным минералам (ксенотим, пирохлор и др.). Все указанные минералы встречаются в гранитах, пегматитах и кварцевых жилах.

Возраст вычисляется по четырем изотопным отношениям:  $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$

$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ ,  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ ,  $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$  с использованием закона распада радиоактивных элементов. Для удобства возраст вычисляют по заранее составленным таблицам, номограммам и графикам.

Свинцовый метод наиболее надежен и хорошо разработан, более или менее удовлетворительные результаты получают для древних пород. Применение этого метода ограничено тем, что пригодные минералы хорошей сохранности встречаются редко.

Гелиевый метод был разработан на начальном этапе исследований, но основан на накоплении гелия при распаде урана и тория в разных минералах. К сожалению, гелий устойчиво сохраняется в кристаллических решетках лишь некоторых минералов; более или ме-

нее прочно он удерживается магнетитом, самородным железом и пироксенами — железисто-магнезиальными силикатами. В наше время гелиевый метод применяют редко.

Аргоновый метод был предложен советским ученым Э. К. Герлингом в 1949 г. и вскоре получил всеобщее признание. Естественной радиоактивностью обладает изотоп  $^{40}\text{K}$ , который путем электронного захвата превращается в аргон:  $^{40}\text{K} + e \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ . Применяя этот метод, надо знать, какая доля радиоактивного изотопа  $^{40}\text{K}$  превращается в аргон путем электронного захвата и какая в кальций путем бета-распада. Установлено, что примерно 88% ядер превращается в  $^{40}\text{Ca}$ , а 12% — в  $^{40}\text{Ar}$ . По кальцию возраст определить трудно, а по аргону методика хорошо разработана. Вычисление возраста производится по отношению  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  в минералах и горных породах, содержащих калий, по формуле

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} = \frac{\lambda_e}{\lambda_e + \lambda_\beta} [e^{(\lambda_e + \lambda_\beta)t} - 1],$$

где  $\lambda_e$  — константа электронного захвата  $^{40}\text{K}$ ,  $\lambda_\beta$  — константа бета-распада  $^{40}\text{K}$ ,  $t$  — возраст минерала.

Длительность периода полураспада калия в аргон, равная 1,3 млн. лет, идеальна для определения изотопного возраста во всех интервалах геологического времени; характер распределения калия в горных породах позволяет применять метод в условиях почти любого геологического объекта; аргон хорошо сохраняется в кристаллической решетке минералов. В настоящее время аргоновый метод является основным, он широко применяется для определения возраста магматических, метаморфических и осадочных пород благодаря тому, что калиевые минералы распространяются в большом количестве в любых породах. Важнейшими минералами, пригодными для аргонового метода, являются: слюды (биотит, мусковит, лепидолит), калиевые полевые шпаты, роговая обманка, пироксены, сильвин, карналлит, глаукоцит. Возраст осадочных пород наиболее надежно устанавливают по глаукогону, магматических — по биотиту, мусковиту и по калиевым полевым шпатам.

Кальциевый метод, основанный на превращении  $^{40}\text{K}$  путем бета-распада в  $^{40}\text{Ca}$ , применяется очень редко ввиду большой примеси нерадиогенного кальция в различных минералах.

Стронциевый метод основан на распаде  $^{87}\text{Rb}$  и превращении его в  $^{87}\text{Sr}$  путем бета-распада. Он применяется для определения возраста докембрийских пород из-за очень большого периода полураспада  $^{87}\text{Rb}$  (49,9 млрд. лет). Однако в последнее время в связи с наличием точной аналитической аппаратуры стронциевый метод стал применяться для определения возраста фанерозойских пород. Самостоятельных минералов рубидий не образует, а встречается в виде примеси в калиевых минералах. Чаще всего используют слюды, в них содержится очень мало стронция, но его достаточно для определения возраста. Стронциевый метод применим к тем же минералам, которые используют в аргоновом; оба метода для контроля часто применяют вместе.

Радиоуглеродный метод основан на изучении радиоактивного изотопа углерода  $^{14}\text{C}$ , который образуется в атмосфере при реакции космических частиц с азотом  $^{14}\text{N}$ , а затем усваивается тканями растений. После гибели последних происходит распад накопленного в них

$^{14}\text{C}$  с определенной скоростью, что и позволяет определять изотопный возраст растений и слоев, в которых они захоронены. Период полураспада  $^{14}\text{C}$  равен 5750 лет, поэтому с помощью радиоуглеродного метода можно установить возраст лишь таких пород, время образования которых не превышает 50—70 тыс. лет. Этот метод используют для определения возраста молодых четвертичных отложений, а также в археологии и антропологии. Объектом исследований являются остатки различных растений, а также обугленные растительные и животные ткани в золе кострищ доисторического человека.

Радиогеохронологические методы быстро совершенствуются, область их применения непрерывно расширяется. Как было отмечено, наибольшую ценность они имеют для определения возраста магматических и древних метаморфических пород, лишенных палеонтологических остатков. В последние 15—20 лет применение радиогеохронологических методов привело к полной ревизии стратиграфии докембрия. Они широко используются и для установления изотопного возраста фанерозойских отложений.

Долгое время неточности определения изотопного возраста возникли из-за несовершенства лабораторных исследований. Широкое внедрение универсальных методов исследования и главным образом масс-спектрометрии значительно повысило точность измерений и позволило перейти к массовым анализам.

Радиогеохронологические методы имеют большое будущее. Уже к нашему времени по всему земному шару проведены многочисленные

Таблица 2

Относительное летоисчисление			Изотопное летоисчисление	
Эоны (млн. лет)	Эры (млн. лет)	Периоды	Длительность (млн. лет)	Датировка рубежей (млн. лет)
Фанерозойский PH 580	Кайнозойская KZ 65	Четвертичный Q	0,7	0,7 23 65
		Неогеновый N	22,3	
		Палеогеновый P	42	
	Мезозойская MZ 180	Меловой K	65	130
		Юрский J	74	204
	Палеозойская PZ 335	Триасовый T	41	245
		Пермский P	45	290
		Каменноугольный C	60	350
		Девонский D	60	410
		Силурийский S	25	435
		Ордовикский O	45	480
		Кембрийский E	100	
				580±20
Протерозойский PR Около 2000				2550±100
Архейский AR Более 1500				Нижняя граница архея неизвестна

измерения, которые позволяют составить достаточно хорошо согласуемые представления о продолжительности основных этапов геологической истории Земли. По данным измерения изотопного возраста в СССР и во многих других странах давно разработаны геохронологические шкалы, которые продолжают совершенствоваться и уточняться. Для протерозойского зона установлены продолжительность и границы основных этапов, для палеозойской эры — продолжительность периодов, эпох и отдельных веков, а для мезозоя и кайнозоя — продолжительность всех эпох и веков. Особый интерес представляют результаты определения изотопного возраста мезо-кайнозойских отложений в океанах по результатам глубоководного бурения, осуществляемого с 1968 г. на специальном судне «Гломар Челленджер». Для отложений мела, палеогена и неогена непрерывно уточняются изотопные датировки не только для продолжительности и границ эпох и веков, но даже для палеонтологических зон.

В табл. 2 приведена геохронологическая шкала, составленная преимущественно по данным аргонового метода, опубликованным в 1981—1982 гг. Для фанерозоя указаны цифровые данные для периодов, а для эпох они приведены в таблицах геохронологических подразделений, которые помещены в начале описания истории Земли по эрам (главы 6, 7, 8).

## Глава 2

### МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДРЕВНИХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Одна из важнейших задач исторической геологии — восстановление физико-географических обстановок, существовавших в определенный этап геологического прошлого, и их изменений с течением времени. Решение этой задачи возлагают на палеогеографию, иначе говоря, науку о древней географии.

Метод восстановления палеогеографических обстановок обычно называют фаціальным анализом, понимая под этим термином метод восстановления древней географической обстановки по породам и содержащимся в них окаменелостям. В связи с этим фаціальный анализ складывается из двух достаточно равнозначных частей: литологического и биономического анализа.

Предметом исследования в палеогеографии является фация, основа исследования — принцип актуализма.

Термин «фация» получил в геологии широкое распространение для обозначения разных понятий. Даже в палеогеографии он трактуется не однозначно. Впервые определение этому термину (*facies*, от франц. — вид, облик) дал швейцарский исследователь А. Грессли в 1838 г. Под фациями он понимал конкретные участки любого слоя разновозрастных пород, отличающиеся от соседних участков как петрографическим составом, так и ископаемыми остатками организмов (рис. 15). В русскую геологическую литературу этот термин ввел в 1869 г. Н. А. Голловкинский. Позднее в понятие фации часто вкладывалось разное содержание. Отметим два крайних взгляда на фацию. Согласно пер-

вому, отвечающему точке зрения А. Грессли, фа́ция есть часть слоя одновозрастных пород, отличающаяся от соседних частей этого же слоя своими литологическими и палеонтологическими особенностями, которые следует называть фа́циальными признаками. Согласно второму, фа́ция представляет собой физико-географическую обстановку или единицу ландшафта. С геологических позиций правильным является первое толкование фа́ции, так как в палеогеографии ведут исследование от первичного характера породы (как ископаемого осадка) к особенностям осадка, затем к условиям образования этого осадка и, наконец, к физико-географической обстановке, существовавшей в интересующее нас время в изучаемом районе. Фа́ции следует рассматривать как часть слоя одновозрастных пород, их изучение позволяет расшифровывать изменения природных условий в пространстве в течение единого временного этапа.

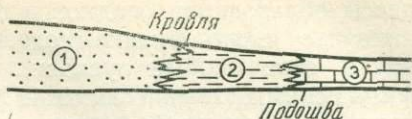


Рис. 15. Схема соотношения фа́ций в пределах слоя одновозрастных пород

1—3 — фа́ции (1 — представленная песчаными породами с ископаемыми остатками наземных растений и морских, главным образом бентосных беспозвоночных организмов, 2 — представленная глинистыми породами с ископаемыми остатками морских, главным образом бентосных беспозвоночных, 3 — представленная карбонатными породами с ископаемыми остатками морских, главным образом планктонных беспозвоночных)

В основе палеогеографических реконструкций лежит принцип актуализма, который был введен в геологию благодаря трудам немецкого исследователя К. фон Гоффа (1824 г.) и английского геолога Ч. Лайеля (1833 г.); последний писал, что настоящие природные явления суть ключ к познанию прошлых явлений. Принцип актуализма основан на сравнении современных и прошлых геологических и биологических процессов и явлений с выводами по аналогии. Следует помнить, что заключения по аналогии не придают выводам достоверность, а лишь позволяют высказать более или менее достоверные предположения, так как физико-географические условия со временем менялись. Однако в настоящее время принцип актуализма предоставляет единственную возможность заглянуть в прошлое Земли. Признание неизменности, однотипности явлений прошлого и настоящего привело к униформизму, т. е. к метафизическому преломлению актуализма. Установление необратимой эволюции геосфер со всей определенностью показало необходимость нового сравнительно-исторического материалистического по своей сути аспекта принципа актуализма: сравнивая настоящее с прошлым, следует учитывать необратимые изменения в атмосфере, гидросфере, биосфере и т. д.

Таким образом изучение фа́ций, опирающееся на принцип актуализма, является основой фа́циального анализа и палеогеографических реконструкций. Поэтому рассмотрим условия образования осадков в морских и континентальных физико-географических обстановках, факторы, влияющие на эти условия, а также образ жизни и условия обитания организмов.

## СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ И ОБИТАНИЯ ОРГАНИЗМОВ

На современной земной поверхности (на суше и на морском дне) можно изучать процессы разрушения пород, слагающих земную кору, про-

цессы образования осадков и сами осадки. На Земле существует ограниченное число физико-географических обстановок, для которых типичны свои особые условия образования осадков, определяемые физическими, химическими и биологическими факторами. Иными словами, определенной физико-географической обстановке отвечает свой особый тип осадков; осадочные горные породы являются ископаемыми осадками, сравнивая которые с современными осадками и проводя определенные аналогии между ними, можно сделать заключение о сходстве (или различии) условий образования осадков в обоих случаях и сделать выводы о характере древней географической обстановки.

Можно выделить три типа обстановок с особыми условиями осадкообразования: континентальный, морской и переходный. Континентальный тип характеризуется развитием субаэральных (находящихся в воздушной среде) и субаквальных (подводных) обстановок. Для первых типична эрозия, осадки отлагаются лишь местами, причем возобновление эрозии часто приводит к размыву и переотложению этих осадков. Морской тип включает только субаквальные обстановки, где осаждение осадков резко преобладает над эрозией. Переходный тип выделяется в областях чередования во времени и пространстве континентальных и морских обстановок, условий эрозии и аккумуляции при преобладании последних.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ И ОБИТАНИЯ ОРГАНИЗМОВ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Процесс образования осадков находится в прямой зависимости от тектонического и географического режимов, что приводит в конечном итоге к появлению разнообразных осадочных пород. Могут быть выделены четыре этапа образования подобных пород: формирование осадочного материала, его перенос, накопление в бассейнах осадкообразования, преобразование осадка в породу; некоторые этапы могут выпадать из указанного ряда. При проведении географических исследований сохраняется именно такая последовательность изучения процессов осадкообразования; при реконструкции палеогеографической обстановки исследования ведут в обратном направлении — от изучения породы к выводам о возможных условиях накопления, переноса и образования первичного материала.

В настоящее время внешняя оболочка Земли (литосфера) сложена осадочными и вулканогенными породами, которые представляют собой достаточно однородный комплекс, в то время как осадки являются весьма разнородными; среди них можно выделять терригенные, хемогенные и биогенные осадки и космические частицы. В связи с этим следует отметить три основных источника материала, входящего в состав горных пород: литосферу (в зонах размыва), недра Земли (в зонах проявления вулканизма) и космос, равномерно «засеивающий» Землю космической пылью и более крупными обломками. Значительную роль в образовании осадков играют морские животные и растительные организмы.

Роль указанных источников в формировании осадков весьма различна, так же как резко неравномерно распределяются различные осадки по поверхности Земли. Основной областью накопления осадков является Мировой океан (70,8% поверхности Земли), на континентах

(29,2% поверхности Земли) формируется значительно меньшая доля осадков, так как здесь широко развиты процессы размыва и перераспределения ранее сформированных рыхлых образований. Состав атмосферы и гидросферы существенным образом сказывается на образовании обломочного материала и его переноса. В гидросфере идет накопление материала в растворенном виде, но никогда ни в атмосфере, ни в гидросфере не накапливаются твердые частицы.

## ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДКОВ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Согласно современным исследованиям, ежегодно в Мировой океан поступает следующее количество различного в генетическом отношении материала (в млрд. т):

из литосферы . . . . .	25,33
в том числе -- взвеси в речных водах 18,53; в растворенном виде (соли, органические соединения, коллоиды) 3,20; вынос льдами 1,50; вынос ветром 1,60; результат абразии 0,50	
из недр Земли . . . . .	3,00
из космоса . . . . .	до 0,08

Приведенные цифры показывают, что основную массу материала составляет твердое вещество, вынесенное с суши (из области размыва) в Мировой океан (в область осадконакопления), то, что называют «твердый сток». Ежегодный объем вулканогенного материала весьма приблизителен, несмотря на то что подсчет проводился по вулканам, действовавшим в период с 1500 года по наши дни; это преимущественно наземные вулканы и материал их извержений фиксировался главным образом на суше; вероятно, объем морских вулканогенных образований был значительно меньше, так как по современным наблюдениям ежегодно происходят лишь 2—3 подводных извержения. Однако в геологическом прошлом, даже недалеко, ситуация могла быть существенно иной. Космический материал играет незначительную роль.

Распределение твердого вещества в Мировом океане в идеальном случае должно быть связано прежде всего с механической (гранулометрической) дифференциацией, т. е. с приспособлением частиц осадка к динамическим условиям в среде осадконакопления. По мере удаления от берега в осадок переходят все более мелкий обломочный материал, а при равных размерах частиц — все более легкий материал. Отсюда возникает представление о идеализированной схеме распределения осадков в морских бассейнах. По этой схеме (рис. 16) вблизи берега располагается зона терригенных илов, которую сменяет зона гемипелагических (переходных от терригенных к пелагическим) илов и, наконец, на наибольшем удалении от берега находится зона пелагических илов. В первой зоне преобладает терригенный, часто грубый материал, во второй — мелкий терригенный материал находится в смеси с материалом пелагическим (хемогенным и биогенным), в третьей — преобладает пелагический материал. Эта схема находит реальное отражение в циркумконтинентальной (обрамляющей материке) зональности размещения различных типов осадков на поверхности дна. Так, терригенные обломочные осадки как и основные массы терригенного материала тяготеют к приконтинентальной области, к шельфу, гемипелагические — к периферии шельфа и континентальному склону, пелагические — к центральным океанским областям.

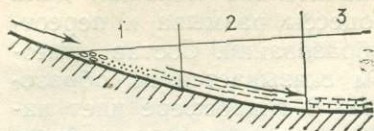
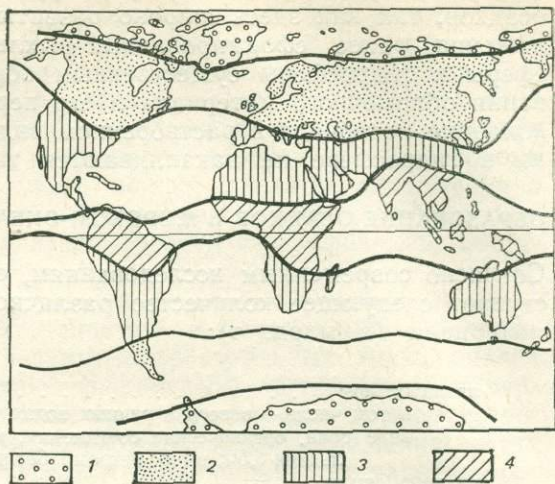


Рис. 16. Идеализированная схема распределения терригенных и пелагических осадков в морском бассейне

1—3 — зоны (1 — терригенных илов, 2 — подупелагических илов, 3 — пелагических илов). Стрелками показано направление движения терригенного материала

Рис. 17. Климатические зоны Земли

1 — полярные; 2 — субполярные и умеренные; 3 — субтропические и тропические; 4 — субэкваториальные и экваториальная



Однако целый ряд факторов вносят изменения в идеализированную схему распределения осадков. Среди них следует назвать климат, рельеф прилегающей суши, рельеф морского дна, течения; особое место в этом ряду занимает вулканизм.

**Климат.** Специфическое сочетание тепла и влаги позволяет выделять климатические пояса Земли с разнообразными природными ландшафтами. Климатические зоны прослеживаются не только на континентах, но и в океанских акваториях. В 60-е годы Н. М. Страховым было установлено, что на континентах ведущим фактором литогенеза (осадкообразования и диагенеза) является климат; были выделены три зависящие от климата типа литогенеза — ледовый, гумидный и аридный. Зональное распределение тепла и влаги в океанских акваториях находит отражение в характере испарения, в солености и температуре воды, а значит, в развитии течений, в распределении организмов и, наконец, в процессах осадкообразования. В 70-е годы А. П. Лисицын установил зоны литогенеза в Мировом океане, которые являются широтным продолжением континентальных зон — гумидные (экваториальная и умеренные), аридные и ледовые (рис. 17). Естественно, различие океанских и континентальных ландшафтов определяет различие и в процессах образования осадков, но существуют факторы, действующие на континентах и одновременно находящие прямое отражение в областях океанской седиментации. Это выветривание, подготавливающее материал к транспортировке, и сама транспортировка.

Скорость формирования элювия в процессе выветривания тесно связана с континентальной климатической зональностью и изменяется в широких пределах от ледовой и аридной зон к умеренной и экваториальной гумидным. В экваториальной зоне она в тысячи раз больше, чем в ледовой и аридной. Меняется и сам характер выветривания; в ледовой и аридной зонах происходит физическое выветривание, в гумидных зонах преобладает химическое выветривание. От зоны к зоне меняется объем новообразованного рыхлого материала, изменяется также его гранулярный и минеральный состав. В ледовой зоне главным образом развиты щебень, дресва, грубые пески, а тонкий илистый пелитовый материал представлен в малых количествах; в умеренной гумидной зоне наряду с грубым материалом присутствует и

значительная доля пелитового материала; аридная зона характеризуется развитием песчано-алевритового и пелитового материала в почти равных количествах, в то время как в экваториальной гумидной зоне резко преобладает пелитовый материал (рис. 18).

Меняется по зонам и минеральный состав подготовленного к транспортировке материала. В ледовых и аридных областях сохраняются почти без изменений минералы исходных пород, много обломков горных пород, редки гидрослюды. В умеренных гумидных зонах наблюдаются изменения, связанные с активно идущими процессами химического выветривания: редко встречаются обломки горных пород, минеральные зерна несут следы выветривания (особенно хорошо это видно на зернах калиевых полевых шпатов), увеличивается доля гидрослюды и глинистых минералов. В экваториальной гумидной зоне эти преобразования проявляются наиболее ярко: нет обломков пород, без изменений сохраняются лишь такие устойчивые минералы, как кварц, магнетит, циркон; широко представлены гидрослюды, глинистые минералы, гидроокислы железа.

В различных климатических зонах доминируют разные транспортирующие агенты. В ледовых зонах это подвижные льды, в аридных — ветер, в зонах гумидного климата основной транспортирующий агент — реки, а роль воздушного или ледового переноса ничтожно мала. Количество и состав осадочного материала, переносимого реками, зависит от интенсивности эрозии, а последняя определяется не только климатическими особенностями, но и характером коренных пород, рельефом местности и, что очень важно, растительным покровом, предохраняющим от размыва. Так, например, для территории СССР (зона умеренного гумидного климата) показано, что реки с мутностью воды менее  $50 \text{ г/м}^3$  типичны для тайги и тундры,  $50\text{—}150 \text{ г/м}^3$  — для лесостепей,  $150\text{—}500 \text{ г/м}^3$  — для степей, более  $500 \text{ г/м}^3$  — для различных горных районов. Эта же закономерность видна и на примере Южной Америки и Африки.

Основная часть материала, вынесенного реками, осаждается вблизи устьев, формируя огромные подводные конусы выноса. В гумидной зоне конусы выноса рек часто сливаются в единый пояс протяженностью в сотни километров. В зонах ледового литогенеза материал переносят только ледники, а в холодных частях умеренных зон — кроме того морские и речные льды. В зонах аридного литогенеза преобладает эоловый перенос материала как местный, так и дальний в высоких слоях атмосферы. Поэтому основная масса материала, переносимого ветрами, достигает центральной части океана. Это определяет достаточно важную роль терригенного эолового материала в пелагических осадках.

**Рельеф прилегающей суши.** Обычно для прибрежной зоны моря характерны песчаные осадки, однако они часто уступают место как

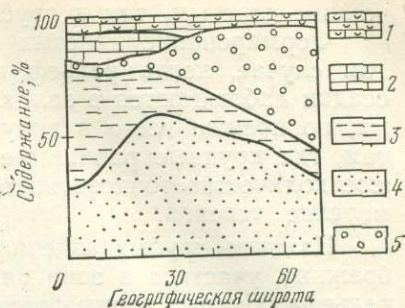


Рис. 18. Распределение типов шельфовых осадков в зависимости от географической широты (климатических зон). По М. Хейсу (1976 г.)

1 — известняки-ракушечники; 2 — рифогенные известняки; 3 — илы; 4 — пески; 5 — гравий и галька

тонким илистым, так и грубым гравийно-галечниковым образованиям.

Формирование илистых отложений вблизи берега наблюдается в том случае, когда рельеф прилегающей суши равнинный. Илистые осадки наблюдаются в заливах и проливах, закрытых песчаными косами, но прежде всего в приустьевых участках прибрежной зоны, т. е. там, где крупные равнинные реки, впадающие в море, выносят большое количество тонкозернистого материала и где отсутствуют сильные морские течения.

Наличие грубых галечниковых образований характерно для прибрежных участков в зоне развития холмистого и, особенно, гористого рельефа. Бурные горные реки и абразионная деятельность самого моря поставляют в прибрежную зону моря массу грубого обломочного материала — глыб, валунов, гальки, которые перемещаются вдоль берега волнами и образуют протяженные, но узкие лентовидные поля в волноприбойной зоне.

**Рельеф морского дна.** На дне океана выделяют несколько геоморфологических элементов: 1) подводную окраину материков, куда входят шельф, континентальный склон и его подножие, 2) переходную зону, включающую глубокие котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба, 3) ложе океана с котловинами и поднятиями, 4) срединноокеанские хребты.

Распределение осадков в указанных геоморфологических элементах дна подчинено циркумконтинентальной зональности, отражающей идеализированную схему распределения осадков. Микроформы рельефа дна существенно нарушают эту схему.

Шельфы — наиболее ровные участки дна — осложнены микроформами рельефа, имеющими часто субаэральное происхождение (Северное море, Яванское море и др.). Континентальный склон состоит из ряда ступеней и расчленен подводными каньонами. Континентальное подножие представляет собой наклонную равнину с холмами и долинами, часто с подводными каньонами, начинающимися на континентальном склоне. Ложе океана имеет замкнутые котловины с холмистым или выровненным дном, отделенные вытянутыми горными грядами; повсюду в пределах котловин наблюдаются одиночные горы (как правило вулканические).

Площадная дифференциация осадков по размерам слагающих их частиц определяется микрорельефом дна и гидродинамическими условиями морского бассейна, что особенно четко проявляется в прибрежной зоне шельфа. В поверхностных волнах вода испытывает как колебательное, так и круговое движение по вертикали. Но на глубине, равной половине длины волны, движение частиц весьма незначительно и им можно пренебречь. Зона волнового воздействия в океанах прослеживается до глубин около 100 м, во внутренних морях (Черное, Каспийское) до 25 м, в крупных озерах до 10 м, а в мелких до 1,5 м. Если дно находится в зоне воздействия волн, то вода в придонной области имеет поступательно-возвратное движение в горизонтальной плоскости и переводит обломочный материал во взвешенное состояние. При затухании волнения взвешенный обломочный материал вновь осаждается, причем первыми опускаются на дно крупные частицы, а мелкие, находясь еще во взвеси, переносятся течениями в другие участки, где и осаждаются. Так постепенно в зоне воздействия волн накапливается грубый (псефитовый и псаммитовый) обломочный материал, а мелко-

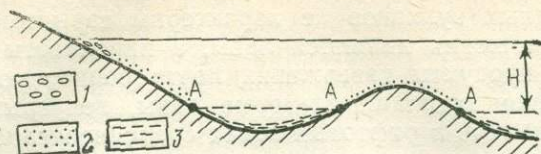


Рис. 19. Схема распределения терригенных осадков на шельфе в зависимости от микрорельефа дна

1 — галечники; 2 — пески; 3 — илы. Н — глубина, равная половине длины волн, на которой волнение оказывает воздействие на дно; А — точка пересечения иловой линии с плоскостью разреза

обломочный перемещается на участки, расположенные вне зоны волнового воздействия.

Поверхность, определяющая нижнюю границу зоны волнового воздействия, в разных бассейнах находится на различной глубине, что связано с размером волн. Соответственно на разной глубине в морях находится и «иловая линия», т. е. линия пересечения морского дна с нижней границей зоны волнового воздействия. Иловая линия разделяет зоны развития песчаных и илистых осадков (рис. 19). Наличие в области развития илистых осадков подводных поднятий, в пределах которых глубина менее критической, приводит к появлению отмелей с песчаными осадками или органогенными карбонатными (устричные банки).

**Течения.** Почти вся масса воды в Мировом океане находится в состоянии непрерывного движения; застойные воды следует рассматривать как исключение из этого правила. Течения образуются в результате воздействия ветра на поверхность воды, смены приливов и отливов, изменения плотности воды в связи с изменением солёности или температуры. Такие водные потоки отделяют илистый материал от песчаного на участках дна, расположенных ниже зоны волнового воздействия, или размывают дно.

Важным фактором осадконакопления в последнее время признают мутьевые (суспензионные) потоки — течения тонкодисперсных суспензий (взвесей) в воде, обладающей меньшей плотностью, чем суспензия. Начало потоку дают оползни, возникающие самопроизвольно или в связи с тектоническими движениями, на участках континентального склона. При движении осадок разжижается и оползни превращаются в мутьевые потоки, которые стекают главным образом по подводным каньонам и интенсивно размывают дно. В зоне континентального подножия скорость потока уменьшается и содержащийся в нем обломочный материал выпадает в осадок.

**Вулканизм.** С вулканами связано особое, эффузивно-осадочное накопление вулканического материала на дне морей и океанов, которое наблюдается в районах действия вулканов как подводных, так и наземных. Активные вулканы, как и находящиеся в сольфатарной стадии, являются источниками своеобразного осадочного материала — рыхлых продуктов извержения лав (в том числе и пемзы), а также растворенных соединений.

Наземные вулканы — главные поставщики пирокластического материала; наиболее грубые фракции накапливаются в непосредственной близости от очага извержения, тонкие — преобладают на удалении в десятки и первые сотни километров от кратера (локальные выпадения) или в сотни и тысячи километров (тропосферные или стратосферные выпадения).

Для подводных вулканов не характерны взрывные извержения; продуктами извержения являются лавы, а пирокласты составляют не более 7%; все продукты извержения почти полностью выпадают локально. Особняком стоят базальтовые лавы, непрерывно формирующиеся на дне океанов в рифтовых зонах срединноокеанских хребтов из эндогенного материала, поднимающегося к поверхности. Именно здесь ежегодно формируется около 11 млрд. т (по другим данным до 60 млрд. т) базальтового вещества, что в десятки или даже сотни раз превышает количество подобного вещества, поступающего из вулканов за пределами срединных хребтов и соизмеримо с ежегодным твердым стоком с суши.

## ОБИТАНИЕ ОРГАНИЗМОВ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Роль организмов, участвующих в процессах, протекающих в Мировом океане, весьма велика и многообразна. Известно, что вся толща воды (пелагиаль) населена пелагическими организмами, которые противопоставляются бентосным, обитающим на морском дне — бентали. Среди пелагических организмов выделяют планктон — пассивно плавающих в толще воды и нектон — активно плавающих. Среди бентоса выделяют обитающих на грунте, зарывающихся и живущих в грунте.

Остатки пелагических и бентосных организмов являются существенным компонентом донных осадков. Кремнезем, карбонат кальция, органическое вещество производят морские организмы, особенно планктонные. Такие вещества называют биогенными (имеющими биологическое происхождение). Но далеко не вся масса этих соединений опускается на дно и попадает в осадок. Большая часть органических соединений разрушается, неорганические переходят в раствор и повторно используются организмами.

Сохранение карбонатных соединений в океане зависит от глубины; глубже 4—4,5 км (критическая глубина) вода содержит свободную угольную кислоту, которая растворяет известковые скелеты отмерших морских организмов и они не сохраняются в осадках. Биогенный кремнезем тоже растворяется в воде, но гораздо медленнее, причем растворимость кремнезема, вероятно, не изменяется с глубиной.

Не менее велика роль организмов в осаждении взвешенных частиц. Правда, такой взвеси в океане немного (обычно менее 3—4%) и она представлена в основном биогенным, а также терригенным материалом. Среди зоопланктона широко развиты фильтрующие организмы, которые в сутки улавливают до 10 млрд. т взвеси и могут профильтровать весь объем наиболее заселенных вод на глубинах от 0 до 500 м за 20 суток. Иначе говоря, терригенная и биогенная взвесь из океанской воды извлекается мгновенно, эти частицы входят в состав фекалий и опускаются на дно.

Морские бентосные животные, укрываясь в грунтах или извлекая из них пищу, изменяют осадки. Уничтожается слоистость, нарушается сортировка зерен, измельчается и частично растворяется материал, осадок обесцвечивается и в нем уменьшается количество органического вещества. Все это способствует началу цементации и влияет на ход диагенеза.

В современной морской биологической системе организмы взаимодействуют друг с другом и образуют в Мировом океане биоценозы, т. е. сообщества тесно связанных между собой организмов, находящихся

ся в условиях устойчивого биологического равновесия и занимающие определенный участок дна (бентосные биоценозы) или объем водной массы (планктонные биоценозы), называемые биотопами. Среди организмов, входящих в различные биоценозы, можно выделить две группы: продуценты — организмы, синтезирующие органические вещества из минеральных компонентов (различные водоросли и реже высшие растения), и консументы, питающиеся готовым органическим веществом, в первую очередь растительного происхождения. Основными звеньями в биоценозах являются пищевые (трофические): растения создают первичное органическое вещество, которое многократно используется в пищевых цепях и лишь в небольшом количестве захоранивается в толще донных осадков.

Характер жизнедеятельности организмов и их распределение в водах Мирового океана связаны с климатической, циркумконтинентальной и батиметрической зональностью. Климатическая зональность проявляется наиболее четко в поверхностных слоях воды, где освещенность, температура, соленость, течения, приводящие к перераспределению в воде кислорода и питательных минеральных веществ, изменяются от полюсов к экватору. Циркумконтинентальная зональность связана с влиянием материков на океан и находит выражение в распределении течений, количестве взвеси, определяющей, в частности, проникновение света на глубину, характере грунта. Батиметрическая зональность связана с освещенностью, температурой, давлением, течениями, характером грунта. Можно видеть, что факторов, влияющих на образ жизни пелагических и бентосных организмов, относительно немного.

**Освещенность.** Степень проникновения солнечного света в толщу воды прежде всего сказывается на развитии растений, так как световая энергия необходима для фотосинтеза. Уменьшение количества этой энергии лимитирует развитие растений и тем самым снижает количество пищи, используемой консументами, а также меняет глубину компенсационной точки — освещенности, при которой уравниваются производство и потребление самими растениями органических веществ. Максимальная освещенность наблюдается в тропических и экваториальных зонах, в то время как в полярных областях низкое положение солнца над горизонтом, ледовый покров, полярная ночь приводят к резкому уменьшению количества света, проникающего на глубину. В спокойных, чистых водах на экваторе компенсационная точка может находиться на глубине 100 м, что, правда, наблюдается крайне редко. Поэтому распространение как планктонных, так и бентосных водорослей ограничивается глубиной 100 м, хотя обычно эта глубина бывает гораздо меньше, так как терригенная взвесь и планктон резко снижают прозрачность воды.

**Соленость.** Организмы существуют в природных водах практически любой солености от слабоминерализованных до вод с соленостью в 300—320‰\*. Большинство организмов, обитающих в море, приспособилось к жизни в водах с соленостью 35—36‰, поэтому указанная соленость называется «нормальной», а организмы — стеногалинными (от греч. стenos — узкий, галс — соль). Изменение солености в ту или другую сторону приводит к резкому сокращению видового разнообразия, к разрушению биоценозов и освобождению биотопов (рис. 20).

\* Промилле (от лат. pro mille — на тысячу), 1‰ = 0,1 %.

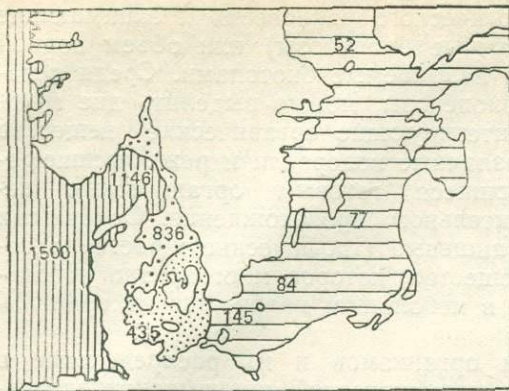
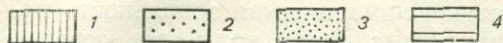


Рис. 20. Изменение числа видов морских животных, обитающих в восточной части Северного моря и в Балтийском море, в связи с уменьшением солености воды. По Л. А. Зенкевичу (1951 г.), с упрощением

Цифры на схеме — число видов. Соленость (%): 1 — 30—35; 2 — 20—30; 3 — 10—20; 4 — 0—10



В этих условиях немногие приспособившиеся к изменившейся солености организмы развиваются в массовых количествах. Они получили название эвригаллиных (от греч. эурис — широкий, галс — соль).

**Температура.** Температура поверхностных вод меняется по широтам от  $-1,5^{\circ}\text{C}$  до  $+28^{\circ}\text{C}$  и более. Для умеренных зон типичны наибольшие сезонные колебания температуры, приводящие к изменению плотности воды, появлению вертикальной циркуляции, что ведет к коблагашению поверхностных слоев минеральными питательными веществами. С глубиной температура понижается и остается постоянной, не превышая  $+2,5^{\circ}\text{C}$ . Указанные температуры не являются критическими для организмов. Однако большая часть растений и животных предпочитает теплые воды, что определяется прежде всего повышением жизненной активности в условиях достаточно высоких температур. Влияние температуры на различные стороны жизни организмов несомненно, но и сами организмы имеют возможность приспосабливаться к температурным изменениям. Это позволяет делать вывод, что температуру вряд ли можно рассматривать как фактор, ограничивающий распространение видов.

**Питание.** Для растительного планктона — фитопланктона в освещенном слое важным фактором развития является наличие солей, количество которых на глубине весьма велико, но которые в силу расслоения толщи воды не всюду могут быть подняты к поверхности. Благоприятные условия для подъема глубинных вод наблюдаются в областях активной вертикальной циркуляции в зонах умеренного климата, где значительные сезонные колебания температуры приводят к изменению плотности воды и таким образом к возникновению вертикальных потоков, а также на участках выхода к поверхности потоков вод с глубины (апвеллинги). В таких зонах активно формируются первичные звенья пищевых цепей, широко развиваются разнообразные консументы.

**Характер грунта.** Распределение бентоса по дну в значительной степени зависит от характера грунта и источника питания. Рассматривая грунт как субстрат, следует выделять каменистые (скальные, галечниковые, гравийные) грунты, где обитают бродячие, прирастающие, сверлящие и реже зарывающиеся формы; здесь условия обитания мало разнообразны и беден набор жизненных форм организмов. Песчаные

грунты наиболее благоприятны для животных разного образа жизни: от бродячих до зарывающихся постоянно или временно, в случае необходимости. Мягкие илистые грунты менее благоприятны для расселения организмов, кроме зарывающихся; они требуют дополнительных приспособлений для сохранения положения тела (или части тела) над илистым дном. Грунт следует рассматривать и как источник пищи; в осадке достаточно много органического вещества, содержание которого обычно увеличивается в ряду пески — илы.

**Газовый режим.** Из растворенных в морской воде газов наиболее влияют на расселение организмов кислород, сероводород и углекислый газ. Морская вода получает кислород главным образом из воздуха, но немаловажную роль играет и кислород, производимый растениями в освещенной зоне. Содержание кислорода, необходимого организмам для дыхания, зависит от температуры и характера циркуляции вод. В водах полярных морей его в два раза больше, чем тропических, а в областях хорошо выраженной вертикальной циркуляции на глубинах в 2 км и более кислорода в воде не меньше, чем у поверхности. В бассейнах, отделенных от общей океанской циркуляции, таких, как Черное море, глубинные воды обычно бедны кислородом, зато насыщены сероводородом, образующимся при гниении органического вещества. Углекислый газ поступает в воду из атмосферы и как продукт жизнедеятельности организмов. Частично этот газ превращается в угольную кислоту, наличие которой в воде существенно влияет на процессы карбонатного осадконакопления, частично усваивается растениями.

## БИОЛОГИЧЕСКИЕ ЗОНЫ МОРЯ

В приливно-отливной области и на дне океана сменяют друг друга расположенные на различной глубине биологические зоны (зоны жизни), выделяющиеся своими специфическими комплексами организмов. Эта зональность характерна для всех океанов и краевых морей, но конкретное ее проявление и положение границ зон определены частными условиями в каждом бассейне.

Сверху вниз в настоящее время выделяют супралитораль, литораль, сублитораль, эпибатталь (псевдоабиссаль), батталь, абиссаль и ультраабиссаль (хадаль) — см. рис. 21.

*Супралитораль* — зона, расположенная выше уровня максимально-го прилива и эпизодически заплескиваемая морским прибоем. По сути дела, это зона суши, граничащая с морем. Здесь соприкасаются мор-

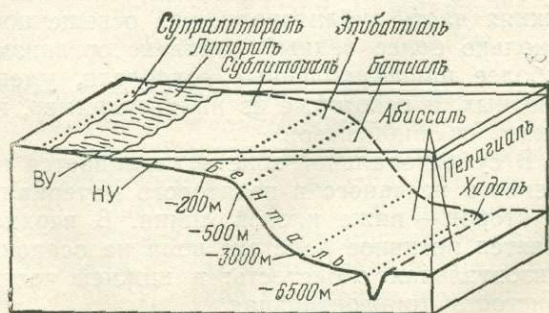


Рис. 21. Биологические зоны моря

ВУ — высший уровень воды (прилив), НУ — низший уровень воды (отлив)

ские и наземные организмы; первые приспособились в течение жизни существовать частично в воде, частично в воздухе, вторые представлены влаголюбивыми и солелюбивыми организмами. Видов немного, но численность может быть большой. Здесь обитают водоросли и высшие растения, насекомые, хелицеровые и ракообразные, черепахи и морские млекопитающие, некоторые рыбы, кормятся наземные четвероногие и птицы.

*Литораль* — зона, расположенная между уровнями максимального прилива и отлива. Размеры зоны по вертикали определяются высотой прилива, обычно не превышающей у берегов Европы 7 м, Азии — 11 м, Африки — 4,5 м, Северной Америки — 8 м, Южной Америки — 6 м, хотя местные факторы (например, конфигурация берега и пр.) приводят к тому, что высота прилива достигает 12—16 м. Ширина литорали зависит от высоты прилива и наклона дна; обычно она не более 10—15 м, хотя местами может достигать нескольких километров. В полярных областях и в тропиках литораль бедна жизнью и лучше всего выражена в умеренных климатических зонах, где ее населяют тысячи видов организмов. Для всех этих организмов характерна способность переносить осушение, обсыхание и изменение температуры. Здесь обитают преимущественно морские организмы: двусторки, гастроподы, ракообразные, черви, различные водоросли; в этой зоне кормятся в отлив наземные, а в прилив — морские животные.

Литораль представляет собой зону активного воздействия воды на разнообразные осадки, покрывающие дно, и на материал, попавший с суши в морской бассейн, — волны, различные течения приводят к дифференциации осадочного материала, появлению косої слоистости, разрушению слабо сцементированного осадка; здесь же проявляется влияние наземных физических и биологических факторов (трещины высыхания, следы капель дождя, градин, кристаллов льда, следы наземных животных и птиц).

*Сублитораль* — зона, простирающаяся от уровня максимального отлива до 200 м. Ширина сублиторали зависит от ширины шельфа и может достигать нескольких сотен километров. В сублиторали активно проявляется фотосинтез, здесь вода обогащена кислородом. Это наиболее благоприятная для жизни зона моря, заселенная чрезвычайно разнообразными растениями и животными, число видов которых превышает сто тысяч. Верхняя часть сублиторали, где освещение достаточно интенсивное, характеризуется скоплением разнообразных водорослей (в том числе и известковых). Здесь обитают фораминиферы, губки, кишечнополостные (в том числе рифостроящие кораллы), черви, ракообразные и хелицеровые, двусторки, гастроподы и головоногие моллюски, мшанки, брахиоподы, иглокожие и гемихордовые, рыбы. Нижняя часть сублиторали, где освещенность резко снижена, имеет несколько более бедный комплекс организмов; здесь выживают лишь наиболее приспособленные водоросли, уменьшается количество видов животных, а некоторые из них (например, колониальные кораллы) исчезают из биоценозов.

В сублиторальной зоне накапливается наибольшее количество терригенного песчаного и пелитового материала; первый преобладает выше, второй — ниже иловой линии. В верхней части сублиторали сказывается активное действие волн на осадок, формируется волнистая и горизонтальная слоистость; в нижней части воды более спокойные, слоистость горизонтальная.

*Эпibatиаль* — зона, охватывающая глубины от 200 до 500 м. Она развита не повсеместно во внешней части шельфа. Эпibatиаль является переходной зоной между сублиторалью и батиалью, в ней встречаются многие сублиторальные виды, которые опускаются на глубины до 500 м и более, а также некоторые глубоководные виды, поднимающиеся из батиаля. Для эпibatиаля характерны гемипелагические илы — смешанные тонкие терригенные и пелагические осадки и обедненный состав донной фауны при полном отсутствии бентосных растений.

*Батиаль* — зона, расположенная ниже эпibatиаля от 500 до 3000 м и в целом совпадающая с континентальным склоном. Ее ширина определяется шириной континентального склона. Биоценозы батиаля представлены только животными, причем в видовом и количественном отношении их гораздо меньше, чем в сублиторали и эпibatиаля. Здесь обитают фораминиферы, губки, кишечнополостные, брахиоподы, десятиногие раки, двустворки и гастроподы, черви, иглокожие. Батиаль представляет собой зону перемещения осадков в виде оползней, мутьевых потоков; тонкие осадки формируются только в защищенных впадинах.

*Абиссаль* — зона, расположенная на глубинах 3—6,5 км; она охватывает подножье континентального склона и ложе океана. Здесь обитают не более 2000 видов, среди них первое место занимают иглокожие, затем черви и ракообразные; слабо развиты брахиоподы, губки, кишечнополостные, гастроподы и двустворки. В зоне континентального подножья развиты терригенные осадки, а на океанском ложе — пелагические илы разного состава.

*Ультраабиссаль* (хадаль) — зона, расположенная глубже 6,5 км и приуроченная к глубоководным желобам. Здесь обитают около 800 видов агглютинирующих фораминифер, червей, ракообразных, голотурий, двустворок и гастропод, погонофор и представителей других групп, не играющих существенной роли.

Пелагиаль в горизонтальном направлении разделена на неритовую (толща воды над шельфом) и океанскую области. По вертикали она, подобно бентали, делится на зоны, в названии которых всегда входит термин «пелагиаль»; например — батипелагиаль, хадопелагиаль и т. д.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ ОКЕАНА К МАТЕРИКУ

В специфике этой зоны и прежде всего в характере осадков, которые там образуются, ощущается влияние моря и суши. В эту переходную зону входят дельты, эстуарии и лиманы, лагуны и некоторые другие элементы ландшафта.

Дельты — участки активного формирования терригенных осадков из материала, приносимого реками и откладываемого в приустьевых участках в конечных водоемах стока. Там, где речной поток выходит в спокойную воду, скорость течения падает и взвешенный материал осаждается; при этом размеры обломков в осадке уменьшаются от устья реки к периферии дельты. Осадки формируются главным образом ниже уровня воды в бассейне стока; небольшая их часть образуется на иногда заливаемой суше. Плоская, в основном осушенная поверхность дельты в приустьевой части (дельтовая платформа) сложена

преимущественно песками с косою слоистостью, реже алевритами, глинами и торфами зарастающих озер и болот; вдоль берега под водой расположена фронтальная часть дельты (дельтовый склон) с углами наклона до  $3^\circ$  и изредка более, сложенная песками и алевритами с косою слоистостью; здесь же могут формироваться железные руды. Внешний участок дельты (продельта) сложен алевритами и глинами, обычно с горизонтальной слоистостью. Так как по мере накопления осадков дельта растет в сторону моря, в вертикальном разрезе можно видеть смену пелитовых осадков продельты, расположенных внизу, алевритами и песками склона, а последних — песками дельтовой платформенной формы. Гравий и тем более галька редки и встречаются лишь в дельтах горных рек. Фауна достаточно бедна; это преимущественно солоноватоводные формы, образующие бедные комплексы. Осадки дельт богаты растительным детритом; характерно также смешение остатков как наземных, так и морских организмов.

Эстуарии — затопленные речные долины, где обычно проявляется действие приливов и отливов, происходит смена пресных речных вод солеными морскими. Здесь развиты глубокие каналы, разделенные отмелями или островами, ориентированными вдоль оси эстуария. Эстуарии встречаются на побережьях с разным рельефом (на гористых побережьях они носят названия риасы, на равнинных — лиманы), но всегда это участок совместного влияния реки и моря. Материал для осадка поставляют как река, так и приливные течения со стороны моря. В эстуариях низменных побережий речные пески формируются в верхней части, морские — в нижней, приливные каналы также имеют песчаное дно; все остальные участки покрыты илами, часто с примесью песчаного материала. Иначе говоря, в эстуариях литораль обычно сложена илами, а сублитораль — песчаными осадками с косою слоистостью. В лиманах могут встречаться бокситы и железные руды. Соленость вод изменяется вдоль эстуария, увеличиваясь к его нижней части; соответственно изменяется и характер населяющего его органического мира.

Лагуны — заливы, отделенные от моря полосой наносной суши (баром) или рифовыми барьерами. Ниже рассматриваются лишь первые. Лагуны и барьеры имеют удлинение, параллельное берегу, что наряду с мелководностью отличает их от эстуариев. Слабая связь с морем, положение в различных климатических зонах накладывает на лагуны своеобразный отпечаток.

Лагуны гумидных областей характерны развитием песков морского и континентального золового происхождения с косою слоистостью; однако преобладают пелитовые и алевритовые осадки с плохо выраженной слоистостью. Накопление терригенного материала идет достаточно быстро и лагуна превращается в болото, где накапливается торф; в лагунах встречаются бокситы и железные руды. Воды в таких лагунах осолоненные или пресные, что накладывает отпечаток на комплекс организмов.

Для лагун аридных областей типично развитие песчаных осадков в периферийной зоне, эвапоритов (химических осадков), алевритов и пелитов — в центральной части. Воды в таких лагунах пересыщены солью, что не способствует развитию организмов. На примере соленых лагун удобно рассмотреть особенности накопления осадков в бассейнах с аномально высокой соленостью. Такие бассейны расположены в аридных зонах; они отделены косою и порогом от открытого

моря и имеют с ним ограниченное одностороннее сообщение. Морская вода втекает в почти замкнутый бассейн; интенсивное испарение приводит к повышению концентрации солей в воде. Образуются рассолы, которые опускаются на дно в связи с их большой плотностью, а порог и непрерывный ток воды из моря в лагуну препятствуют сбрасыванию рассолов в море. В конечном счете концентрация солей в растворе повышается настолько сильно, что начинается садка солей. Так функционирует механизм, который часто называют «чашка для выпаривания». Обычно с увеличением солености идет последовательное выпадение в осадок следующих хемогенных минералов (в скобках необходимая минимальная соленость): кальцит, доломит, гипс (131,4‰), галит (275,2‰), сильвин (327,6‰), карналлит (345,5‰), бишофит (371,5‰).

Ярким примером такой солеродной лагуны является современный залив Кара-Богаз-Гол на восточном берегу Каспийского моря. Ежегодно в лагуне испаряется до 10 км<sup>3</sup> воды, в связи с чем морская вода с соленостью около 13‰ превращается здесь в рассол с соленостью 318‰. Садка солей идет не только в летнее время, когда температура воды достигает +35 °С, но и зимой, когда она снижается до 0 °С; в холодной воде растворимость солей понижается и они выпадают в осадок.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ НА КОНТИНЕНТАХ

Суша является областью преобладающего развития денудационных процессов; однако и на ней идут процессы аккумуляции продуктов выветривания коренных пород и жизнедеятельности организмов. Образование осадков на континентах отличается рядом особенностей. К ним относятся прежде всего неустойчивость континентальных образований, их менее широкое (по сравнению с морскими) площадное развитие и частая смена разных осадков по вертикали, что связано с активным размыванием, переработкой, переотложением их поверхностными агентами. Отмечаются значительная изменчивость в горизонтальном направлении, пестрота генетических типов, связанная с рельефом, климатом и осадкообразующими агентами. Среди континентальных отложений преобладают терригенные образования, тесно связанные с материнскими породами при гораздо меньшей роли биогенных и хемогенных отложений. Это можно объяснить быстрым разрушением в зоне окисления биогенных органических веществ и выносом большинства растворенных веществ с суши в море.

В континентальных осадках захороненные растительные остатки преобладают над скелетами и раковинами животных; мощность осадков обычно невелика, но в областях устойчивых тектонических погружений может достигать первых километров.

Континентальные отложения классифицируют по характеру формирующего их геологического агента; обычно выделяют такие комплексы, как элювиальный, водный, ледниковый, эоловый, склоновый и подземноводный.

Элювиальный комплекс включает сохранившиеся на месте своего формирования продукты выветривания коренных горных пород. Механическое выветривание раздробляет горные породы; химическое выветривание представляет собой более сложный процесс преобразования и перераспределения минералов, слагающих коренные породы.

В процессах выветривания велика роль климата, рельефа и органического мира.

Водный комплекс включает отложения русловых потоков (аллювий и пролювий) и озерные отложения.

Пролювий — отложения временных потоков, обычно образующие конусы выноса, внутри которых обломки сохраняют первоначальную форму, сортировка материала очень грубая, слоистость обычно отсутствует. Органические остатки встречаются в виде обломков костей и древесины.

Аллювий — отложения постоянных потоков, обычно приуроченные к долинам и реже слагающие огромные низменные пространства, называемые аллювиальными равнинами, в пределах которых реки не имеют четко выраженных долин. Осадки весьма разнообразны: русловые представлены главным образом песками, реже галькой и гравием с косой и волнистой слоистостью, с асимметричными знаками ряби; пойменные — песчаным материалом в прирусловых валах, но в основном алевритами и глинами с примесью алевритового материала, с косой и горизонтальной слоистостью; старичные — глинами и торфами с горизонтальной слоистостью.

В речных отложениях обильны растительные остатки, могут встречаться раковины пресноводных моллюсков, кости наземных позвоночных и птиц.

Озерные отложения не менее разнообразны, чем типы самих озер, и зависят от климата, размеров озера, рельефа берегов и некоторых других факторов. В озерах терригенный материал располагается по правилу гранулометрической дифференциации, но, как и в морях, эта идеализированная схема нарушается течениями, неровностями рельефа дна и т. д.

В гумидных областях озера проточные, с богатым миром животных и растений; в этих озерах накапливается преимущественно терригенный материал, но иногда выпадают в осадок карбонаты, образующие «озерные мергели», формируются сапропелевые илы, железные бобовые руды, марганцевые руды и бокситы; озера постепенно зарастают, превращаясь в торфяные болота.

В аридных областях озера бессточные, обычно с сильно минерализованной водой, с очень бедной жизнью; наряду с терригенным материалом там отлагаются и эвапориты. Слоистость в озерных отложениях горизонтальная, редко косая или волнистая.

Ледниковый комплекс включает собственно ледниковые и водноледниковые образования.

Ледниковые образования (морены) представляют скопления разного размера валунов и глыб в песчано-глинистой основной массе; для них характерны слабая сортированность материала и отсутствие слоистости, пестрый вещественный состав валунов и борозды-штрихи на поверхности последних.

Водноледниковые образования делят на две группы — отложения потоков (флювиогляциальные) и отложения озер (лимногляциальные). Отложения талых ледниковых вод представлены валунами и галькой вблизи конечных морен, по удалении от края ледника они сменяются песками, часто плохо сортированными, с грубой косой слоистостью. Отложения приледниковых озер представлены алевритами и глинами; типичны так называемые ленточные глины с тонкой горизонтальной слоистостью.

Эоловый комплекс связан с аккумуляционной деятельностью ветра; большинство эоловых осадков формируется в пустынях или полупустынях, но встречаются они и по берегам морей и озер в иных климатических областях. Это почти исключительно пески и алевриты с косою слоистостью и характерными асимметричными знаками ряби, с высокой степенью сортировки обломочного материала.

Склоновый комплекс включает делювиальные, осыпные, обвальные, оползневые и солифлюкционные образования. Наиболее широко распространен делювий — продукты выветривания коренных пород, перемещенные вниз по склонам к подножиям возвышенностей дождевыми или тальми снеговыми водами. Он представлен щебнем коренных пород и глинистой основной массой; сортировка материала очень слабая или отсутствует, слоистость как правило не наблюдается. В делювии можно видеть остатки наземных беспозвоночных, кости четвероногих, растительные остатки.

В преобразовании осадков на дне пресноводных бассейнов большую роль играют различные животные. Морские и пресноводные организмы, ведущие близкий образ жизни, оказывают сходное воздействие на однотипные осадки. Велико значение организмов и в преобразовании почвенного слоя.

## ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Фациальный анализ представляет собой метод восстановления палеогеографической обстановки путем изучения характерных особенностей горных пород и заключенных в них окаменелостей. Его проводят путем анализа конкретного геологического материала: особенностей строения слоев одновозрастных горных пород и изменения в пространстве их вещественного состава, текстурных и структурных особенностей пород, их геохимического состава, а также заключенных в породах ископаемых остатков организмов и следов их жизнедеятельности прежде всего с палеоэкологической точки зрения.

Фациальный анализ позволяет восстановить условия образования осадков и обитания организмов и, в конечном счете, географическую обстановку прошлого. Он состоит из двух взаимосвязанных этапов: литологического и биомического анализа.

Литологический анализ применяется при изучении горных пород как в целом, так и отдельных особенностей их минерального состава и строения с целью восстановления древней географической обстановки. Одни и те же типы осадков, давших начало осадочным горным породам, могли формироваться в разных условиях, в различной физико-географической обстановке. Однако, несмотря на сходство литологического состава, породы обладают целым рядом структурных, текстурных и других признаков, по которым можно с достаточной достоверностью определить место и условия их образования на земной поверхности.

Первое, на что следует обратить внимание, — типы пород и их структуры. Обломочные породы, классифицируемые по размерам слагающих их зерен, хемогенные, биогенные и глинистые породы, разделение которых идет прежде всего по минеральному составу, представляют собой осадочные горные породы, которые могли формироваться в разной обстановке в море и на суше, в водной или воздушной среде, из принесенного (аллохтонного) или сохранившегося на месте образо-

вания (автохтонного) материала, в среде разной подвижности. Однако тип породы и ее структура дают лишь самые общие представления об условиях формирования породы. Так, например, глины могли образоваться на суше в виде элювия, в приледниковых озерах, в морских глубоких впадинах; пески — в пустынях в виде золотых отложений, в реке, в море на мелководье или даже на значительной глубине в зоне действия придонного течения.

Одним из важных признаков является окраска породы, позволяющая иногда установить некоторые особенности происхождения самой породы. Но этот показатель следует использовать только в комбинации с другими признаками, например специфическими минералами (сульфатами, хлоридами, сульфидами, оксидами и т. д.), обычно являющимися дополнительными, второстепенными, но иногда слагающими основную массу породы.

Интересны и текстуры, возникающие в процессе осадкообразования, так как они отражают характер и состояние среды. В этом случае следует выделять внутрислоевые текстуры, связанные с длительной деятельностью отдельных факторов (массивные и слоистые, горизонтальнослоистые и косослоистые и пр.), а также текстуры (знаки) на поверхности слоя, обязанные своим происхождением кратковременному воздействию на осадок различных факторов среды (знаки ряби, трещины усыхания, отпечатки капель дождя, следы жизнедеятельности организмов и пр.).

Биономический анализ применяется при изучении ориктоценозов с целью восстановления условий обитания организмов и палеогеографической обстановки. Путь исследования — воссоздание палеобиоценозов, изучение отдельных организмов и восстановление их образа жизни, восстановление среды обитания палеобиоценоза, восстановление палеогеографии. Задача эта крайне сложная и решение ее затруднено тем, что помимо общей неполноты геологической летописи в ряду палеобиоценоз — некроценоз (танатоценоз) — тафоценоз — ориктоценоз происходит существенное изменение комплекса остатков организмов.

Рассмотрим возможные связи между палеобиоценозом и ориктоценозом.

В результате гибели палеобиоценоза при катастрофических изменениях условий обитания (опреснение, осушение — для морских, наводнение — для наземных биоценозов) формировались танатоценозы, которые в видовом и количественном отношении достаточно полно отвечают биоценозам. Но более обычны скопления остатков организмов и следов их жизнедеятельности из различных палеобиоценозов, представлявшие собой некроценозы; на суше такие скопления могли образоваться при переносе реками или ветром, в море — течениями или в результате первоначального многоярусного размещения бентосных и пелагических биоценозов. Итак, уже некроценоз представлял собой скопление элементов разнородных палеобиоценозов. В процессе образования тафоценоза многие остатки бесскелетных организмов исчезли без следа и, наконец, в процессе превращения осадка в породу и соответственно тафоценоза в ориктоценоз произошло разрушение и преобразование твердых минерализованных остатков организмов. В результате каждый ориктоценоз является скоплением небольшой части организмов, некогда входивших в различные палеобиоценозы.

В биономическом анализе следует идти в обратном направлении — анализируя ориктоценозы, восстанавливать облик отдельных организмов (что само по себе при фрагментарном характере ископаемого материала весьма трудно), необходимо из ориктоценоза выделить формы разных палеобиоценозов, по отрывочным сведениям восстановить облик палеобиоценоза для интересующего нас палеобиотопа и лишь после этого можно переходить к реконструкции древней географической обстановки.

Прежде всего изучают отдельные организмы, входившие в палеобиоценоз; принадлежность организмов к той или иной систематической группе указывает на определенную обстановку, так как каждая группа организмов обитала в определенных условиях. Затем переходят к изучению экологических групп организмов и, наконец, к биоценозу в целом. Характер видового состава сообщества говорит о нормальной (виды разнообразны, количество особей может быть незначительным) или специфической (видов мало, но большое число особей) обстановке обитания. Ценные сведения можно получить при изучении формы тела или его положения, особенно у сидячего бентоса, размеров тела, толщины створок раковины. Не менее важные сведения можно получить, исследуя следы жизнедеятельности организмов; следы ползания по дну, зарывания в донные осадки, норки-сверления в твердом субстрате, следы прирастания раковин, следы наземных четвероногих и птиц — все указывает на тип среды (водная, воздушная), на газовый режим, динамику среды, характер грунта и пр.

Характер захоронения позволяет сделать важные выводы о движении воды: скопления ломаной, окатанной или целой ракушки говорят о переносе течениями или волнами; ориентировка в пространстве удлинённых раковин указывает на тип движения воды, скопление скелетов с хорошо сохранившимися тонкими деталями — о спокойной воде и т. д.

Если присутствие ископаемых остатков организмов дает нам сведения о географической обстановке прошлого, то отсутствие таких остатков можно связывать с условиями, неблагоприятными для жизни организмов.

Все эти реконструкции, как и при литологическом анализе, опираются на сравнения по аналогии, на принцип актуализма в его современной модификации. Проводя исследование остатков организмов, близких к ныне живущим, можно использовать прямые аналогии. При этом чем ближе родство, тем, вероятно, достовернее выводы. Например, степень достоверности при сравнении современных и мезозойских шестилучевых кораллов выше, чем при сравнении современных шестилучевых кораллов и позднелазейских рогов, и тем более раннелазейских табулят. Сложнее обстоит дело с представителями вымерших групп организмов (морскими рептилиями, трилобитами, граптолитами, археоциатами). В этом случае изучают приспособительные признаки и опираются на более далекие аналогии. При этом необходимо детальное изучение экологии современных организмов как основы для палеобиономических реконструкций.

**Палеогеографические карты.** На этих картах изображают физико-географическую обстановку, существовавшую на определенной территории в течение отдельного этапа геологической истории. Палеогеографические карты строят на современной топографической основе, используя все геологические и палеонтологические факты, которые

можно нанести на карту. Ввиду малочисленности подобных фактов палеогеографические карты весьма гипотетичны. Кроме того при их составлении наряду с фактическим материалом авторы используют свои предположения и представления. В связи с этим рекомендуется строить подобные карты в масштабе более мелком, чем у исходных геологических карт, и одновременно строго отделять факты от предположений, имея в виду, что палеогеографические карты используют на практике как основу для прогнозирования поисков полезных ископаемых.

Палеогеографические карты составляют в определенной последовательности. Прежде всего в разрезах естественных обнажений и в скважинах устанавливают и выделяют на изучаемой площади стратиграфическую единицу, отвечающую выбранному для составляемой карты историко-геологическому этапу; определяют площади отсутствия пород заданного возраста. Затем выделяют фации и указывают их литологические и палеонтологические особенности. Результатом этого этапа работы является карта фаций (рис. 22). В дальнейшем, проводя фациальный анализ, от фаций переходят к палеогеографии: восстанавливают физико-географическую обстановку прошлого не только в области накопления осадков, но и обязательно в области размыва. Таким образом, палеогеографическими картами являются только те, на которых показаны физико-географические условия как в области накопления осадков, так и в области размыва. Часто как конечный результат палеогеографических исследований составляют совмещенные карты фаций и палеогеографии, называя их обычно литолого-палеогеографическими картами. На них прежде всего выделяют области суши и моря.

Реконструкцию древних морей начинают с восстановления береговой линии — ее положения, конфигурации, а если это невозможно, то выделяют переходную зону от суши к морю, в пределах которой в течение рассматриваемого этапа находилась береговая линия. Затем устанавливают глубину палеобассейна и рельеф дна, обычно выделяя геоморфологические элементы (шельф, континентальный склон) или биологические зоны (литораль, сублитораль и пр.); восстанавливают соленость и среднегодовые температуры воды, газовый режим бассей-

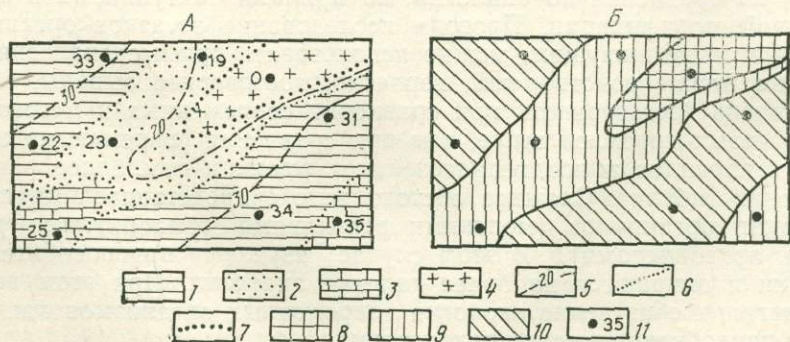


Рис. 22. Схематические фациальная (А) и палеогеографическая (Б) карты  
 1 — глины с остатками морских беспозвоночных; 2 — пески с обломками раковин; 3 — известняки-ракушечники; 4 — участок отсутствия пород данного возраста; 5 — линии равных мощностей (в м); 6 — границы фаций; 7 — границы участка распространения пород данного возраста; 8 — суша, зона размыва; 9 — море, зона прибрежного мелководья и отмели (шельф выше линии ила); 10 — море, зона умеренных глубин (шельф ниже линии ила); 11 — точки наблюдений и мощность толщ пород данного возраста

на и, наконец характер движения воды (зоны волнения, морские течения, в том числе приливно-отливные, мутьевые и т. д.).

Реконструкция древней суши складывается из установления области размыва и аккумуляции осадков. В характеристику суши входят типы рельефа ее поверхности, положение рек (основные направления их течения и места впадения в палеобассейны), положение озер и болот, направление преобладающих ветров. Если же нет возможности определить характер водных и воздушных течений, то указывают общие направления сноса обломочного материала из зон размыва в зоны аккумуляции.

Анализ особенностей палеобассейнов и древней суши позволяет сделать выводы о климате того времени, наметить положение границ климатических поясов.

Все перечисленные особенности палеогеографии отражаются на картах в виде раскраски или штриховых знаков.

На литолого-палеогеографических картах обычно показывают мощности пород, сформированных в рассматриваемый этап геологической истории; мощности указывают либо в отдельной точке, либо линиями равных мощностей — изопакитами. Анализ мощностей позволяет восстановить характер вертикальных (колебательных) движений литосферы.

Реконструкция палеогеографии может быть проведена как на территориях с горизонтальным залеганием пород, так и в складчатых областях. В последнем случае возникают дополнительные сложности, связанные с необходимостью восстанавливать первоначальную площадь осадконакопления, ее размеры и положение. Для этого путем различных, часто логических построений трансформируют складчатые структуры, перемещают тектонические блоки и покровы в их исходное положение для того, чтобы воссоздать горизонтально залегающий слой пород заданного возраста на всей площади (его первоначального распространения). В этом случае прежде чем начать палеогеографический анализ, составляют так называемую палинстастическую карту, на которой указывают положение геологических тел в пространстве (в частности, слои пород интересующего возраста) до происшедших позднее складчатых и разрывных деформаций.

Палеогеография имеет важное теоретическое и практическое значение. Во-первых, без восстановления палеогеографии не может быть и речи о восстановлении истории геологического развития Земли. Во-вторых, образование полезных ископаемых осадочного происхождения (экзогенных), а часто и вторичные изменения этих, а также глубинного происхождения полезных ископаемых (эндогенных) непосредственно связано с палеогеографической обстановкой. Таким образом знание палеогеографии позволяет прогнозировать поиски месторождений полезных ископаемых; палеогеографические карты являются конкретной основой для составления подобных прогнозов.

### Глава 3

## МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПРОШЛОГО

Тектонические движения являются одним из важнейших факторов в развитии геологических процессов, изменяющих лик Земли. Они при-

водят к преобразованию земной коры, изменяют формы рельефа ее поверхности, очертания суши и моря, воздействуя тем самым и на климат. Тектонические процессы влияют на вулканизм, на процессы осадконакопления и определяют размещение полезных ископаемых в земной коре.

Тектонические движения выражаются в виде медленных поднятий и опусканий, приводящих к трансгрессиям и регрессиям моря, в виде общего коробления земной коры с образованием высоких горных массивов и глубоких впадин, смятием слоев горных пород в складки, а также в форме разрушительных землетрясений, которые сопровождаются возникновением трещин со значительным смещением блоков коры по вертикали и горизонтали.

В зависимости от направления тектонические движения подразделяют на горизонтальные (тангенциальные) и вертикальные (радиальные). При анализе вертикальных движений различают восходящие (положительные) и нисходящие (отрицательные) движения. Следует отметить, что горизонтальные и вертикальные движения тесно связаны и могут быть взаимнообусловленными. Например, горизонтальное перемещение жестких глыб на большой глубине может привести к вертикальным перемещениям земной поверхности, и наоборот, вертикальные движения нередко приводят к надвиганию одного блока на другой. Активность современных тектонических движений, выраженная в скорости перемещения точки земной поверхности, достигает нескольких миллиметров в год. Об активности тектонических движений прошлого косвенно можно судить по степени деформированности слоев земной коры.

Тектонические движения и возникающие при этом структуры земной коры изучают геотектоника и структурная геология.

Для реконструкции тектонических движений важно противопоставить движения медленные, плавные, охватывающие территории континентов и океанских впадин или отдельных их частей, и движения интенсивные, эпизодические, связанные с определенными зонами земной коры, проявляющиеся по-разному и приводящие к существенным деформациям земной коры. Указанным типам движений примерно отвечают давно используемые термины: эпейрогенические и орогенические движения.

Одной из важных задач исторической геологии является восстановление направленности, темпов и характера тектонических движений в прошлые периоды истории Земли. Для восстановления тектонических движений прошедших эпох используют специальные методы, позволяющие воссоздать общую картину тектонических движений для определенной эпохи.

О характере современных тектонических движений мы судим прежде всего наблюдая современные тектонические процессы, которые наиболее наглядно проявляются в областях активных землетрясений и вулканизма. Современные вертикальные тектонические движения можно оценить, анализируя повторные весьма точные нивелировки местности, горизонтальные движения — при анализе повторных триангуляций местности, когда выявляются изменения во взаиморасположении опорных пунктов триангуляционной сети. Новейшие движения, т. е. движения, происходившие в неоген-четвертичный этап геологической истории, обычно изучают с помощью геоморфологических методов, анализируя рельеф поверхности Земли, морфологию речных долин,

расположение морских террас, мощность четвертичных отложений и т. п.

Значительно сложнее изучать тектонические движения далекого прошлого. Методами изучения этих движений являются: анализ стратиграфического разреза, фашиально-палеографический анализ мощностей, анализ перерывов и несогласий, структурный анализ, палеомагнитный, формационный анализы. Они позволяют восстановить вертикальные движения. Для реконструкции горизонтальных движений важнейшими являются структурный, палеомагнитный и фашиально-палеографический анализы.

Анализ стратиграфического разреза позволяет проследить тектонические движения небольшого участка земной коры в течение длительного времени. Исходным материалом для анализа движений является стратиграфический разрез (колонка), который необходимо исследовать с позиций изменения обстановки накопления пород в их стратиграфической последовательности. Изучая вещественный состав, структурные и текстурные особенности пород, заключенные в них окаменелости, удается выделить типы отложений, которые накапливались на различных гипсометрических уровнях относительно уреза воды морского бассейна, и соответственно охарактеризовать обстановку: гористой суши с высотами до первых километров, холмистой суши с высотами от 50 до 200 м, заболоченной прибрежной равнины с высотами от 0 до +50 м, пляжа — около 0 м, мелководного шельфа (сублиторали) глубиной до 200 м, глубоководного шельфа (эпибатиали) глубиной до 500 м, континентального склона (батиали) глубиной более 500 м. Результаты изучения разреза изображают в виде графика — палеогеографической кривой. По оси абсцисс откладывают время в условных единицах (или в млн. лет), по оси ординат: выше нулевой линии — обстановки суши, ниже — батиметрические зоны моря, характерные для определенных моментов геологического времени (рис. 23).

Отрицательные тектонические движения в условиях стабильного выноса обломочного материала в бассейн приводят к углублению его дна и смене вверх по разрезу мелководных отложений более глубоководными. Наоборот, положительные тектонические движения приводят к обмелению бассейна и смене по разрезу глубоководных отложений мелководными, наземными и далее — размывом ранее накопившихся отложений. Отрицательные тектонические движения способствуют развитию морских трансгрессий, а положительные вызывают регрессии.

Необходимо всегда учитывать, что изменение глубины бассейна может быть обусловлено не только изменением темпа тектонических движений, но и изменениями климатической обстановки. Например, при резкой аридизации климата уменьшается вынос обломочного материала с суши и происходит относительное углубление дна бассейна. Наоборот, интенсивный вынос обломочного материала может привести к резкому обмелению и даже осушению водоема. В связи с этим важным элементом анализа стратиграфического разреза является составление графика скорости осадконакопления. На графике по оси абсцисс откладываются время (желательно в млн. лет), по оси ординат — мощности стратиграфических подразделений нарастающим итогом (рис. 24). Если обе кривые построить в одном масштабе, то в результате их сложения получится кривая изменения положения ложа осадков, т. е.

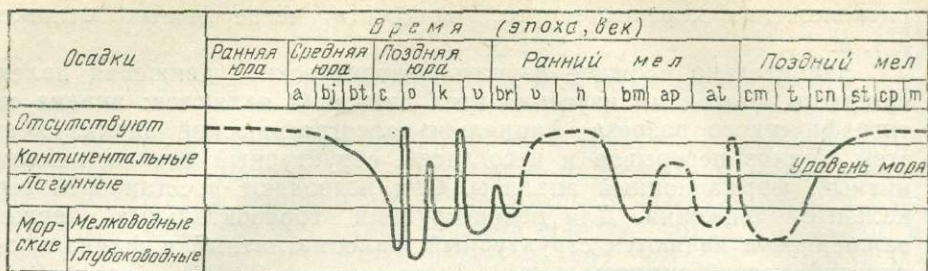


Рис. 23. График изменения палеогеографических условий накопления юрских и меловых отложений Подмосковья

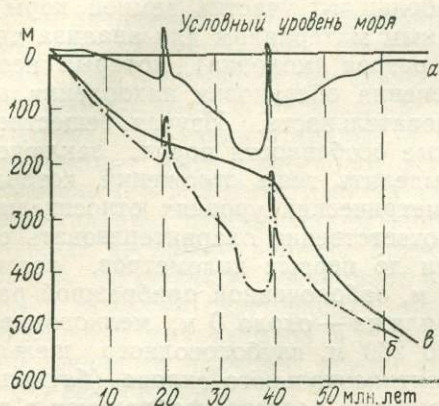


Рис. 24. График вертикальных движений: а — поверхности осадконакопления, б — подошвы толщи осадков, в — скорость осадконакопления (по оси абсцисс — время, млн. лет; по оси ординат — мощности, в м)

кривая прогибания, или палеотектоническая кривая. Сложение кривых на графике получается в том случае, если мощности стратиграфических подразделений откладывать нарастающим итогом не от нулевой линии графика, а от палеогеографической кривой.

Если величины мощности стратиграфических подразделений невелики (например, единицы метров) и несоизмеримы по значению с происшедшими изменениями глубины накопления осадков (сотни метров), кривая прогибания по виду приближается к палеогеографической кривой, отражающей изменение положения поверхности осадконакопления во времени. В случаях, когда мощности стратиграфических подразделений измеряются сотнями и тысячами метров, а изменение глубины поверхности осадконакопления по разрезу незначительно (единицы метров), форма кривой прогибания близка к кривой изменения скорости осадконакопления.

**Фациально-палеогеографический анализ.** В основу этого метода положен принцип связи рельефа поверхности Земли и тектонических движений. Эта связь хорошо отражена в современном рельефе местности. Там, где активно проявляются тектонические движения положительного знака (Кавказ, Карпаты, Памир, Тянь-Шань и др.), образовались высокогорные области; площади, где преобладают движения отрицательного знака, заняты глубоководными морями и океанами. В областях ослабленных тектонических движений рельеф равнинный (Восточно-Европейская и Североамериканская равнины), здесь нередко находятся заболоченные низменности с чехлом континентальных четвертичных накоплений.

Анализ литолого-палеогеографических карт позволяет судить о направленности движений и распределения прогибов и поднятий на площади. Обычно области аккумуляции отложений соответствует отрицательная структура, области денудации — положительная. В связи с дифференцированностью тектонических движений на фоне крупной отрицательной структуры могут выделяться участки относительных поднятий с морскими мелководными отложениями среди более глубоководных. Такой участок представляет собой подводное поднятие — отшель и может соответствовать растущей антиклинальной структуре. Участок распространения относительно глубоководных отложений среди мелководных должен отвечать впадине на дне бассейна и т. д. Аналогичным образом в пределах крупных положительных структур области денудации могут быть установлены отдельные впадины, соответствующие участкам локального распространения континентальных отложений.

Если литологический состав слоя и его мощность от крыльев к осевой части складки испытывают закономерные изменения, складка была выражена в рельефе дна бассейна осадконакопления и росла в процессе накопления слоя. Такая складка называется конседиментационной — формирующейся одновременно с осадконакоплением.

Учитывая, что литолого-палеогеографические карты обычно составляют для непродолжительных отрезков геологического времени, общий характер тектонических движений более отчетливо выявляется при анализе нескольких литолого-палеогеографических карт, составленных для последовательных отрезков времени.

Фациально-палеогеографический анализ широко используется и для доказательства горизонтальных движений. Нередко в складчатых областях по разрывным нарушениям соприкасаются разновозрастные толщи, которые по своим генетическим особенностям (литологический состав, комплексы ископаемых остатков) могли сформироваться в бассейне только на значительном горизонтальном удалении друг от друга (например, сублиторальные пески и абиссальные кремнисто-глинистые сланцы). В этом случае взаимоотношение этих толщ является вторичным в результате тектонического сближения разнофациальных зон. Если в соседних районах, не испытывавших горизонтальных тектонических движений, можно установить первоначальное расстояние между фациальными зонами, это позволит оценить амплитуду горизонтальных перемещений. Фациально-палеогеографический анализ позволяет оценить амплитуды горизонтальных движений при сдвиговых нарушениях.

Анализ мощностей. При его применении необходимо учитывать, что неровности рельефа, возникающие в результате неравномерного погружения отдельных участков площади осадконакопления, сглаживаются накапливающимися осадками. На участках ускоренного прогибания накапливаются осадки большей мощности, на участках замедленного прогибания — меньшей мощности, в областях воздымания — мощности равны нулю.

Данные о мощностях разновозрастных отложений наносят на карты; точки равных мощностей соединяют линиями — изопакитами (рис. 25). По картам с изопакитами можно судить о распределении участков относительных прогибов и поднятий. Однако анализ мощностей необходимо совмещать с анализом фациальной обстановки накопления осадков, так как он применим только для определенных условий осад-

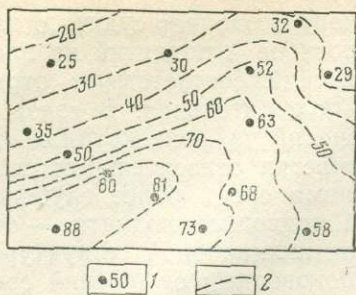


Рис. 25. Карта равных мощностей одновозрастной песчано-глинистой толщи (изолинии мощностей намечают положение прогиба, сформировавшегося во время осадконакопления)

1 — точка замера и мощность (в м); 2 — изолинии мощностей (изопакхты)

Время как в наиболее погруженных частях бассейнов накапливаются маломощные глубоководные илы. Поэтому карты мощностей необходимо анализировать совместно с литолого-палеогеографическими картами, что позволит избежать ошибок при установлении участков относительных прогибов и поднятий.

Обычно карты фаций и мощностей сопровождаются специальными разрезами, на которые наносят данные о составе и мощностях отложений (рис. 26). При построении таких разрезов за нулевую линию принимают уровень моря до конца эпохи накопления толщи или кровлю одновозрастных отложений (т. е. поверхность морского дна на конец эпохи осадконакопления).

Анализ перерывов и несогласий. Положительные тек-

конакопления, когда скорость прогибания ложа компенсируется скоростью накопления на нем осадков. В этом случае состав отложений по вертикали сохраняется постоянным для всего анализируемого стратиграфического подразделения. Полная компенсация прогибания скоростью накопления осадков характерна для угленосных серий, образованных осадками приморских заболоченных равнин, а также для толщ рифогенных известняков, которые накапливаются в строго определенных интервалах глубины дна морского бассейна. В других случаях положение поверхности осадконакопления может изменяться, но выявить эту величину не всегда удается.

В глубоководных водоемах зоны максимальных мощностей приурочены к подножиям континентальных склонов, в то

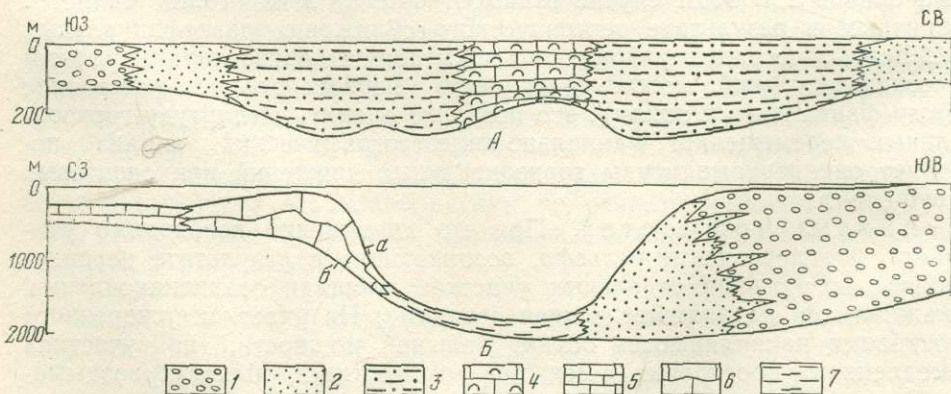


Рис. 26. Литолого-фациальные разрезы

А — случай компенсированного прогиба: дно бассейна плоское, выровненное, за «нулевую» линию принята кровля отложений, т. е. дно бассейна осадконакопления; Б — случай некомпенсированного прогиба: дно бассейна расчлененное, с глубокими впадинами, за «нулевую» линию принята условный уровень моря; а — линия дна бассейна; б — линия положения ложа осадков, показывающая форму и размеры прогиба. 1 — прибрежные галечники; 2 — мелководные пески; 3 — мелководные песчано-глинистые осадки; 4 — известняки-ракушечники; 5 — относительно мелководные слоистые известняки; 6 — рифогенные известняки; 7 — глубоководные глины

тонические движения в стратиграфическом разрезе выражаются смесью относительно глубоководных отложений мелководными, мелководных — прибрежными и континентальными. В таком случае, если эти движения привели к подъему накопившихся осадков выше уровня моря, начинается их размыв. При последующем погружении новая серия осадков ложится на размывшую поверхность, которая называется поверхностью перерыва, или поверхностью несогласия. Эти поверхности фиксируются выпадением из нормальной последовательности тех или иных стратиграфических подразделений, присутствующих там, где положительные движения не проявлялись.

Если отложения выше и ниже поверхности, фиксирующей перерыв в осадконакоплении, залегают с одинаковыми углами наклона (стратиграфическое несогласие), можно говорить о медленных положительных движениях, охвативших большие площади. Если они резко отличаются по углам наклона (угловое несогласие), следовательно, ранее накопившиеся осадки к моменту нового погружения испытали складкообразование, могли быть нарушены разрывами (рис. 27).

Если в серии отложений, залегающих ниже поверхности перерыва, отсутствуют следы медленного роста складчатых структур, указывающие на формирование складок в процессе осадконакопления (рис. 28), деформация слоев нижней серии происходила в течение перерыва в осадконакоплении. В противном случае на время перерыва можно отнести только дальнейшее усложнение ранее сформировавшихся складок.

Величина угла несогласия вблизи сводов антиклиналей, глубина размыва подстилающей толщи, продолжительность перерыва в осадконакоплении свидетельствуют об амплитудах тектонических движений, приведших к несогласию между двумя толщами.

Интенсивные движения земной коры приводят к поднятиям обширных площадей, следы поднятий выражены в разрезе региональными угловыми несогласиями. По мере перехода к смежным областям, где движения были ослабленными, развивающимися локально, региональное угловое несогласие переходит в местное угловое несогласие, еще дальше — в стратиграфическое несогласие. В области, где осадконакопление не прекращалось, времени перерыва обычно соответствуют горизонты относительно грубообломочных пород (рис. 29).

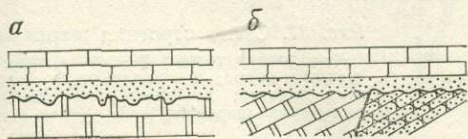


Рис. 27. Стратиграфическое (а) и угловое (б) несогласия

Последовательность событий: а — накопление осадков нижней пачки, поднятие, размыв кровли нижней пачки, погружение, накопление осадков верхней пачки; б — накопление осадков нижних пачек, поднятие, складкообразование и перемещение блоков по разлому, размыв, накопление осадков верхней пачки

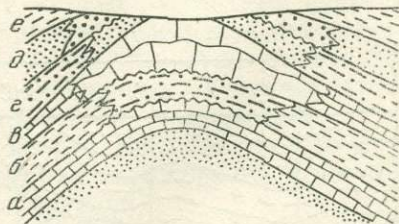


Рис. 28. Антиклинальная складка

Слой б, в, г, д меняются по составу и мощностям от крыльев к своду; во время формирования слоев б, в, г, д складка была выражена в рельефе дна бассейна возвышенностью, т. е. росла как положительная структура

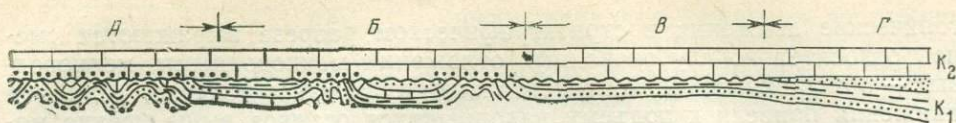


Рис. 29. Смена типов несогласий на площади

А — региональное (повсеместное) угловое несогласие; Б — локальные (местные) угловые несогласия; В — стратиграфическое несогласие; Г — согласное залегание

Толщи пород, отделенные от подстилающих и покрывающих толщ поверхностями угловых несогласий, называются структурными этажами. Каждый структурный этаж отвечает естественному историко-тектоническому этапу развития территории, который начался трансгрессией и осадконакоплением во время отрицательных движений и завершился подъемом территории и складчатостью. Каждый структурный этаж характеризуется специфичными формами залегания слоев.

Анализируя поверхности перерывов, следует иметь в виду, что некоторые из них образуются вне связи с положительными тектоническими движениями в зонах мощных глубоководных течений. Следы подводного размыва нередко наблюдаются в разрезе осадочных толщ.

Структурный анализ имеет важное значение при изучении горизонтальных движений, так как позволяет качественно и количественно оценить величину горизонтальных движений во время деформации слоев.

Если мысленно «распрямить» слой, изогнутый в складки, образовавшиеся при боковом смятии, протяженность такого выпрямленного слоя будет соответствовать первоначальной ширине прогиба до момента деформации слоя. Разность между суммой длины крыльев складок и суммой ширины тех же складок составит величину горизонтального сжатия слоя (рис. 30). Пользуясь графическим способом или геометрическими формулами, с той или иной точностью можно оценить

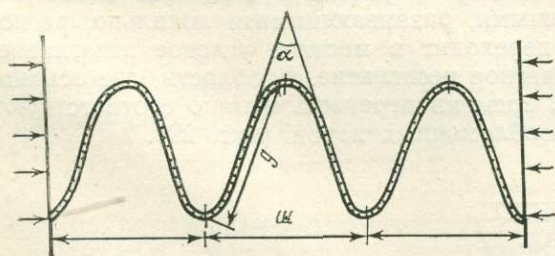
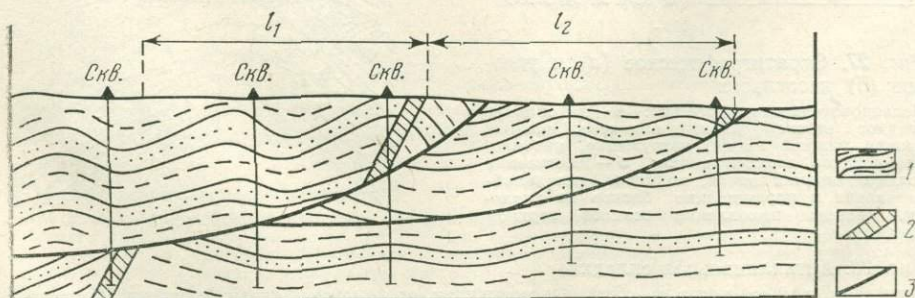


Рис. 30. Слой, смятый при боковом сжатии

л — длина крыла складки, ш — ширина складки,  $\alpha$  — угол складки

Рис. 31. Схема строения шарьяжа

1 — осадочная толща; 2 — дайка изверженных пород; 3 — поверхность пологого надвига;  $l_1$ ,  $l_2$  — горизонтальные амплитуды шарьяжей



амплитуду горизонтальных движений, приведших к образованию складок. Например, по рис. 30 нетрудно представить, что если средние углы складок равны  $60^\circ$ , горизонтальное сокращение поверхности было двукратным.

Горизонтальные движения выявляются на основе анализа пологих надвиговых структур — шарьяжей, а также сдвиговых структур. Если удастся точно установить горизонтальную амплитуду шарьяжа (рис. 31), можно с уверенностью говорить о сокращении первоначальной поверхности на величину этой амплитуды. При наличии нескольких шарьяжей величина горизонтальных движений определяется суммой горизонтальной амплитуды надвига и шириной всех надвиговых пластин. Аналогичным способом решается вопрос о величинах горизонтальных движений при наличии сдвиговых нарушений в земной коре. После определения амплитуды сдвига и времени его образования можно установить величину горизонтальных тектонических движений.

Показателем горизонтальных тектонических движений могут служить зоны разломов в земной коре с находящимися в них блоками пород основного и ультраосновного состава вперемежку с глинисто-кремнистыми и кремнисто-карбонатными сланцами (офиолитовые зоны). Такие зоны рассматриваются как рубцы на поверхности Земли, возникшие на месте ранее существовавших прогибов, в которых глубоководные осадки накапливались на базальтах океанского типа. Оценка первоначальной ширины таких прогибов является дискуSSIONной. Одни исследователи каждую офиолитовую зону рассматривают в качестве «рубца» былого океана шириной в тысячи километров, другие склонны считать, что на месте офиолитовых зон ранее существовали глубоководные трогги шириной в десятки километров (типа Красноморского рифта). В любом случае офиолитовые зоны следует рассматривать как качественный показатель горизонтальных движений.

Время проявления горизонтальных движений, установленных структурным анализом, определяется на основе изучения возраста самых молодых слоев, затронутых деформациями, и возраста перекрывающих их слоев, не участвующих в деформациях.

Палеомагнитный анализ. Способность горных пород намагничиваться во время своего образования в соответствии с направлением геомагнитного поля и сохранять эту намагниченность позволяет не только создать палеомагнитную геохронологическую шкалу, но и использовать данные палеомагнитного анализа для выявления горизонтальных тектонических движений. Определив среднее направление намагниченности пород определенного возраста, взятых из какого-либо пункта («А») на поверхности Земли, можно рассчитать положение магнитного полюса того времени в координатах. Исследуя породы в их стратиграфической последовательности, по координатам вычерчивается траектория относительного перемещения полюса за время, соответствующее изученному интервалу стратиграфического разреза.

Проделав такое же исследование по образцам, взятым из другого пункта («В»), вычерчивается траектория перемещения полюса относительно пункта «В» за тот же период времени.

Если обе траектории совпадают по форме, следовательно, обе точки сохраняли постоянное положение относительно полюсов. Если совпадения в траекториях не наблюдается, есть все основания предполагать, что обе точки по-разному изменили свое положение относительно полюса. Так, например: траектории движения северного полю-

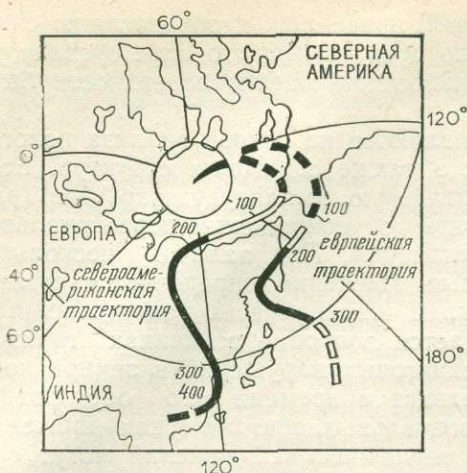


Рис. 32. Траектория движения Северного полюса относительно Европы и Северной Америки за последние 400 млн. лет

методом исследования строения и истории развития земной коры на основе изучения пространственных взаимоотношений ассоциаций горных пород — геологических формаций.

Геологическая формация представляет собой вещественную категорию, занимающую определенное положение в иерархии вещества земной коры: химический элемент — минерал — горная порода — геологическая формация — формационный комплекс — оболочка земной коры.

В пространственном размещении горных пород, слагающих земную кору, существует определенная упорядоченность, выраженная в том, что горные породы развиты не изолированно, а образуют закономерные сочетания (ассоциации, сообщества), обусловленные единством условий их образования. Это единство условий образования выражено в единстве состава смежных пород и характере их чередования. Закономерные ассоциации горных пород, связанные единством вещественного состава и строения, обусловленным общностью их происхождения (или сонахождения) получили название геологических формаций.

Термин «формация» был введен известным немецким геологом А. Г. Вернером еще в XVIII в. Долгое время, до начала XX в. это название употребляли в качестве стратиграфической категории, как и предложил его автор. До сих пор в США и в некоторых других странах термин «формация» используют для обозначения стратиграфических единиц. В нашей стране формационный анализ нашел широкое применение в связи с тектоническим районированием и прогнозом полезных ископаемых. Заслуга в его развитии принадлежит многим советским ученым в частности Н. С. Шатскому, Н. П. Хераскову, В. Е. Хаину, В. И. Попову, Н. Б. Вассоевичу, Л. Б. Рухину и многим другим.

Среди геологов пока отсутствует единое мнение, какую ассоциацию пород надо называть единичной формацией, а какую ассоциа-

са, рассчитанные для территории Северной Америки и для Европы за последние 400 млн. лет существенно отличны (рис. 32), что позволяет сделать вывод о горизонтальных перемещениях континентов в указанное время.

Формационный анализ. Вещество, из которого состоит земная кора, изучают в различных отраслях геологической науки и с разной степенью детальности. Геохимический анализ позволяет выявить закономерности распределения химических элементов в земной коре, минералогический анализ — то же самое для минералов, петрографический (петрологический, литологический) — для горных пород. Формационный анализ является

цию — формационным комплексом. Для различных целей удобнее оперировать ассоциациями разных рангов.

Различают осадочные (включая вулканогенно-осадочные), магматические (интрузивные и эффузивные) и метаморфические формации. При изучении формаций выделяют главные (обязательные) и второстепенные (необязательные) члены ассоциации. Главные члены ассоциации характеризуют определенный формационный тип — устойчивую ассоциацию, повторяющуюся в пространстве и во времени. По названию главных членов ассоциации дается название всей ассоциации. Набор второстепенных членов подвержен существенным изменениям. Каждая формация как геологическое тело характеризуется определенным типом внутреннего строения (характер чередования и мощности слоев, степень их выдержанности на площади и пр.).

В зависимости от вещественного состава формации делятся на группы. Например, среди осадочных формаций можно выделить группы глинисто-сланцевых, известняковых, сульфатно-галогенных, кремнистых, мелкообломочных кварцевых, мелкообломочных полимиктовых, мелкообломочных граувакковых формаций и др.; среди вулканогенных — группы базальто-диабазовых (трапповых), липарито-дацитовых, андезитовых формаций и др. В зависимости от строения резко противопоставляются тонкоритмичные и неритмичные группы формаций.

Главными факторами, определяющими формирование устойчивых ассоциаций осадочных горных пород, являются тектоническая обстановка и климат, магматических и метаморфических пород — тектонический режим и термодинамическая обстановка.

В зависимости от тектонической обстановки выделяются три класса формаций: платформенный, геосинклинальный, орогенный. Большинство осадочных формаций могут служить надежными индикаторами тектонического режима. Например, формации мергельно-меловые, каолиновых глин, кварцевых песчаников, глинисто-опоковая свидетельствуют о платформенном режиме осадконакопления, а группа флишевых формаций, кремнисто-карбонатные, кремнисто-сланцевые, яшмовые формации являются индикаторами геосинклинального режима. Широкое развитие грубообломочных формаций свидетельствует об орогенном режиме.

Еще более определенное заключение о типах режимов можно сделать на основе анализа магматических формаций, если иметь в виду, что ряд пород: основные — средние — кислые — щелочные соответствует последовательности развития магматических извержений при смене геосинклинального режима орогенным и далее платформенным.

Площади распространения определенных формаций контролируются тектоническими структурами, развитием которых обусловлено их пространственное обособление. Поэтому, изучая закономерности распространения формаций в пространстве, мы тем самым устанавливаем размещение типов тектонических структур во время образования формаций. Эволюция тектонической обстановки приводит к последовательной смене в разрезе геологических формаций. Располагая данными об условиях формирования комплексов горных пород, сменяющихся по вертикали, можно сделать вывод об изменении тектонической обстановки. Так, например, если мощная толща флишевых формаций с характерными тонкими закономерно ритмично переслаивающимися пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов, перекрыта толщей грубообломочных морских и континентальных отложений — молассами,

делается вывод, что геосинклинальные условия сменились орогенными. Этот вывод основан на существующих представлениях о тектонических условиях накопления флишевых и молассовых формаций.

Анализ формаций позволяет классифицировать тектонические структуры, выделяя определенные типы прогибов. Повторяемость типичных формаций в пространственно разобщенных структурах позволяет наметить общую этапность в истории тектонического развития структур, сравнивать наборы формаций близких по типу структур разного возраста и т. д. Важное значение имеет формационный анализ для прогноза и поисков полезных ископаемых, так как каждому типу формаций свойствен свой набор полезных ископаемых. Так, например, месторождения талька, асбеста, платины связаны с формациями, в которых основное место занимают ультраосновные породы. С определенными формациями связаны месторождения каменных и калийных солей, боратов, йодо-бромных вод и пр. Многие месторождения полезных ископаемых приурочены к конкретным тектоническим классам формаций: платформенному, геосинклинальному, орогенному.

Анализ формаций предусматривает составление специальных карт, разрезов, колонок, на которых выделены формации, отражена их характеристика и показано взаимоотношение со смежными формациями.

## Глава 4

# СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Земная кора представляет собой относительно тонкую (5—60 км) твердую оболочку, покрывающую с поверхности земной шар. Толщина этой оболочки составляет всего лишь  $1/200$  часть радиуса Земли. Земную кору подстилает мантия толщиной около 3000 км. Вероятно, земная кора представляет собой продукт взаимодействия мантийного слоя с оболочками, окутывающими земной шар, — гидросферой и атмосферой.

Для познания глубоких недр Земли основное значение имеют геофизические методы исследований. Изучение скоростей распространения сейсмических волн позволяет в разрезе земной коры выделить по меньшей мере три слоя, которые условно называют осадочный, гранитно-метаморфический и базальтовый. В пределах этих слоев скорости прохождения волн соответствуют таковым в осадочных породах (1,8—5,0 км/с), гранитах (5,0—6,2 км/с) и базальтах (6,0—7,6 км/с).

Осадочный слой слагает верхнюю часть разреза земной коры. Он образован различными осадочными породами с плотностью от 2,2 до 2,5 г/см<sup>3</sup>. Мощность этого слоя изменяется от первых метров до 20 км.

Гранитно-метаморфический (или просто гранитный) слой образован магматическими породами кислого состава, гнейсами, кристаллическими сланцами. Его плотность 2,4—2,7 г/см<sup>3</sup>. На континен-

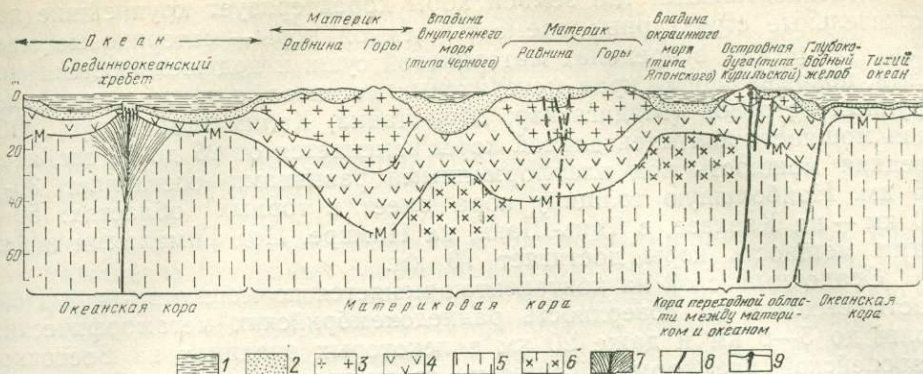


Рис. 33. Строение земной коры материков и океанов

1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — гранито-метаморфический слой; 4 — базальтовый слой; 5 — мантия Земли (М — поверхность Мохоровичича); 6 — участки мантии, сложенные породами повышенной плотности; 7 — участки мантии, сложенные породами пониженной плотности; 8 — глубинные разломы; 9 — вулканический конус и магматический канал

тах он подстилает осадочный слой, а местами выходит на поверхность. Мощность гранитного слоя обычно не превышает 25 км (рис. 33).

Базальтовый слой слагает нижнюю часть разреза земной коры. Он образован магматическими и метаморфическими породами основного состава, а также гранулитам\*. Плотность составляющих его пород изменяется в пределах 2,7—2,9 г/см<sup>3</sup>. Базальтовый слой земной коры отделен от подстилающей его мантии поверхностью Мохоровичича, или сокращенно Мохо (по имени установившего ее в 1914 г. югославского геофизика Мохоровичича), с которой связано резкое увеличение значений скоростей прохождения упругих волн (до 8,0 км/с) и плотности пород. Природа вещества мантии еще не ясна. Наиболее распространены предположения, что ниже поверхности Мохо верхняя часть мантии состоит из гранатового перидотита, т. е. имеет ультраосновной состав. Некоторые исследователи считают, что она состоит из эклогитов — пироксен-гранатовых пород, образовавшихся в обстановке высоких температур и давлений.

На глубине 120—150 км в мантии выделяется слой, в котором скорости прохождения сейсмических волн относительно понижены. Этот слой, получивший наименование астеносферного, прослеживается на больших пространствах. Как сейчас считают, уменьшение плотности верхней мантии в астеносферном слое определяется особым физическим состоянием вещества.

Высокая пластичность астеносферного слоя позволяет допускать возможность горизонтальных смещений по нему вышележащих жестких оболочек. В связи с этим земная кора вместе с надастеносферным слоем мантии объединяется в жесткую литосферу и противопоставляется пластичной астеносфере.

## ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Выделяется два основных типа строения коры (континентальный и океанский) и несколько переходных.

\* Гранулитами называют гнейсы, содержащие гранат.

Континентальный тип земной коры характеризует крупнейшие по-ложительные структурные элементы земной коры — материковые массивы. Он развит в пределах материковой суши и под шельфовыми морями, покрывающими края материковых массивов, а также в пределах крупных островов (Мадагаскар, Шри-Ланка, Калимантан и др.). Общая мощность континентальной коры изменяется от 25 до 70 км, а ее средняя мощность под платформенными равнинами составляет 30—35 км. Наибольшую толщину кора имеет в горных областях: 50—60 км — на Кавказе, в Тянь-Шане, на Памире. Под Гималаями и Андами мощность коры достигает 70 км.

Осадочный слой на континентах меняется по мощности от 0 в области выходов на поверхность раннедокембрийских метаморфических толщ до 5—6 км и даже 20 км в некоторых впадинах на Восточно-Европейской платформе. Мощность гранитного слоя 10—25 км. Наличие гранитного слоя является определяющим для континентальной коры. Его толщина характеризует «зрелость» континентальной коры. Базальтовый слой обычно имеет мощность 15—20 км.

Океанский тип земной коры характеризует впадины океанов — Атлантического, Индийского, Тихого, Северного Ледовитого. В океанах осадочный слой залегает непосредственно на базальтовом. Иногда между ними выделяется слой с промежуточными характеристиками (второй слой океанов). Осадочный слой океанов (до 1 км) обычно сложен глубоководными кремнисто-глинистыми и кремнисто-карбонатными породами. В некоторых случаях буровыми скважинами в разрезе осадочного слоя вскрыты относительно мелководные отложения. Второй слой океанической коры, образованной чередующимися базальтовыми покровами и слоями осадочных пород, имеет мощность до 1,0—1,5 км и распространен повсеместно. Базальтовый слой океанской коры сложен базальтовыми лавами.

Кроме двух основных типов земной коры выделяются переходные типы: срединноокеанский, с уменьшенными по мощности базальтовым и осадочным слоями, субокеанский, с мощным осадочным слоем и субконтинентальный с маломощным гранитным слоем.

Смена типов коры происходит в пределах континентального склона. В сторону ложа океана и котловин окраинных морей под континентальным склоном утоняется и выклинивается гранитный слой. В этом же направлении поднимается поверхность Мохо.

Участки распространения субокеанского и субконтинентального типов земной коры пространственно тяготеют к периферии Тихого океана, образуя область обширной океанской окраины. Эта область состоит из котловин окраинных морей, глубоководных желобов и разделяющих их островных дуг. Именно она рассматривается как эталон современной геосинклинальной области.

В соответствии с геосинклинальной теорией в ходе геосинклинального процесса происходит преобразование коры океанской в кору континентальную. Этот процесс возможен в результате гранитизации коры, т. е. при насыщении ее продуктами кислого магматизма или же при сжатии блоков континентальной коры на месте ранее существовавших участков океанской коры в результате горизонтальных тектонических движений. В ходе тектонической эволюции земной коры происходит также обратный процесс — разрушение континентальной коры и превращение ее в кору океанскую. Этот процесс, вероятно, протекает двумя путями: при погружении коры в мантию и насыщении ее

продуктами мантийного слоя (базификация коры, по В. В. Белоусову) или же при растяжении и разрыве тонкой материковой коры при рифтообразовании. Разрушение континентальной коры называют деструкцией.

## СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОКЕАНСКИХ ВПАДИН

Главное различие между океанами и континентами заключается в том, что каждой из указанных глобальных структурных форм присущ свой тип строения земной коры, и границу между ними проводят по смене типа коры в месте сопряжения материковых и океанских блоков. Эта граница проходит приблизительно по подножию континентального (материкового) склона.

Материковый склон представляет собой, вероятно, гигантскую флексуру, сложенную системой глобальных разломов, вдоль которой сопряжены материковые и океанские блоки земной коры. Поверхность дна подножия материкового склона обычно обладает чертами аккумулятивной равнины с крупными холмами, которые образованы отдельными конусами выноса или гигантскими оползневыми массивами.

Внутриокеанские структурные формы резко различаются степенью подвижности. Среди них выделяются: сейсмически активные области (океанские подвижные пояса) и асейсмические области (океанские платформы, или талассократоны). Первая категория структур соответствует срединноокеанским хребтам, вторая — океанским котловинам (плитам), а также различным типам внутриокеанских сводовых и глыбовых поднятий и краевым валам.

Срединноокеанские хребты составляют протяженную (около 20 000 км) широкую (до 1000 км) систему горных сооружений высотой 2—3 км над дном океана. Это самая крупная горная система на поверхности земного шара. Срединноокеанские хребты наиболее четко выражены в Атлантическом и Индийском океанах. Отдельным вершинам этих подводных хребтов соответствуют острова вулканического происхождения (о-ва Пасхи, Св. Елены, Св. Павла, Тристан-да-Кунья и др.). Нижние части склонов хребтов обычно пологие, в приосевой части склоны изборозжены глубокими продольными желобами и возвышающимися над ними гребнями. Вдоль осевой части почти непрерывно прослеживается система рифтовых долин. Над хребтами отмечаются высокие значения теплового потока (в 5—7 раз выше среднего), свидетельствующие о том, что конвекционные потоки в мантии под хребтами направлены снизу вверх. К хребтам приурочены системы магнитных аномалий разных знаков и интенсивности. По мнению сторонников гипотезы разрастания океанского дна, в зоне срединноокеанских хребтов происходит формирование новой земной коры за счет выплавки базальтов и внедрение в земную кору систем параллельных даек, играющих роль клиньев.

Отдельные отрезки срединноокеанских хребтов смещены относительно друг друга поперечными разломами, получившими название трансформных. На поверхности они выражены уступами дна или узкими глубокими каньонами.

В пределах талассократона наибольшие площади заняты океанскими котловинами — участками, где дно океана опущено на глубину 4—6 км. Поверхность дна этих котловин слабо всхолмленная с от-

дельными изометрическими холмами и горами вулканического происхождения. Многочисленные разломы предопределяют ступенчатый рельеф дна многих котловин. Мощность осадочного покрова в этих котловинах обычно менее 1000 м. Океанские котловины образовались в разное геологическое время.

Среди асейсмических поднятий, разделяющих океанские котловины и осложняющих их строение, выделяются сводовые валообразные поднятия (Гавайский вал, вал Шатского и др.) и глыбовые хребты (Восточно-Индийский и др.). Склоны и сводовые части поднятий увенчаны вулканическими конусами.

Важной особенностью всех океанских структур является развитие в их пределах лав основного и ультраосновного состава. Наиболее широко распространены щелочные базальты.

Общее знакомство со структурными формами океанов и их сравнение со структурами континентов позволяет развивать актуалистический подход при палеотектонических реконструкциях складчатых областей. Выяснение места океанских структур в общем эволюционном ряду структурных форм земной коры является первостепенной задачей, от способа решения которой зависят многие современные геотектонические концепции.

Типичными современными геосинклинальными областями принято считать области океанских окраин, наиболее отчетливо выраженные в Тихом океане. Главнейшими структурно-геоморфологическими элементами здесь являются котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба.

Котловины окраинных морей представляют собой крупные брахиформные депрессии глубиной 3—5 км с океанской и субокеанской земной корой. Поверхность их дна имеет черты аккумулятивной равнины, но там, где осадков мало, дно сильно раздроблено. У некоторых морей оно осложнено подводными поднятиями (поднятие Ширшова в Беринговоморской котловине, Ямато — в Япономорской и др.), которые возвышаются над дном котловины на 1,5—3 км и имеют блоковое строение. Котловины окраинных морей являются геосинклинальными прогибами. В некоторых случаях они соответствуют погруженным нераздробленным массивам — срединным массивам.

Островные дуги образуют протяженные (1000—3000 км) горные сооружения, которые вместе с сопряженными с ними глубоководными желобами отделяют окраинные котловинные моря от области океанского ложа. Среди островных дуг выделяются два типа: одинарные и двойные. Одинарные дуги образованы узкой (50—70 км) цепочкой вулканических сооружений, покоящихся на низком и широком (до 200 км) сводовом поднятии (Идзу-Бонинская, Марианская и др.), или же широким (70—120 км) и высоким (2—3 км) хребтом, увенчанным цепочкой вулканических аппаратов, смещенных к приматериковому склону дуги (большая часть Алеутской, среднее звено Курило-Камчатской дуги и др.). Проявление базальтового и андезитового вулканизма. Двойные дуги образованы двумя грядами хребтов с одним цоколем. На внешнем хребте вулканизм почти не проявлен, его склоны имеют ступенчато-сбросовое строение.

Островные дуги рассматриваются в качестве геоантиклинальных поднятий современных геосинклинальных областей. Двойные дуги обладают «зрелой» корой материкового типа, в одинарных дугах графитно-гнейсовый слой маломощный.

Глубоководные желоба располагаются у подножий горных поднятий кайнозойских складчатых систем (Анды) или островных дуг со стороны океана. Имеются глубоководные желоба, протягивающиеся со стороны окраинных морей. Глубоководные желоба представляют собой протяженные депрессии (1500—4000 км) глубиной 5—10 км и шириной по дну около 5—20 км. Их поперечный профиль асимметричный, склоны неравновеликие, ступенчатые, средняя крутизна склонов составляет 5°. Обычно склоны желобов лишены осадочного покрова, он имеется в наиболее глубокой их части, куда осадки выносятся мутьевыми потоками. Днища желобов, покрытые этими осадками, уплотненные. В некоторых случаях желоба бывают настолько заполнены осадками, что в рельефе дна они не выражены (южная часть Чилийско-Перуанского желоба и др.).

Глубоководные желоба образуют протяженные системы, опоясывающие область центральной части океана. К склону желоба, примыкающего к островной дуге, приурочены зоны высокой сейсмической активности, происхождение которых объясняется выходом на поверхность гигантских поверхностей скола; с ними связаны глубокофокусные землетрясения (зоны Заварицкого — Беньюфа). Системы глубоководных желобов соответствуют системам геосинклинальных прогибов — трогов.

Анализ структур современных геосинклинальных областей — океанских окраин позволяет воссоздать подобные структуры для палеозойской эры на Урале, для мезозойской — в Альпах, на Кавказе, на Карпатах и понять, что представляли собой те или иные области в геосинклинальный этап развития. Признаки, характеризующие области современных океанских окраин, с той или иной степенью обоснованности рассматриваются в качестве характеризующих геосинклинальную обстановку — геосинклинальный тектонический режим. Такими признаками являются: 1) преимущественно морской тип осадков при преобладании глубоководных отложений, 2) линейный характер структур и тел осадочных формаций, высокая степень дислоцированности слоев, 3) резкие изменения в мощностях и вещественном составе осадочных и вулканических толщ вкрест простираения складчатых структур, 4) повышенный метаморфизм пород; 5) насыщенность разреза телами магматических пород, 6) наличие толщ и структурных форм, образовавшихся в условиях резко расчлененного рельефа, 7) высокая сейсмичность, 8) специфический набор осадочных и магматических формаций, среди которых формациями-индикаторами являются кремнисто-сланцевые, кремнисто-карбонатные, яшмовые, аспидные, флишевые, спилито-диабазовые и некоторые другие.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МАТЕРИКОВ

В пределах материковых блоков выделяют два типа областей: 1) платформы — крупные области устойчивого погружения или слабого поднятия, охватывающие большие пространства суши и шельфовых морей и 2) орогенные области с резко расчлененным горным рельефом, испытывающие общее поднятие, на фоне которого развиваются участки глубокого погружения.

Для платформенных областей характерны следующие признаки: 1) морские мелководные, наземные и лагунные типы осадков, среди которых широко распространены коры выветривания и продукты их

переотложения, 2) крупные структурные формы с очень пологим наклоном слоев, 3) выдержанные на больших площадях состав и мощности отложений, 4) отсутствие метаморфизма осадков, 5) отсутствие магматических комплексов, за исключением траппов и щелочных пород, 6) специфический набор осадочных формаций, среди которых формациями-индикаторами являются: формации пясчег мела, глауконитовых глин и кварц-аркозовых песчаников с желваковыми фосфоритами, глинисто-опоковые, каолиновых глин и кварцевых песков и некоторые другие.

На основании изучения платформ установлено, что в их строении всегда выделяется два структурных этажа: 1) верхний, характеризующийся вышеперечисленными признаками, слагающий так называемый платформенный чехол, который формировался в платформенный этап развития данного участка земной коры, и 2) нижний — складчатый фундамент, который сформировался при ином тектоническом режиме, обычно в ходе геосинклинального и орогенного процессов.

Для орогенных областей, охватывающих огромные территории континентов, характерны свои признаки: 1) резкое преобладание восходящих движений земной коры, 2) широкое распространение континентальных отложений, накопившихся в условиях расчлененного горного рельефа, 3) преобладание озерных, лагунных осадков, накопившихся в условиях ненормальной солености (повышенной или пониженной), 4) преимущественно глыбовый тип складчатых структур с неравномерной деформированностью слоев, 5) высокая сейсмичность, 6) перемежаемость продуктов кислого наземного магматизма с лавами основного состава, наличие разновозрастных крупных гранитных массивов, 7) широкое развитие во впадинах грубообломочных отложений — продуктов разрушения растущих горных поднятий — молассовых формаций.

Если орогенным режимом были охвачены области геосинклинальные, где материковый тип коры полностью не был сформирован, орогенез приводит к окончательному формированию коры материкового типа, к ликвидации геосинклинального режима и завершению геосинклинального развития. Такой орогенез может рассматриваться как этап заключительный по отношению к геосинклинальному (эпигеосинклинальный орогенез). В других случаях он накладывается на области с ранее сформировавшейся континентальной корой и может быть после-платформенным, повторноорогенным (эпиплатформенный орогенез).

Изучение внутренней структуры материков и истории развития их отдельных частей показало, что в зависимости от времени формирования континентальной коры отдельные части материков могут быть резко противопоставлены друг другу.

Так, крупные блоки континентальной коры, сформировавшиеся к началу позднего протерозоя как единые стабильные области, оказались возможным противопоставить остальным частям материковых блоков, где континентальная кора формировалась на протяжении более позднего времени. Древние крупные блоки материковой коры, состоящие из двух структурных этажей, у которых гранито-гнейсовый слой, образующий складчатый фундамент, имеет архейско-раннепротерозойский возраст, получили название древних платформ, или кратонов. Платформенный чехол на древних платформах образован рифейскими — кайнозойскими отложениями. Фундамент древних платформ, сложенный нижнедокембрийскими метаморфическими толщами, называют

кристаллическим. Древние платформы образуют как бы древнейшие ядра материков, которые в ходе геологической истории последовательно «обрастают» более молодыми складчатыми сооружениями.

На материках известно несколько древних платформ. Из них самыми большими по площади являются Североамериканская, Южноамериканская, Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Африканская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая (рис. 34).

Части континентов, разобщающие древние платформы или отделяющие последние от океанов, получили название геосинклинальных складчатых поясов. В настоящее время некоторые части этих поясов развиваются как молодые платформы\*, другие находятся на орогенном этапе, а третьи представляют собой современные геосинклинальные области.

Восточно-Европейская платформа отделена от Северо-Африканской Средиземноморским, а от Сибирской — Урало-Монгольским геосинклинальными складчатыми поясами. Последние разделяют Сибирскую и Северо-Китайскую платформы. Североамериканская и Восточно-Европейская платформы разделены Атлантическим геосинклинальным складчатым поясом. Североамериканская платформа с севера обрамлена Арктическим поясом, а Индостанская с северо-запада, севера и северо-востока — Средиземноморским поясом. По восточному краю Евразийского и Австралийского материков, Сибирской, Северо-Китайской, Южно-Китайской, Австралийской платформы и окраиной Тихого океана протягивается восточный сегмент Тихоокеанского пояса; его западный сегмент проходит вдоль западного побережья Северной и Южной Америки к западу от Североамериканской и Бразильской платформ. Тихоокеанский геосинклинальный складчатый пояс расположен по периферии Тихого океана, он опоясывает впадину Тихого океана, отделяясь от нее современной геосинклинальной областью, которая входит в пояс.

Кроме указанных геосинклинальных складчатых поясов, которых называют «большими», выделяют Внутриафриканский и Бразильский «малые пояса»; последние отличаются меньшими размерами и историей своего развития (они существовали в докембрии).

Основными элементами геосинклинальных складчатых поясов являются разновозрастные складчатые области — участки пояса, в пределах которых завершился геосинклинальный режим в разное время проявления глобальных эпох складчатости и гранитизации: байкальской, салаирской, каледонской, герцинской, киммерийской, ларамийской, альпийской и др. По времени завершения геосинклинального развития и превращения геосинклинальной области в складчатую выделяют области байкальской, салаирской, каледонской и других эпох складчатости. Путем выделения разновозрастных складчатых областей в геосинклинальных складчатых поясах проводится тектоническое районирование, принцип которого по времени завершения геосинклинального развития, т. е. по возрасту главной складчатости, разработан в Советском Союзе А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, А. Л. Яншиным, Н. П. Херасковым, А. А. Богдановым, М. В. Муратовым и многими другими учеными. Он также широко используется за рубежом. Большинство тектонических карт составлено на основе этого принципа.

\* У молодых платформ складчатый фундамент образовался позже, чем у древних.

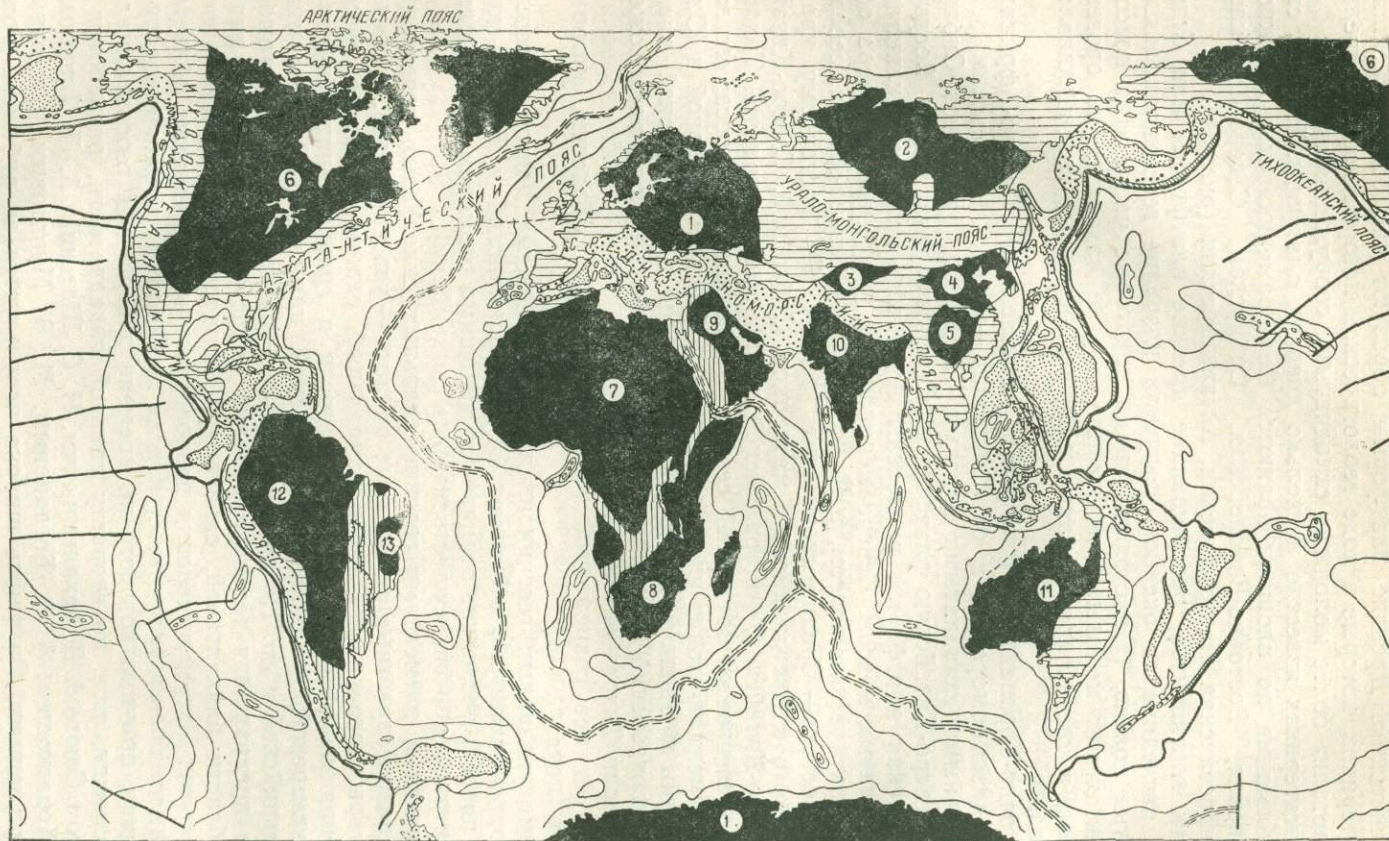


Рис. 34. Главнейшие структурные элементы материков. По М. В. Муратову (1974 г.), с изменениями

1 — древние платформы (цифры на карте); 1 — Восточно-Европейская, 2 — Сибирская, 3 — Таримская, 4 — Северо-Китайская, 5 — Южно-Китайская, 6 — Североамериканская, 7 — Северо-Африканская, 8 — Южно-Африканская, 9 — Аравийская, 10 — Индостанская, 11 — Австралийская, 12 — Южноамериканская, 13 — Бразильская, 14 — Антарктическая; 2—4 — геосинклинальные складчатые пояса; 2 — позднепротерозойские складчатые области Малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации в эпоху дальсандской, гренвилльской (1200—900 млн. лет) и байкальской, катангской, бразильской, кадомской, виндийской (700—500 млн. лет) эпох; 3 — площади Больших складчатых поясов, превратившиеся в молодые платформы (эпибайкальские, эпигерцинские, эпимезозойские); 4 — части Больших геосинклинальных складчатых поясов, сохранившие подвижность и являющиеся кайнозойскими и современными геосинклинальными областями; 5 — котловины внутриматериковых и окраинных морей в пределах геосинклинальных областей; 6 — глубоководные желоба; 7—9 — элементы структуры океанского дна; (7 — границы глубоких частей дна океанов, 8 — океанские валы, 9 — срединноокеанские хребты); 10 — главнейшие разломы; 11 — границы впадины Тихого океана (андезитовая «линия»)

Участки геосинклинальных складчатых поясов, завершивших геосинклинальное развитие и превратившиеся в складчатые области в конце рифея, называют байкалидами, в середине кембрия — салаиридами, в середине палеозоя — каледонидами, в конце палеозоя — герцинидами, в середине мезозоя — киммеридами, в неогене — альпидами.

В соответствии с основными этапами развития геосинклинальных областей рифейский этап развития земной коры именуют байкальским, раннепалеозойский — каледонским, позднепалеозойский — герцинским, раннемезозойский — киммерийским, позднемезозойско-кайнозойский — альпийским. Каждый тектонический этап заканчивался эпохой складчатости и орогенеза.

Молодые платформы, имеющие байкальский складчатый фундамент, называются эпибайкальскими, герцинский — эпигерцинскими и т. д. Все молодые платформы входят в состав геосинклинальных складчатых поясов, представляя собой области платформенного режима (рис. 35).

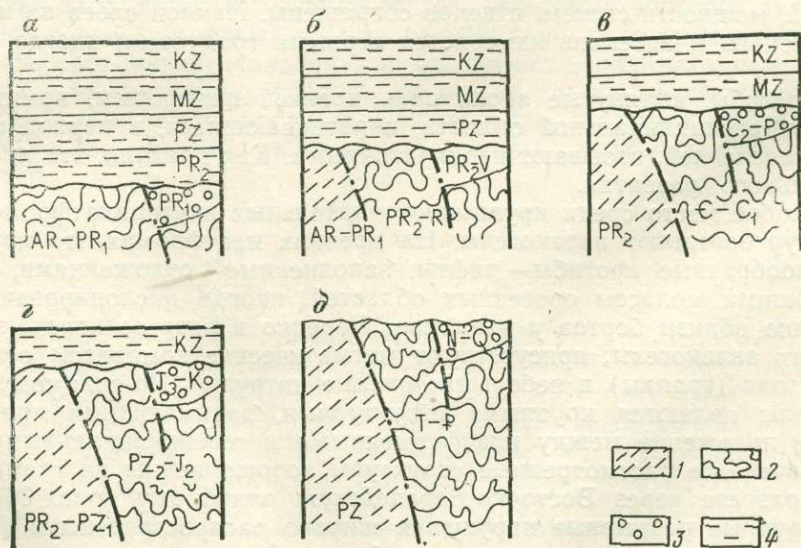


Рис. 35. Схема строения разновозрастных структурных элементов материков земной коры

а — древние платформы и области раннепротерозойской складчатости; б — молодые платформы и области позднепротерозойской (байкальской) складчатости; в — молодые платформы и области палеозойской (герцинской) складчатости; г — молодые платформы и области позднекиммерийской складчатости; д — области кайнозойской (альпийской) складчатости. Структурно-формационные комплексы: 1 — основания геосинклинальных систем, 2 — собственно геосинклинальный, 3 — орогенный, 4 — платформенного чехла

В строении платформ выделяются два типа структурных форм: структуры, образовавшиеся в период накопления чехла (собственно платформенные), и структуры, выделяющиеся в фундаменте платформ. Последние сформировались до начала накопления чехла и относятся к категории геосинклинальных, или орогенных.

Тектонические структуры раннего докембрия, наблюдаемые в фундаменте древних платформ, должны рассматриваться особо. Среди положительных (антиклинорных) тектонических структур в фундаменте древних платформ широко распространены гранито-гнейсовые купола и овалы. Купола разделены синклинальными структурами — зеленокаменными поясами. Подобные структуры могли сформироваться в условиях высокой пластичности и сильного прогрета земной коры, что было обычным в раннем докембрии. Для структур раннего докембрия (архей — ранний протерозой) используются приставки «прото-» и «палео-» (протоплатформы, протогоесинклинали, палеоавлакогены и пр.).

Крупнейшими структурами платформ являются щиты и плиты. Щит является приподнятым блоком земной коры, в котором фундамент платформы выведен на поверхность в результате длительных восходящих движений. Небольшие выступы фундамента на платформе называют массивами. Плитам соответствуют опущенные блоки земной коры, на которых развит платформенный чехол.

На плитах выделяются очень пологие отрицательные и положительные структурные формы. Обычно в пределах отрицательных форм (синеклиз) фундамент погружен на глубину более 1,5—2 км, разрез чехла характеризуется большой полнотой. В положительных структурах (антеклизях) глубина залегания фундамента меньше, на небольших участках он может быть вскрыт эрозией, разрез чехла неполный, мощности систем, отделов сокращены. Наклон слоев на крыльях синеклиз и антеклиз измеряется первыми градусами, иногда минутами.

Прогибы, вытянутые вдоль края древней платформы, примыкающего к геосинклинальной области, и развивающиеся, в период прогибания последней, называют перикратонными. Как правило, это прогибы длительного развития.

Особое место среди крупных отрицательных внутриплатформенных структур занимают авлакогены. На древних платформах это крупные грабенообразные прогибы — рифты, заполненные отложениями, напоминающими молассы орогенных областей, иногда дислоцированными, особенно вблизи бортов у разломов. Нередко в разрезе пород, заполняющих авлакогены, присутствуют магматические комплексы основного состава (траппы) и небольшие кислые интрузии. По-видимому, авлакогены являются крупными структурами, занимающими промежуточное положение между платформенными и геосинклинальными.

Почти все рассмотренные структуры хорошо видны на схематическом разрезе через Восточно-Европейскую платформу (рис. 36).

Крупные разрывные нарушения широко распространены в фундаменте платформ, разделяя его на блоки. В чехле им соответствуют флексуры, отражающие блоковое строение фундамента.

В сложной структуре складчатых областей выделяются структурные этажи. Верхнему этажу отвечает не всегда представленный и залегающий почти горизонтально чехол молодой платформы. Второй от поверхности этаж образует отрицательные структурные формы орогенного комплекса. Третий — представлен складчатыми структурами гео-

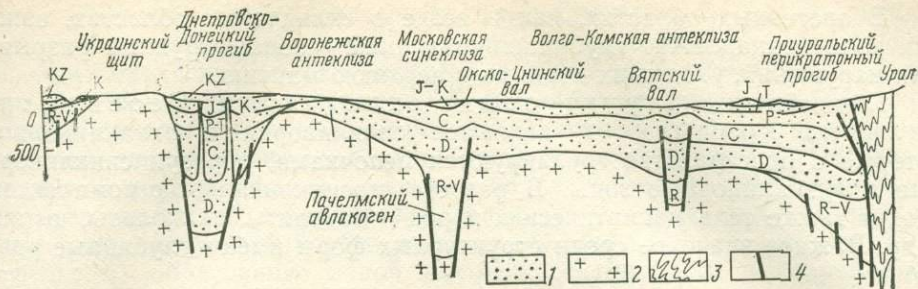


Рис. 36. Схематический геологический разрез Восточно-Европейской платформы  
 1 — платформенный чехол; 2 — кристаллический фундамент (архей, нижний протерозой); 3 — складчатый комплекс Урала (докембрий, палеозой); 4 — разломы

синклинального комплекса. Иногда под ним удается наблюдать самый нижний этаж — структуры комплекса «догеосинклинального основания», который может иметь разную природу.

Представления об орогенных структурах основываются на анализе областей, ныне переживающих эпигеосинклинальный орогенный этап развития (Альпы, Кавказ, Карпаты и др.). Отрицательными формами орогенных областей являются межгорные и предгорные впадины, представленные двумя разновидностями, часто овальными впадинами — наложенными мульдами и узкими синклиниями, заполненными молассой. Впадины орогенных областей, расположенные перед фронтом горно-складчатых сооружений вдоль границы со смежной платформой, называют краевыми, или предгорными прогибами (рис. 37). Положительными структурами орогенных областей являются крупные сводово-глыбовые горные поднятия, разделяющие межгорные впадины. Это мегантиклинории, в их пределах нередко выделяются многочисленные мелкие грабены, отдельные горсты, а также пологие вулканоплутонические прогибы. Покровы лав образуют своеобразные вулканические «щиты», сплошным панцирем перекрывающие горные поднятия.

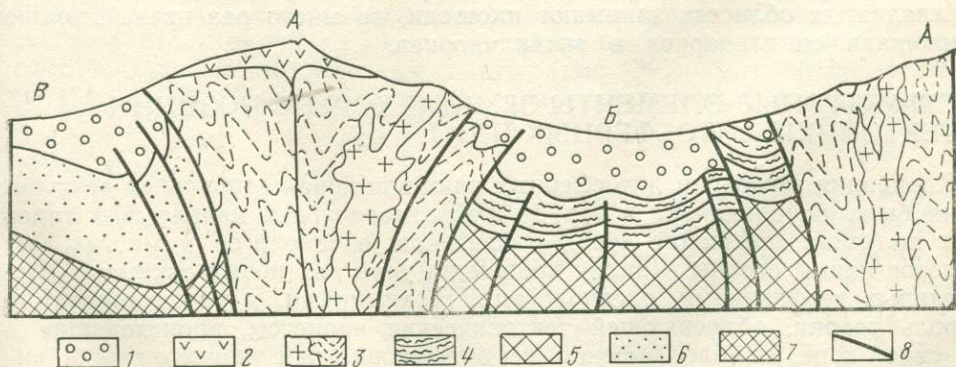


Рис. 37. Структурные элементы орогенной области

A — горное поднятие (мегантиклинорий); B — межгорная впадина; B — краевой прогиб. 1 — молассы; 2 — вулканические покровы; 3 — складчатый геосинклинальный комплекс; 4-5 — средний массив (4 — чехол, 5 — фундамент); 6-7 — платформа (6 — чехол, 7 — фундамент); 8 — разломы

В орогенных областях, как и везде в складчатых областях, важная роль принадлежит глубинным разломам — зонам крупных разрывных нарушений, уходящих корнями в верхнюю мантию.

Главнейшими структурами складчатых геосинклинальных комплексов являются синклинории и антиклинории, которые в пространстве группируются цепочками, образуя синклинорные и антиклинорные зоны. В разрезе геосинклинальных комплексов входят также тела магматических пород — батолиты, лакколиты, штоки и др. Важное значение среди структурных форм имеют глубинные разломы.

В качестве особого типа структур выступают офиолитовые зоны — зоны офиолитового меланжа, рассматривающиеся ныне большинством геологов в качестве «рубцов», возникших на месте замкнувшихся крупных прогибов с океанской корой. Реликты древней океанской коры в офиолитовых зонах выведены на поверхность в виде «пестрой смеси» пород мантии, базальтового слоя и глубоководных океанских осадков.

В некоторых складчатых системах широко распространены тектонические покровы (шарьяжи) — крупные пластины земной коры, перемещенные по пологим поверхностям на значительные расстояния от первоначального места образования слагающих их пород. Нередко надвинутые друг на друга пластины образуют системы тектонических чешуй.

Структурные формы складчатых геосинклинальных комплексов сформировались в ходе длительного геосинклинального развития под воздействием процессов складчатости. Синклинории и антиклинории образовались из геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, существовавших во время накопления осадков геосинклинальных комплексов. Геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия объединяют в геосинклинальные системы, обладающие единством структурного плана и времени развития. Смежные системы разобщены срединными массивами, к которым относят блоки древней материковой коры, заключенные внутри геосинклинальной области. Чехлы срединных массивов сложены морскими и континентальными породами платформенного типа, в разной степени деформированными, нарушенными разрывами и прорванными интрузиями. Срединные массивы в складчатых областях занимают площади, во много раз превышающие площади синклинориев и антиклинориев.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОЗИЦИИ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Концепция тектоники литосферных плит или новая глобальная тектоника была опубликована в зарубежной литературе в начале 60-х годов и получила признание среди геофизиков, океанологов и многих геологов нашей страны. Данная концепция учла ряд новых открытий, сделанных геофизиками, океанологами, геохимиками, и претендовала на роль теории, объясняющей тектонические процессы, происходящие в земной коре, на более высоком научном уровне, чем учение о геосинклиналях. Основными геологическими данными, используемыми концепцией тектоники плит, являются: 1) расположение гигантских подвижных зон — срединноокеанских хребтов, осевая часть которых занята глубокими рифтовыми долинами, 2) соответствие этим хребтам в океанах областей аномально высокого теплового потока, а их осевой части —

слоя с физическими характеристиками, отвечающими разуплотненной мантии (астеносфере), 3) параллельное расположение по обе стороны срединноокеанских хребтов полосовых магнитных аномалий с разным знаком намагниченности пород, 4) уменьшение мощности осадочного слоя в океанах от окраин к срединноокеанским хребтам, изменение в этом же направлении возраста подошвы осадочного слоя, 5) материалы о земной коре и верхней части мантии (литосферы), подстилаемой относительно вязкой астеносферой, физические характеристики которой позволяют допускать возможность скольжения по ней жесткой литосферы, 6) образование зоной высокой сейсмичности и современного вулканизма на поверхности Земли сложной сети узких поясов, подчиненных сверхглубинным разломам, разделяющим земную кору и верхнюю часть мантии на несколько блоков — литосферных плит.

В соответствии с представлениями сторонников «новой глобальной тектоники» литосфера Земли состоит из шести крупных и большого числа мелких жестких плит, «плавающих» по астеносфере (рис. 38). Границами литосферных плит являются сверхглубинные разломы, которые в одних случаях совпадают с рифтовыми долинами в осевой части срединноокеанских хребтов, в других — с глубоководными желобами, являющимися поверхностным выражением зон глубокофокусных землетрясений, называемых зонами Заварицкого—Беньофа.

В рифтовых долинах срединноокеанских хребтов постоянно происходит процесс растяжения и раздвигания плит. Через зияющие трещины снизу извергается базальтовая лава, которая застывает в форме мощных даек. Последние рассматриваются в качестве своеобразных «клиньев», распирающих смежные литосферные плиты и смещающих их в разные стороны по горизонтали.

Дальнейший процесс расширения приводит к формированию новых вертикальных клиньев базальтов — нарождающейся океанской коры, а ранее образовавшаяся молодая кора сдвигается в стороны. Дайки намагничиваются в соответствии с магнитным полем времени их образования. Границы плит, с которыми связано их раздвигание и рождение новой коры, называются зонами спрединга, а сам процесс раздвигания — спредингом.

В результате возникновения новой, избыточной коры в зонах спрединга литосферные плиты смещаются в стороны от срединноокеанского хребта к окраинам океанов и здесь поддвигаются под соседние континентальные литосферные плиты (рис. 39). Погружение океанской плиты под континентальную происходит по зонам Заварицкого —

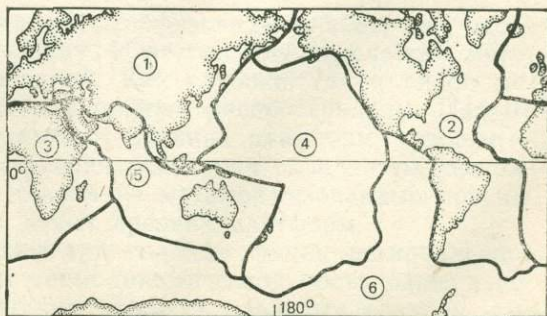


Рис. 38. Границы литосферных плит. По К. Ле Пишону (1974 г.)

Цифры в кружках:  
 1 — Евразийская, 2 — Американская,  
 3 — Африканская, 4 — Тихоокеанская,  
 5 — Индийская, 6 — Антарктическая

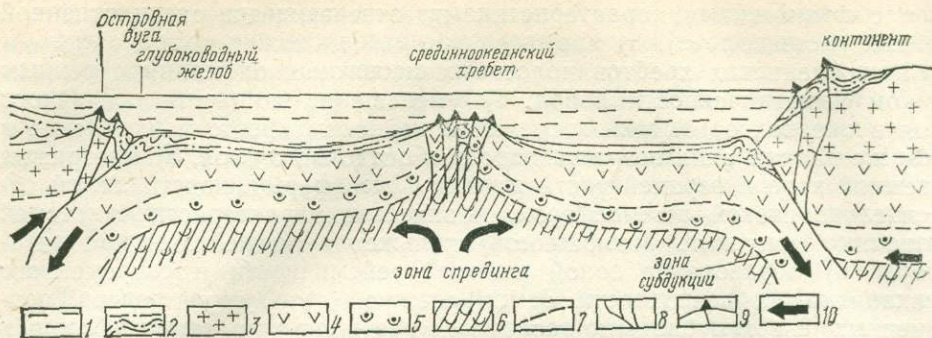


Рис. 39. Схема взаимоотношения литосферных плит

1 — водная оболочка; 2—5 — литосфера (2—4 — земная кора: 2 — осадочный слой, 3 — гранито-метаморфический слой, 4 — базальтовый слой); 5—6 — верхняя мантия (5 — надастеносферный слой, 6 — астеносфера); 7 — границы раздела слоев; 8 — разломы главные и оперяющие; 9 — вулканы; 10 — направления перемещений литосферных плит

Беньофа. Поддвигаясь под соседнюю, каждая плита погружается в астеносферу и тем самым устраняется избыток коры. При подвиге происходят разогревание краев плит, плавление литосферы, активный андезитовый вулканизм, высокая сейсмическая активность. Слои осадочного слоя как бы «соскабливаются» с плиты, погружающейся в астеносферу, и сминаются в складки на приокеанском борту глубоководного желоба.

Границы плит, где происходит погружение одной плиты под другую и их плавление, называются зонами субдукции, а сам процесс поддвижения — субдукцией. Движущими силами, которые приводят к горизонтальным перемещениям плит, их растяжению и погружению, считают силы, возникающие в результате тепловых конвекционных течений в астеносфере. Восходящие течения двух встречных циркулярных потоков приводят к раздвиганию плит (спредингу), нисходящие — к поддвиганию плит (субдукции).

Концепция движения литосферных плит удачно объясняет некоторые особенности строения современных океанов, однако она не учитывает длительной истории развития земной коры, запечатленной в геологии континентов. Ее большое положительное значение в том, что она привлекает внимание геологов к глобальным вопросам соотношения материковых и океанских структур и заставляет с этих позиций углублять учение о геосинклиналиях.

## Часть II

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

---

## Глава 5

### ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В ДОКЕМБРИИ

К докембрию относят все горные породы, залегающие стратиграфически ниже кембрийских и слагающие преимущественно глубинные части земной коры континентов; одновременно докембрием называют и время формирования этих пород. Начало докембрия соответствует образованию Земли как планетного тела, оно точно неизвестно и пока оценивается геохимиками в широком интервале от 4,2 до 4,6 млрд. лет. Достоверный изотопный возраст древнейших горных пород (около 3,8 млрд. лет) был установлен по образцам, взятым из серии Исуа на юго-западе Гренландии. Конец докембрия в разных странах оценивают неоднозначно — от 530 до 600 млн. лет; в СССР принят рубеж  $580 \pm 20$  млн. лет.

Докембрий отвечает колоссальному времени порядка 3,6—4 млрд. лет и охватывает около 85% времени существования нашей планеты. Однако он изучен менее, чем фанерозой.

### ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ, МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА

Докембрийские породы, как и все более молодые, имеют магматическое и осадочное происхождение. Наиболее древние из них повсеместно более или менее сильно метаморфизованы. Осадочные породы либо глубоко метаморфизованы и превращены в гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, либо менее метаморфизованы и превращены в серицит-хлоритовые сланцы, филлиты, кварцитовидные песчаники, мраморизованные известняки и др. Осадочные породы сопровождаются вулканическими, которые при слабом метаморфизме лишь незначительно изменены, а при сильном — превращены в гранулиты, амфиболиты и амфиболовые гнейсы, образовавшиеся из основных лав (базальтов) и их туфов, или в лептиты, образовавшиеся за счет метаморфизма лав кислого и среднего состава (липаритов, дацитов и др.) и их туфов.

Породы верхнего докембрия метаморфизованы слабее, а часто совсем не подверглись метаморфизму. Известны случаи слабого метаморфизма и древнейших образований. Как глубоко, так и слабо метаморфизованные породы докембрия широко распространены. Первые главным образом слагают фундаменты древних платформ, вторые — участвуют преимущественно в строении основания складчатых геосинклинальных поясов. Слабо или совсем не метаморфизованные породы докембрия слагают, кроме того, чехол древних платформ.

В настоящее время выделяют три главные фации регионального метаморфизма в зависимости от термодинамической обстановки, в которой происходили метаморфические процессы: зеленых сланцев, ам-

фиболитовую и гранулитовую; кроме того, выделяют особую фацию глаукофановых сланцев.

Фация зеленых сланцев характеризуется условиями низких температур и давления, которые типичны для небольших глубин. В этих условиях образуются такие минералы, как хлорит, серицит, эпидот, актинолит; ассоциации названных минералов входит в состав хлоритовых, серицитовых и других метаморфических сланцев.

Амфиболитовая фация — фация значительных глубин, большого давления и высокой температуры. Амфиболы и слюды — главные минералы этой фации — характеризуются присутствием в их составе воды. К породам данной фации метаморфизма относят основную часть метаморфических пород, таких, как гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы; образование их происходило в присутствии воды.

Гранулитовая фация образовалась в условиях еще более высокого давления и температуры, но без воды. Гранулиты — это гиперстен-гранатовые гнейсы без слюд и амфиболов.

Фация глаукофановых сланцев формировалась в условиях небольшой температуры, но высокого давления. Глаукофановые сланцы встречаются чаще всего в зонах больших тектонических разломов, где они возникали в обстановке сильного сжатия.

Докембрийские слоистые толщи неоднократно подвергались процессам складкообразования, поэтому они сильно перемяты, образуют сложные складки, местами разорваны и раздроблены.

В докембрии значительную роль играли процессы метасоматоза, связанные с образованием гранитов и близких к ним кристаллических пород и получившие наименование процессов гранитизации. При этих процессах обычно происходило также образование особых пород — мигматитов; последние состоят из переслаивающихся гнейсов и гранитов, которые иногда образуют чрезвычайно тонкие слои. Образование мигматитов называют мигматизацией. При определенных условиях значительные объемы мигматитов, гнейсов и кристаллических сланцев могли далее полностью преобразовываться в граниты. При этом происходила перестройка первичной структуры пород, полностью утрачивались признаки слоистости и сланцеватости, типичные для гнейсов и кристаллических сланцев; исходное вещество первоначальных пород испытывало превращения и дало начало однородной массе новообразованных гранитов. Процесс этот происходил на глубине земной коры, главным образом в результате метасоматоза в условиях высокой температуры под воздействием паров и растворов, идущих из глубины вдоль разломов, трещин и пор. Горячие растворы находились в парообразном (надкритическом), но сильно сжатом состоянии. Главнейшими составными частями их являлись вода, углекислота, хлориды натрия и калия, наряду с которыми присутствовали другие элементы и соединения. Активно воздействуя на разные по составу исходные породы, эти растворы изменяли их химический и минеральный состав, в чем и выражается метасоматоз. При поступлении в ходе этого процесса калия и кремния мог образоваться гранитный расплав, который затем заменил исходную породу, т. е. происходила гранитизация путем магматического замещения (по Д. С. Коржинскому). Далее расплав кристаллизовался и образовывался гранит.

В итоге такого рода процессов возникали огромные массивы гранитов, слагающие обширные площади докембрийских метаморфиче-

ских комплексов древних платформ. Во многих случаях это очень затрудняет установление первичного состава докембрийских пород, выявление их взаимоотношений, условий залегания и возраста. Поэтому изучение стратиграфии докембрийских комплексов иногда оказывается делом, требующим многолетней работы исследователей.

В докембрийских комплексах значительное место занимают особые типы пород, которые в последующей истории на поверхности Земли не образовывались. К ним относятся прежде железистые кварциты или джеспилиты. Наряду с этим в докембрийских комплексах, особенно в архейских и нижнепротерозойских, практически отсутствуют соленосные отложения, так широко представленные в фанерозое. Однако эти различия, возможно, имеют вторичный характер и связаны с длительным преобразованием первичных осадков, так как специальные изотопные исследования указывают на сходство условий осадконакопления с древнейших времен до наших дней.

Наконец, особенностью пород докембрия является бедность окаменелыми остатками животного и растительного происхождения.

Отмеченные выше особенности докембрийских комплексов пород создают трудности не только при выяснении их первоначального состава, взаимоотношения друг с другом, но также и установления их возраста. В связи с этим до 50-х годов XX в. стратиграфия докембрия и его история были изучены весьма недостаточно.

Для расчленения докембрийских образований и их корреляции биостратиграфические методы имеют ограниченное применение. Их используют для стратиграфического расчленения верхнего протерозоя (рифей и венда); при определении возраста большей части докембрия применяют минералого-петрографический и тектонический методы относительной геохронологии и радиогеохронологические.

Раньше при изучении докембрийских пород учитывали исключительно геологические данные о соотношении отдельных комплексов между собой, а также степень их метаморфизма. В прошлом веке наблюдения над соотношением пород, образующих докембрийский фундамент древних платформ, и пород, слагающих чехол докембрийского возраста, привели к установлению крупнейших подразделений докембрия — архея и протерозоя.

В настоящее время проводят детальное изучение метаморфических комплексов, выясняют происхождение и последовательность напластования пород. При этом исследователи стараются выделить и установить распространение метаморфических комплексов, отличающихся один от другого по составу пород, залеганию, степени метаморфизма. Выясняют взаимоотношения этих комплексов, порядок залегания, условия образования. Исследуют контакты, особенно несогласного залегания, а также взаимоотношения с интрузивными породами. Такое изучение позволяет установить последовательность образования комплексов, условия их формирования, метаморфизм, время складчатости и внедрения интрузий.

Для стратиграфического расчленения метаморфических комплексов докембрия исключительно важное значение имеют радиогеохронологические методы определения изотопного возраста горных пород. Для докембрийских пород всех материков имеются многочисленные определения по различным минералам. При определении изотопного возраста этих пород исследователи встречаются со значительными трудностями, которые вызваны метаморфизмом и связанной с ним пе-

рекристаллизацией горных пород и образованием новых минералов. В одних случаях удается установить точный возраст породы по первичным минералам, возникшим в течение кристаллизации магматического расплава или во время образования осадочных пород; в других — время завершения метаморфизма (перекристаллизации), в течение которого возникли новые горные породы и минералы. Так как процессы метаморфизма в докембрии проявлялись неоднократно, то и возраст пород и минералов отвечает последней фазе метаморфизма. Поэтому геологи зачастую имеют дело не с возрастом первичной породы, а с возрастом породы или минерала, возникших в процессе метаморфизма. Из-за этого результаты определения изотопного возраста отдельных метаморфических комплексов имеют весьма различные величины и нередко приводят к омоложению истинного возраста первичных пород.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Указанные выше трудности в определении возраста докембрийских пород, особенно пород нижнего докембрия, явились причиной отсутствия единой стратиграфической шкалы для образований этого возраста. В каждой стране, где имеются выходы пород докембрия, существуют местные стратиграфические шкалы докембрия, которые часто могут быть сопоставлены друг с другом очень приблизительно. В 1978 г. Межведомственный стратиграфический комитет СССР утвердил схему стратиграфического расчленения докембрийских образований, развитых на территории Советского Союза (табл. 3). Она является обязательной для всех геологов СССР, но требует уточнений. В этой схеме наиболее крупными стратиграфическими подразделениями являются архейская и протерозойская эонотемы.

Американский геолог Д. Дана в 1872 г. назвал архейскими древнейшие метаморфические комплексы, в которых не было остатков организмов, а время их формирования — архейской эрой. Впоследствии эти комплексы были разделены на две части: за нижней, более древней, сохранили название архейской группы, а верхнюю, по предложению Э. Эммонса и Д. Уолкотта, выделили в протерозойскую группу и соответственно время ее образования назвали протерозойской эрой. Это деление было принято Международным геологическим конгрессом в 1888 г.

Нижний возрастной предел архейской эонотемы точно не известен, он находится приблизительно в пределах 3,8—4 млрд. лет. Общепринятого деления архея нет. Иногда выделяют нижний и верхний архей с границей между ними в  $3000 \pm 100$  млн. лет.

Граница между археем и протерозоем определена в  $2550 \pm 100$  млн. лет. По границе в 1650 млн. лет делят протерозой на нижний и верхний; последний в свою очередь разделяют на рифей и венд. Название рифей предложено Н. С. Шатским в 1945 г. по древнему наименованию Урала — Рифейские горы. Венд установлен Б. С. Соколовым в 1956 г. и назван по имени древнего народа, населявшего Прибалтику, — венды. Рифей делят на нижний, средний, верхний и кудаш (или терминальный рифей). Длительность всех упомянутых подразделений показана в табл. 3.

Метаморфические комплексы архея и нижнего протерозоя и сопро-

Таблица 3

## Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР\*

Зоны	Общие подразделения шкалы и их индексы	Изотопный возраст границ (млн. лет)	Типы подразделений в европейской части СССР		
Фанерозой	Кембрий				
Протерозой (PR)	Верхний (PR <sub>2</sub> )	Венд (V)	580 ± 20	Стратотип: разрез в западной части Московской синеклизы — вильчанская, вольнская и валдайская серии (снизу вверх)	
		Рифей (R)	Кудаш (R <sub>4</sub> )		680 ± 20
			Каратавий (R <sub>3</sub> )		1050 ± 50
			Юрмантий (R <sub>2</sub> )		1400 ± 50
			Бурзянский (R <sub>1</sub> )		1650 ± 50
	Нижний (PR <sub>1</sub> )		1650 ± 50	Карельский и курско-криворожский комплексы	
Архей (AR)		2550 ± 100	Лопский комплекс Беломорский комплекс		
		Нижняя граница не установлена			

\* В цифры изотопного возраста внесены уточнения в соответствии с данными 1981 г.; шкала несколько упрощена.

вождающие их интрузивные тела участвуют в строении складчатого фундамента всех древних платформ. Породы верхнего протерозоя на древних платформах слагают осадочный чехол, так как к началу позднего протерозоя фундамент древних платформ уже был сформирован.

Иная картина наблюдается в складчатых геосинклинальных поясах. В их строении большую роль играют верхнепротерозойские комплексы, имеющие весьма разнообразный состав, огромные мощности и сопровождаемые интрузивными породами. Они были смяты в складки и подверглись метаморфизму в конце протерозоя или в начале кембрия. Архейские и нижнепротерозойские породы также участвуют в строении отдельных элементов складчатых поясов, но они не всегда могут быть достоверно выделены и, видимо, не пользуются значительным распространением.

## ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Жизнь на Земле, по-видимому, возникла после образования первых водных бассейнов. Примерно 3500 млн. лет назад, т. е. в раннем архее, появились первые организмы — прокариоты — одноклеточные, у

которых не было обособленного ядра. В первой половине архея они прошли сложный путь развития, так как уже в середине архея существовали две самостоятельные ветви органического мира — бактерии и синезеленые водоросли (цианобиты). Эти первые обитатели нашей планеты жили в «бескислородной» среде ( $O_2$  в атмосфере было менее 0,02%), заселяя мелководные участки дна бассейнов глубиной от 10 до 50—60 м. Такой слой воды (более 10 м) хорошо защищал их от губительного ультрафиолетового излучения Солнца.

Достоверные следы организмов в виде продуктов жизнедеятельности синезеленых водорослей — строматолиты и онколиты — встречаются, хотя и чрезвычайно редко, уже в породах архея и нижнего протерозоя. Они известны в Северной Америке в южной части Канадского щита, в Южной Африке (булавайская серия в Родезии; возраст 3200—2900 млн. лет) и в других районах.

Деятельность синезеленых водорослей постепенно привела к увеличению количества кислорода в атмосфере и гидросфере. С этим были связаны активизация развития и усложнение других групп организмов, а также изменение процессов осадконакопления.

Важнейший рубеж в развитии органического мира докембрия совпадает с началом позднего протерозоя, когда появились эукариоты — организмы, клетки которых имели обособленные ядра. Эукариоты перешли частично к кислородному дыханию или могли чередовать кислородное дыхание с брожением в зависимости от меняющихся условий обитания. Среди них появились первые планктонные организмы.

Второй важнейший рубеж совпадает с началом среднего рифея, когда появились примитивные многоклеточные организмы среди растений и животных. В составе последних уже были не только неподвижные бентосные формы, но и подвижные илоеды. Предполагают, что следами жизнедеятельности последних являются катаграфии, встреченные в отложениях с возрастом 1200 млн. лет. В среднем рифее отмечены также акритархи, образования, по внешнему виду напоминающие споры растений, но представляющие остатки фито- и зоопланктона. Таким образом, в среднем рифее жизнь на Земле стала более разнообразной. Особенно пышное развитие получили синезеленые водоросли, остатки жизнедеятельности которых — строматолиты — имеют важное значение для стратиграфии рифея. В нашей стране впервые была разработана методика их изучения. По строматолитам удалось выделить четыре подразделения рифея; для каждого из них установлены свои характерные группы родов, различающиеся по морфологии водорослевых построек (рис. 40).

Этап развития органического мира, начавшийся в среднем рифее, связан с достижением точки Пастера. В это время содержание кислорода в атмосфере достигло 0,2%, что обеспечивало защиту организмов от ультрафиолетового излучения дополнительно только метровым слоем воды. Животные полностью перешли к кислородному дыханию и смогли подниматься к самой поверхности воды.

В венде начался третий важнейший этап развития органического мира докембрия — этап становления основных типов животного мира, и прежде всего многоклеточных. Вендская фауна и флора отличались большим разнообразием и богатством форм.

Флора в венде была представлена многоклеточными водорослями — метафитами и разнообразными одноклеточными водорослями (в том числе цианобитами). Вендские метафиты, которых называют

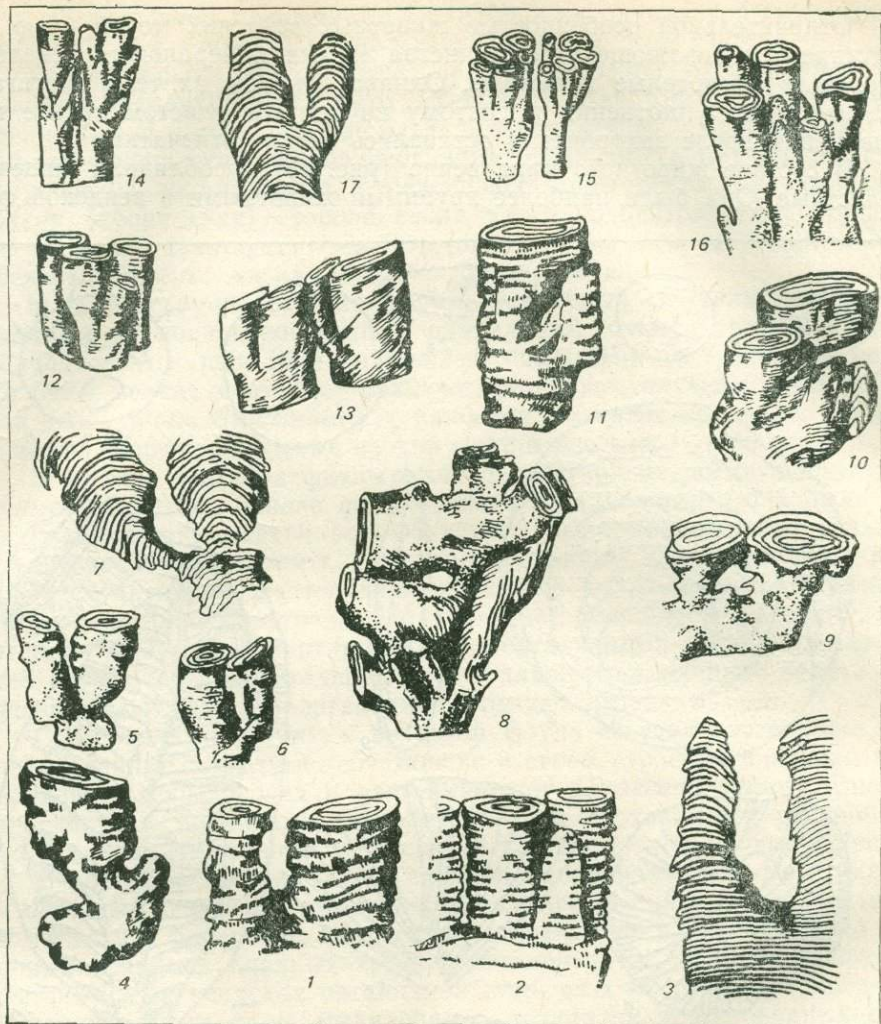


Рис. 40. Строматолиты рифей Урала и некоторых других районов СССР. По Б. М. Келлеру (1968 г.)

1, 2, 4-6, 8-16 — общий вид построек; 3, 7, 17 — продольное сечение столбиков; 1-3 — *Kussiella*; 4-7 — *Baicalia*; 8-10 — *Tungussia*; 12-13 — *Minjaria*; 14-17 — *Gymnosolen*

вендотенидами (*Vendotaenides*), имели слоевища, лишенные какой-либо минерализации. Это были шнуровидные, кустисто-ветвящиеся формы (наиболее древние) или ленты длиной до 150 мм и шириной от 0,5 до 4,5 мм.

Сообщество вендских животных состояло из кишечнополостных (медуз, полипов, морских перьев); организмов, близких к червям и членистоногим; сабелледитид, которых считают предками своеобразных глубоководных животных современных океанов — погонофор; проблематичных иглокожих и конодонтов. Отпечатки этих животных впервые найдены в Южной Австралии, в районе рудника Эдиакара («эдиакарская фауна»), а затем обнаружены в вендских отложениях европейской части СССР, Англии, Канады, Африки и других мест.

Отличительной особенностью животных вендских морей было отсутствие у подавляющего большинства из них минерального скелета. Это были мягкотелые животные. Однако покровы их тела достигали значительного уплотнения и поэтому на мягком илистом грунте при жизни или после захоронения оставались четкие отпечатки.

В составе животного мира венда (рис. 41) преобладали кишечнополостные. Они были наиболее крупными животными в вендской фау-

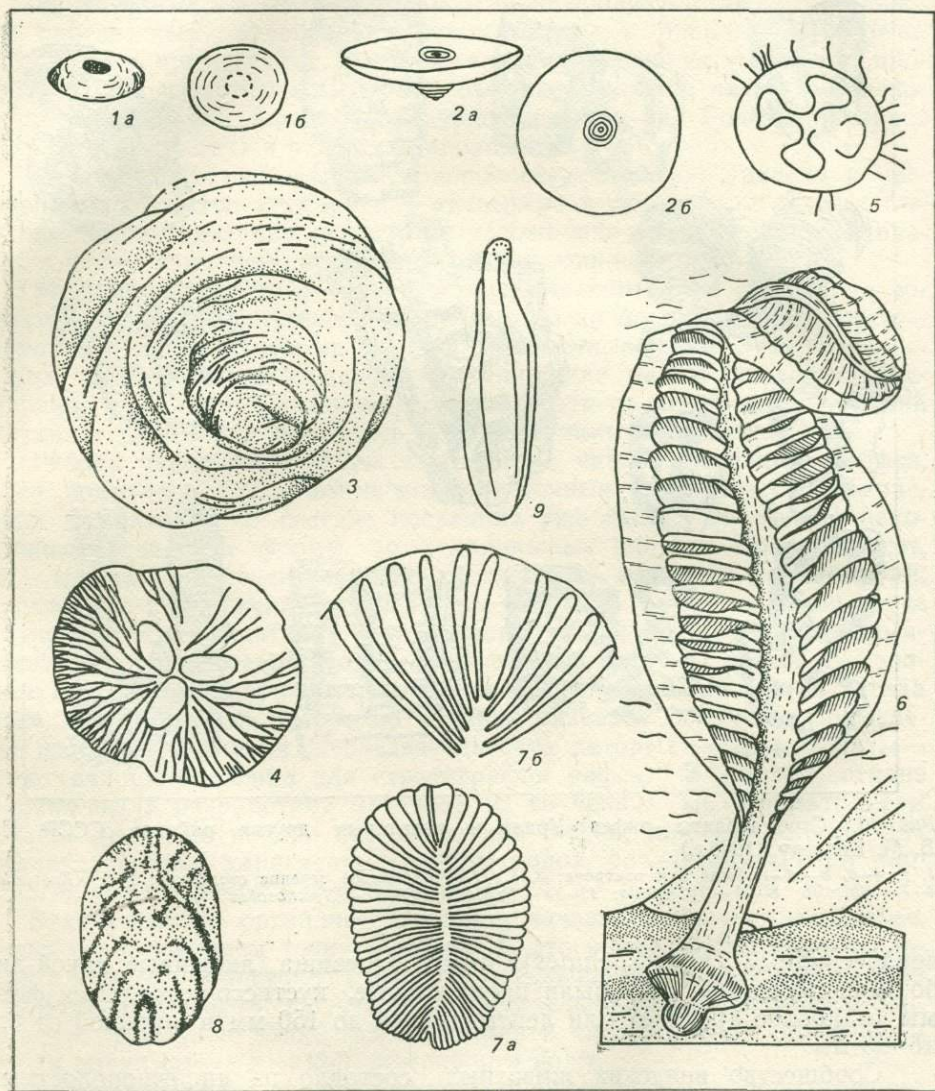


Рис. 41. Представители органического мира вендских морей. По М. А. Федонкину (1983 г.)

Кишечнополостные: формы с осью симметрии бесконечно большого порядка: 1 — *Nemiana* (а — реконструкция, б — аборальная сторона), 2 — *Cyclomedusa* (а — реконструкция, б — аборальная сторона), 3 — *Cyclomedusa*; формы с трехлучевой симметрией: 4 — *Albumares* (план строения); формы с четырехлучевой симметрией: 5 — *Staurinidia* (план строения); 6 — перистомидный клонильный полип *Charniodiscus*. Представители других групп животных: 7 — кольчатый червь *Dickinsonia* (а — план строения, б — характер сочленения сегментов с медианным валиком в передней части тела), 8 — сегментированное двусторонне-симметричное животное *Praecambridium*, 9 — несегментированное двусторонне-симметричное животное *Protechiurus*

не, в подавляющем большинстве обладавшими радиальной симметрией (*Radialia*). Все вендские радиальные делятся на три группы.

Формы первой группы имеют простое строение, оформленные радиальные элементы отсутствуют (*Nemiana*). Некоторые из них имели чашевидную форму с поверхностью без скульптуры (*Cyclomedusa*); к этой же группе отнесены медузовидные организмы с правильной концентрической зональностью, отражающей этапы роста. У последних нижняя (аборальная) сторона несла много концентрических морщин. Все это свидетельствует о том, что цикломедузы вели не планктонный, а бентосный образ жизни, свободно лежали на дне.

К второй группе относят формы, у которых сочетались два типа организации: концентрический и радиальный. Формы третьей группы с определенным порядком радиальной симметрии встречаются реже. Это были мелкие медузы с трех-, четырех и шестилучевой симметрией тела (*Albumares*, *Staurinidia*) и наиболее сложным строением. К концу венда кишечнополостные первой группы исчезли.

В составе вендской фауны были и двусторонне-симметричные животные (*Bilateria*), однако по сравнению с радиальными они были менее разнообразны. Среди этих животных были несегментированные и сегментированные формы. Несегментированные (*Protechiurus*) — наиболее примитивные, листовидные животные до 70 мм длины условно относятся к плоским червям. Подавляющее большинство вендских билатерий является сегментированными организмами, например гигантские *Dickinsonia*, достигающие 1 м и длины при толщине тела 3 мм. Предполагают, что эти организмы образуют отдельный тип.

Своеобразную группу в вендской фауне составляли мелкие сегментированные животные, сочетавшие в своем строении признаки примитивных членистоногих и червей-полихет (*Praecambridium*). Внешне они сходны с личинками трилобитов. Судя по характеру разнообразных органов, эти животные стояли на крайне низком уровне развития.

В состав вендской фауны входили сабеллидитиды — представители одной из немногих групп животного мира, которые продолжали существовать в фанерозое. Их скелеты сохранились в породе в виде одиночных тонких и длинных трубок, состоящих из хитиноподобного вещества. Среди вендских организмов встречено значительное количество колониальных форм (шetalонамы) и остатки перистовидных организмов, похожих на современные гидроидные или морские перья (*Charniodiscus*). Колониальные формы отличались крупными размерами и простым строением.

Детальное изучение вендской фауны многоклеточных выявило ее специфические особенности, главными из которых являются: отсутствие или слабое развитие скелетных элементов, большое разнообразие жизненных форм, резкое преобладание кишечнополостных, присутствие всех основных экологических групп организмов и др. Вендская фауна по своему составу имеет мало общего со скелетной фауной кембрия. Ни одна группа организмов венда (кроме сабеллидитид) не дала потомков. Прямые связи вендской и кембрийской фауны не установлены; возможно, они принадлежат к независимым линиям развития.

Сходство вендских фаунистических ассоциаций в разных регионах мира, отражающее отсутствие существенных экологических барьеров, дало возможность использовать биостратиграфические методы для расчленения и корреляции отложений венда.

## ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В АРХЕЕ

### ТИПЫ АРХЕЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД

Комплексы архейских метаморфических пород слагают значительные участки фундаментов всех древних платформ, образуя более или менее крупные массивы; иногда породы этого возраста встречаются на небольших участках в составе более молодых комплексов.

Повсюду главную роль в их строении играют различные гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, а также основные и ультраосновные изверженные породы: габбро, нориты, анортозиты, перидотиты, пироксениты и др. На значительных площадях эти породы подверглись гранитизации и превращены в граниты и мигматиты, так что негранитизированные породы часто сохраняются среди полей гранитов лишь в виде небольших участков или ксенолитов, по которым и удаётся судить о составе первоначальных комплексов. В отдельных районах среди архейских гнейсов встречаются обширные участки или массивы своеобразных гиперстен-гранатовых пород — чарнокитов и гранулитов, образовавшихся в условиях высокой температуры и давления. Изредка среди архейских образований отмечаются и слабо метаморфизованные породы.

Изучение состава и строения метаморфических комплексов архея и условий их залегания позволяет сделать вывод, что они образовались в подавляющем большинстве случаев за счет метаморфизма осадков и продуктов вулканической деятельности (лав, туфов, туфобрекчий и других пород), сформировавшихся на дне древнейших морей и океанов. Толщи этих пород достигают иногда очень большой мощности — до 7—12 км и более.

Среди архейских метаморфических комплексов выделяют два совершенно разных типа, имеющих различный возраст и происхождение: нижний (ранний) архей с возрастом пород более 3000 млн. лет и верхний (поздний) — с возрастом от 3000 до 2550 млн. лет.

К первому типу (нижний архей) относят гнейсы, обогащенные темнокветными минералами, амфиболами, биотитами и пироксенами. Толщи биотитовых и амфиболовых гнейсов и амфиболитов достигают значительной мощности и широкого распространения при относительном однообразии состава. Происхождение их главным образом вулканическое. Первоначально это были базальтовые лавы и их туфы, чередовавшиеся с песчано-глинистыми осадочными породами; характерны среди них железисто-кремнистые толщи, состоящие из чередующихся железистых (магнетитовых или гематитовых) слоев. В составе этих комплексов заметное место занимают древнейшие гранитоиды.

Из анализа разрезов нижнего архея разных континентов выявлена определенная закономерность: в их строении пироксенсодержащие гнейсы и амфиболиты преобладают в нижней части разреза, тогда как в верхней увеличивается значение сиалических и карбонатных пород. В подавляющем большинстве случаев породы нижнего архея глубоко метаморфизованы и представлены гранулитовой и амфиболитовой фациями. Это одна из важнейших особенностей этих комплексов.

Второй тип архейских метаморфических комплексов (верхний архей), в отличие от нижнеархейского, имеет более слабый метаморфизм пород. Это зеленокаменные осадочно-вулканогенные комплексы, залегающие с размывом и угловым несогласием на подстилающих гнейсо-

вых комплексах. До 1977 г. на многих древних платформах эти комплексы относили к нижнему протерозою. В составе верхнеархейских комплексов нередко встречаются глубоко метаморфизованные, сильно гранитизированные породы; они не отличаются от древнейших комплексов нижнего архея и часто рассматриваются совместно с ними как единый архейский гранито-гнейсовый комплекс.

Метаморфические комплексы архея слагают обширные площади всех древних платформ, выступая на поверхность в пределах щитов.

В северо-западной части Восточно-Европейской платформы они обнажаются на Скандинавском полуострове в Южной Норвегии, Швеции и Финляндии, на Кольском полуострове и в Карельской АССР. Эта область, окаймляющая берега Балтийского моря, получила наименование Балтийского щита. Здесь архейские породы слагают массивы Беломорский, Юго-Западной Швеции и другие более мелкие (см. рис. 43). На юго-западе платформы Украинский щит и прилегающие с севера части платформы, закрытые чехлом, образуют большой Украинско-Воронежский архейский массив. Кроме того, под осадочным чехлом по данным бурения и геофизических исследований прослежены Средневожжский, Башкирский, Литовско-Латвийский и другие архейские массивы.

Среди архейских пород фундамента Восточно-Европейской платформы выделяют три метаморфических комплекса: древнейшие (нижнеархейские) — кольский и беломорский и более молодой (верхнеархейский) — лопский. Кольский комплекс плохо сохранился из-за последующей гранитизации и мигматизации. Он представлен амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и гранатовыми гнейсами, амфиболитами и другими породами основного состава, сохранившимися в виде полос, глыб, массивов среди гнейсо-гранитов и мигматитов. Породы кольского комплекса глубоко метаморфизованы (гранулитовая и амфиболитовая фации) и имеют изотопный возраст более 3000 млн. лет.

Беломорский комплекс представлен значительно более полно, хотя также подвергся сильной гранитизации и мигматизации. На Беломорском массиве, расположенном по берегам Белого моря и прослеженном с северо-запада на юго-восток под осадочным чехлом в пределах центральной части платформы, этот комплекс состоит из очень мощной серии разнообразных гнейсов: биотитовых, гранат-биотитовых, амфиболовых, двуслюдяных, а также амфиболитов, высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев. Среди последних очень редко встречаются маломощные (10—12 м) прослой мраморов.

Изотопный возраст пород беломорского комплекса определяется в широком интервале 2900—2500 млн. лет. Установлено, что породы беломорского комплекса претерпели несколько этапов метаморфизма; наиболее древний из них привел к образованию пород гранулитовой фации. Большинство же изотопных датировок указывает на более молодые повторные этапы метаморфизма.

Верхнеархейский лопский комплекс и его аналоги слагают ряд узких синклиналей, зажатых среди пород более древних архейских комплексов. Все породы лопского комплекса превращены в гнейсы и различные кристаллические сланцы. Заметную роль играют амфиболиты, амфиболовые и другие сланцы, возникшие за счет метаморфизма основных эффузивов. В состав лопия в ряде мест входят тонкослоистые железистые (магнетитовые) кварциты — джеспилиты (гимольская серия). С ними связаны промышленные месторождения железных руд.

В фундаменте Сибирской платформы также выделяют древнейшие (нижнеархейские) комплексы — курультино-гонамский, алданский и более молодой (верхнеархейский) — троговый. Их выходы прослежены на юге в пределах Алданского щита и на севере платформы на Анабарском щите.

Курультино-гонамский комплекс обнажается на юго-западе Алданского щита и состоит в нижней части из гиперстеновых, роговообманковых, диопсидовых и других гнейсов и амфиболитов, образовавшихся за счет метаморфизма вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. В верхней части появляются высокоглиноземистые гнейсы, кремнистые породы, кварциты и мраморы. Изотопный возраст пород курультино-гонамского комплекса — до 3400 млн. лет.

В составе алданского комплекса преобладают первично терригенные образования, а вулканические породы играют подчиненную роль. Присутствие карбонатных пород является одной из характерных особенностей этого комплекса. На подстилающих породах алданский комплекс залегает с угловым несогласием. В его основании находится толща кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов, которые могли образоваться за счет метаморфизма коры выветривания и продуктов ее перемыва. Считают, что мощность этого комплекса более 30 км. Изотопный возраст — 3500—3200 млн. лет.

Более молодые позднеархейские породы трогового комплекса, объединены в ряд серий (борсалинская, олондинская, субганская). Они заполняют многочисленные грабены (троги) и представлены слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, весьма изменчивыми не только в различных грабенах, но и внутри одной структуры. Мощность их не менее 2500 м.

К архейским породам в южной части Индостанской платформы отнесены гнейсы Полуострова, образующие отдельные массивы между более молодыми протерозойскими складчатыми системами или внутри них

На Северо-Африканской платформе архейские комплексы слагают огромный Центрально-Африканский щит, породы представлены гнейсами, гранитами и чарнокитами с изотопным возрастом 3400—3200 млн. лет. На западе Африки архейские породы известны на Гвинейском, Регибатском и Туарегском щитах.

На Южно-Африканской платформе в строении фундамента участвуют древнейшие нижнеархейские комплексы пород, слагающие три массива: Танганьикский, расположенный к югу от оз. Виктория, Родезийский — между р. Замбези и р. Лимпопо и Трансваальский — к югу от р. Лимпопо и пустыни Калахари (рис. 42).

На Родезийском массиве архейский возраст имеют три серии пород: себаквийская, булавайская (нижний архей) и шамвайская (верхний архей). Наиболее древняя из них себаквийская серия (до 3500 млн. лет) сложена умеренно метаморфизованными терригенными породами, в том числе кварцитами и джеспилитами; в ее строении принимают участие также лавы основного состава и многочисленные тела гипербазитов. Все перечисленные породы сильно гранитизированы. Несогласно на себаквийской серии залегают породы булавайской серии, в основном первично вулканогенного состава: зеленокаменноизмененные основные лавы с шаровой отдельностью, а также пирокласты, джеспилиты, кварциты, аркозовые песчаники, граувакки и известняки. Именно в этих известняках были обнаружены упомянутые выше древней-

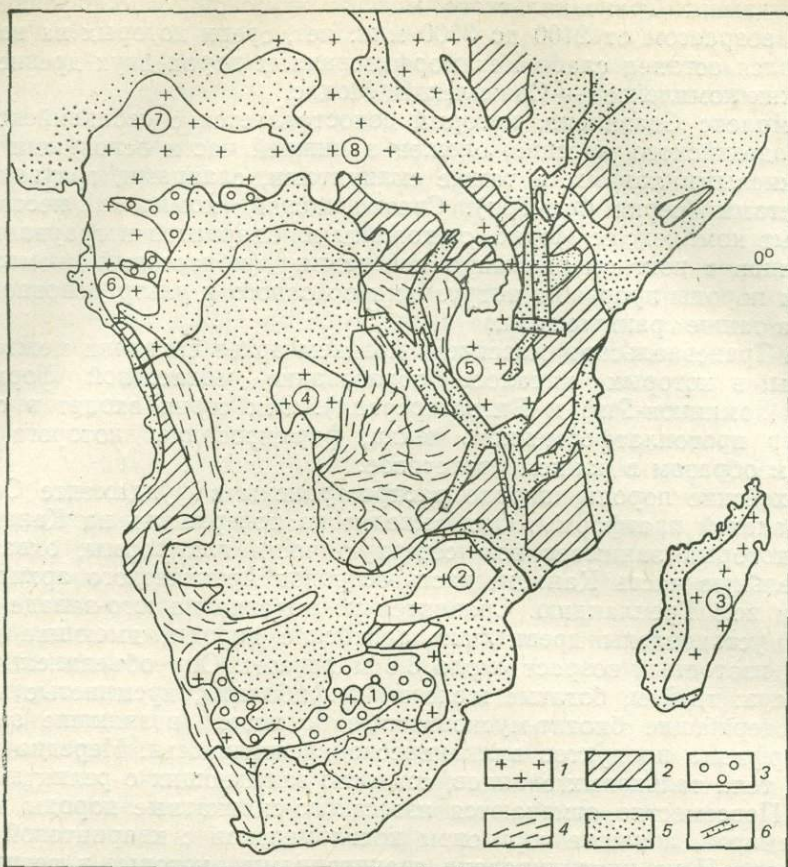


Рис. 42. Тектоническая схема Центральной и Южной Африки

1 — архейские массивы (1 — Трансваальский, 2 — Родезийский, 3 — Мадагаскарский, 4 — Касаи, 5 — Танганьикский, 6 — Шайю, 7 — Камерунский, 8 — Центрально-Африканский); 2 — области раннепротерозойской складчатости; 3 — нижнепротерозойский протоплатформенный чехол; 4 — области позднепротерозойской складчатости; 5 — верхнепротерозойский и фанерозойский платформенный чехол; 6 — рифты

шие окаменелости — строматолиты и бактерии. В основании булавайской серии залегают конгломераты с валунами более древних гранитов. Мощность достигает 12 км. Определения изотопного возраста пород булавайской серии колеблются от 3200 до 2900 млн. лет.

Наиболее молодая (верхнеархейская) шамвайская серия сложена обломочными породами — аркозовыми песчаниками, конгломератами с подчиненными пачками кварцитов, филлитов и глинистых сланцев, общей мощностью не менее 3 км. Шамвайская серия многими исследователями рассматривается как молассовая формация; образовавшаяся на орогенном этапе развития этой части Южно-Африканской платформы.

Все архейские серии прорваны послешамвайскими гранитами, изотопный возраст которых  $2650 \pm 50$  млн. лет. С этими гранитами, кварцевыми жилами и пематитами связывают золотую минерализацию, а также оловянное, вольфрамовое, танталовое и литиевое оруднение на Родезийском массиве.

Фундамент Трансваальского массива в основном образован гранитами возрастом от 2400 до 3000 млн. лет, среди которых на востоке сохранился останец слабо метаморфизованных пород двух древнейших архейских комплексов — Свазиленд и Модис.

Комплекс Свазиленд, который сопоставляется с себаквийской серией Родезийского массива, сложен в нижней части основными и отчасти кислыми лавами, а также силицитами, сланцами, граувакками, гравелитами (серия Фиг-Три). Свазилендский комплекс несогласно перекрыт комплексом Модис, состоящим из кварцитов и граувакковых песчаников с конгломератами в основании (молассовый комплекс). Все эти породы прорваны интрузиями основного и ультраосновного состава, а также гранитоидами.

На Трансваальском массиве в позднем архее возникли межгорные впадины, в которых началось образование молассовой формации (серии Доминион-Риф и Витватерсранд). Эти серии входят в состав структур протоплатформенного чехла, формирование которого шло главным образом в раннем протерозое.

Архейские породы широко распространены в фундаменте Североамериканской платформы. Они выходят на поверхность на Канадском щите, который занимает всю северную часть платформы, охватывая значительную часть Канады, часть островов Арктического архипелага и почти всю Гренландию. Сравнительно недавно на юго-западе Гренландии установлены древнейшие архейские породы, имеющие достоверный изотопный возраст около 3,8 млрд. лет. Они объединены в серию Исуа: гнейсы, богатые железом амфиболиты, кремнистые и карбонатсодержащие биотит-мусковитовые сланцы, возникшие за счет метаморфизма продуктов вулканической деятельности. Нередко встречаются тела тальковых сланцев, согласно залегающих с реликтами дунитов. Повсеместно отмечаются известково-силикатные породы и линзы мраморов, а также горизонты конгломератов с кварцевой галькой. Серия Исуа интродуцирована гранитоидами, которые в результате метаморфизма были превращены в гнейсы, получившие название гнейсов Амйтсок. Их изотопный возраст 3750 млн. лет. Рубеж 3700—3800 млн. лет рассматривается как время гранитообразования, метаморфизма и тектонических движений, т. е. время формирования древнейшей гранито-гнейсовой (материковой) земной коры.

Кроме Гренландии древнейшие нижнеархейские породы известны в провинции Сьюпириор, на юге Канадского щита (район оз. Верхнего) и в провинции Слейв, на северо-западе этого щита (район оз. Большого Невольничьего). Здесь развиты породы гранито-гнейсового комплекса в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма. Их изотопный возраст 3550 млн. лет.

Более молодые верхнеархейские комплексы — киватинский и тимискамингский отличаются от нижнеархейских меньшей степенью метаморфизма — это зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы.

Киватинский комплекс обнаруживает большую фациальную изменчивость на сравнительно небольших расстояниях. Выделяется два типа разрезов. Первый из них характерен для провинции Сьюпириор. Местами здесь в основании киватинского комплекса выделяется толща метаморфизованных конгломератов, гравелитов и песчаников аркозового состава, которая залегает несогласно на древнейшем гранито-гнейсовом комплексе. Выше она сменяется мощной (до 15 км) толщей

эффузивно-осадочных пород с межпластовыми интрузиями ультраосновного состава в нижней части. Разрез завершается толщей метаморфизованных терригенных пород: алевролитов, граувакков, кварцевых песчаников и джеспилитов, имеющих иногда ритмичное строение типа флиша.

Иной состав пород имеет киватинский комплекс в провинции Слейв, на севере Канадского щита. Здесь распространены в основном породы осадочного происхождения с подчиненными прослоями вулканогенных образований — лав, туфов и т. д.

В отдельных районах (трог Тимискаминг) разрез верхнего архея заканчивается тимискамингским комплексом метаморфизованных обломочных пород, среди которых значительное место занимают конгломераты, а также присутствуют кислые эффузивы и их туфы. По своему составу этот комплекс очень напоминает молассовую формацию.

Архейские комплексы всегда очень сильно дислоцированы, поэтому складчатость внутри них с трудом поддается изучению.

В отдельных блоках, сложенных наиболее древними породами архея (курультино-гонамский комплекс), установлены овално-кольцевые структуры\*. Считаю, что эти структуры являются синклинальными и принадлежат к самым древним на Земле; они возникли во время становления первичной базальтовой земной коры и сохранились на ограниченных участках материков.

Породы нижнего архея обычно образуют линейные складки, возникшие, вероятно, в условиях повышенной пластичности толщ, и гранито-гнейсовые купола. Последние представляют собой куполовидные или неправильно-округлые поднятия (в поперечнике до 100—800 км) с пологими углами падения на сводах и более крутыми на крыльях. Между ними расположены узкие синклинальные структуры, иногда очень сложные по форме. Образование гранито-гнейсовых куполов связывают с повсеместными процессами гранитизации, неоднократно проявлявшимися в течение архея.

Породы верхнего архея, в отличие от нижнеархейских, участвуют в строении линейно-вытянутых узких зеленокаменных поясов.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ДОАРХЕЙСКОЙ И АРХЕЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Земля прошла путь длительного развития, ее историю можно разделить на несколько этапов. Однако о самых ранних доархейских этапах имеются лишь гипотетические сведения.

### ДОАРХЕЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

О самом раннем развитии Земли можно судить лишь путем сравнения с Луной, Марсом, Венерой и по современным космогоническим представлениям о формировании Солнечной системы. Наиболее вероятный возраст Солнца и планет Солнечной системы около 5 млрд. лет определен различными методами, но главным образом по изотопному возрасту вещества метеоритов.

Земля и другие планеты Солнечной системы образовались перво-

\* Овално-кольцевые структуры хорошо видны на космических снимках.

начально путем аккреции\* твердых холодных частиц, подобных веществу метеоритов, и газовой материи. Собираясь в постепенно уплотняющиеся тела, начальные частицы образовали скопления — протопланеты. При дальнейшем уплотнении первичные планеты разогревались вплоть до полного проплавления всей их массы.

Существуют две модели появления первичных оболочек Земли. Одна из них исходит из гетерогенной аккреции, когда железо-никелевое ядро образовалось в начале конденсации за счет скопления твердых частиц, аналогичных железным метеоритам. Затем началось скопление частиц, соответствующих каменным метеоритам. Так возникли ядро и мантия Земли. Вторая модель исходит из гомогенной аккреции, когда протопланетный материал был равномерно перемешан по всему объему Земли и лишь позднее в процессе разогрева и плавления началось разделение вещества, образование ядра и мантии. Допускают, что этот процесс продолжается до сих пор. Этап существования Земли до формирования первичной коры (протокры) оценивают в 500 млн. лет. Образование протокры началось, вероятно, в интервале 4,2—4,6 млрд. лет назад.

Протокры скорее всего не сохранилась на Земле даже в виде реликтов и судить о ней можно только путем аналогии с метеоритами и материалами изучения пород Луны, Марса и Венеры. Протокры Земли формировалась в ходе магматической дифференциации при расплавлении внешней оболочки планеты с выделением существенно анортозитового слоя, по-видимому, аналогичного лунной коре.

Этап раннего существования земной протокры отличался грандиозным развитием вулканических явлений. Целые моря лав изливались на земную поверхность, когда магма поднималась по трещинам в тонкой и чрезвычайно непрочной коре. Позднее кора стала толще и вулканические процессы, все еще очень интенсивные, сосредоточились вдоль разломов; в это время происходили трещинные излияния, формировались огромные вулканические конусы и кратеры взрыва.

Время формирования первичной земной коры было названо А. П. Павловым лунным этапом развития Земли. Действительно, на поверхности Луны и сейчас видны следы грандиозных вулканических явлений — кратеры взрыва, огромные лавовые поля, трещины, по которым магма изливалась на поверхность, и другие вулканические формы. На Земле, после возникновения атмосферы и гидросферы, следы этого раннего этапа существования земной коры почти начисто стерты, уничтожены последующими процессами денудации и осадкообразования. На Луне, где гидросферы и атмосферы нет и не было, они сохранились в том виде, в каком образовались в эпохи бурной вулканической деятельности и разрушались позднее лишь при бомбардировке метеоритами. Поверхность Луны, таким образом, до известной степени отражает тот ранний этап развития коры, который прошла в своем развитии и Земля. Некоторые исследователи считают, что овально-кольцевые структуры, сложенные породами основного и ультраосновного состава на Алданском и других щитах, являются свидетельствами лунного этапа развития Земли и земной коры.

---

\* Аккреция — гравитационный захват вещества и последующее его падение на космическое тело (например, звезду) под действием гравитационных сил; при аккреции выделяется гравитационная энергия.

Высказывается также предположение о возможном сходстве начального этапа развития Земли с тем, который прошла не Луна, а Венера.

В течение рассматриваемого этапа на Земле образовалась протокора базальтоидного состава, иначе говоря, кора океанского типа. По-видимому, в конце этого этапа в результате продолжавшейся дифференциации вещества мантии возникли первые сиалические породы — гранитоиды. Натровые граниты или тоналиты вместе с другими вулканическими продуктами в результате метаморфизма были превращены в своеобразные породы, называемые «серыми гнейсами»\*. Наличие продуктов размыва пород гранитного состава в основании древнейших осадочно-вулканических комплексов архея допускает существование в составе протокры сиалических блоков.

Лунный этап развития Земли продолжался, вероятно, сравнительно недолго, до тех пор, пока поверхность первичной коры и нижние слои атмосферы не охладилась до температуры менее 100 °С, т. е. до того времени, когда вода в виде жидкости стала заполнять понижения на поверхности Земли. Образовались древние бассейны — моря, озера, водные потоки. Начались процессы интенсивного выветривания и размыва первичной коры, переноса обломков водными потоками и отложения осадков на дне водоемов, где они переслаивались с вулканическим материалом — туфами и лавами. Этими процессами были стерты следы лунного этапа. Началось формирование лика Земли под действием внутренних сил, поднимавших, изгибавших и разламывавших земную кору и обусловивших деятельность вулканов, и внешних сил, разрушавших, стиравших следы этих глубинных процессов и покрывавших поверхность Земли чехлом осадков. Эти процессы происходили в дальнейшем в течение весьма протяженного времени — собственно геологического развития Земли, продолжающегося и в наши дни.

Как видно, рубежи начальных этапов существования Земли довольно четкие. Началом их надо считать возникновение планеты, концом — появление водной оболочки на ее поверхности.

#### РАННЕАРХЕЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Раннеархейский этап (4,0?—3,0 млрд. лет) можно рассматривать как этап формирования гидросферы и начала образования континентальной земной коры.

Восстановление условий накопления осадков на Земле в раннем архее является весьма сложной задачей, так как древнейшие породы претерпели очень большие изменения. Особенно это относится к осадочным породам, которые подверглись неоднократному метаморфизму. Осадочное происхождение многих метаморфических пород нижнего архея установлено путем литологического анализа (по петрографическим, структурно-текстурным, минералогическим и другим критериям), а также по изотопному составу углерода, кислорода, серы, стронция и иных элементов в этих породах. В настоящее время доказано, что первичное осадочное происхождение имеют мраморы, магнетиты, кремнистые и

---

\* Существует ряд гипотез о природе и происхождении «серых гнейсов». Более вероятно, что они образовались за счет метаморфизма пород магматического и осадочного происхождения.

высокоглиноземистые породы (гнейсы), железистые кварциты и некоторые другие породы нижнего архея.

Несомненно, что в начале архейской эры образовались древнейшие водоемы, покрывшие часть поверхности Земли\*. На их дне началось накопление осадков за счет сноса продуктов выветривания, разрушения прибрежных участков суши, а также за счет вулканических процессов.

По мере затухания вулканической деятельности в морских бассейнах увеличилась роль терригенных осадков — песков и глин. При этом размыву подвергались не только магматические породы основного состава (базальты), но и древнейшие гранитоиды, слагавшие протокуру. Об этом свидетельствуют толщи и прослой кварцитов и конгломератов с галькой гранитоидов в составе нижнеархейских метаморфических комплексов.

Состав водной среды в начале архея существенно отличался от современного. В воде раннеархейских океанов были растворены выделяемые вулканами газообразные продукты —  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ , борная кислота,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и другие углеводороды. Благодаря этому вода имела кислый состав (с рН, близким к 1—2) и в ней был растворен  $\text{SiO}_2$ . Сульфатов еще не было, так как не было свободного кислорода для окисления серы.

Атмосфера в начале архея продолжала оставаться аммиачно-углекислой с участием «кислых» газов. В атмосфере преобладали  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{CH}_4$ . В качестве второстепенных были  $\text{N}_2$ ,  $\text{HF}$  и, возможно, следы  $\text{O}_2$ . Приповерхностная температура на Земле по изотопам кислорода в породах возрастом в 3,5—3,0 млрд. лет составляла 65—80°, а давление  $1,2 \cdot 10^6$ — $1,5 \cdot 10^6$  Па.

К концу раннего архея состав морской воды существенно изменился. Кислоты, растворенные в воде океанов, постепенно нейтрализовались. Они подвергались воздействию силикатов осадочных отложений и главным образом, как считал Н. М. Страхов, воздействию карбонатов  $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ , которые образовались на поверхности островов при выветривании минералов вулканических пород под действием углекислой атмосферы. Образовавшиеся при этом различные карбонаты поступали в морскую воду и вступали в реакцию с растворенными в ней кислотами, в частности с соляной кислотой, образуя хлориды. В итоге кислотность океанской воды постепенно падала. Вода океанов приобретала характер хлоридного раствора, наряду с хлоридами  $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$  и  $\text{Ca}$  в нем присутствовали и хлориды  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$  и  $\text{Mn}$ , а также небольшое количество сульфатов.

Одновременно изменялся и состав газов атмосферы. Хотя она еще состояла в основном из аммиака и метана, но в верхних слоях мог начаться под действием кислорода процесс окисления и освобождался азот, который постепенно становился основным газом атмосферы.

В дальнейшем в океанах произошло преобразование хлоридной воды в хлоридно-карбонатную, что было связано с более интенсивным сносом с островов и появившихся обширных участков суши растворенных карбонатов, которые образовались в итоге химического выветривания на земной поверхности. Карбонаты не только полностью нейтрали-

---

\* Некоторые ученые предполагают, что в начале архея на Земле существовал огромный океан Панталасса, воды которого покрывали большую часть нашей планеты.

зовали остатки сильных кислот, но их присутствие привело к образованию карбонатных осадков ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ ). Важно отметить, что карбонаты железа и марганца при этом осаждались в условиях восстановительной среды.

В итоге наряду с песчано-глинистыми осадками и продуктами вулканической деятельности на дне океанов во второй половине раннего архея стали формироваться карбонатные илы, из которых образовались доломиты, местами — известняки. Также шло усиленное накопление хемогенного кремнезема и соединений железа — сидерита и лептохлорита. Нередко образовывались илы, состоящие из чередования тонких слоев кремнезема и железистых минералов, впоследствии превращенных в железистые кварциты — джеспилиты.

Характер распространения, мощности и слабая изменчивость по простиранию нижнеархейских метаморфических комплексов позволяют делать вывод, что они образовались в очень обширных и однородных прогибах земной коры. Эти прогибы можно считать своеобразными предшественниками геосинклиналей (протогеосинклиналями). В отличие от типичных геосинклинальных трогов, протогеосинклинали были широкими плоскими впадинами, разделявшимися незначительными поднятиями на отдельные части.

Осадочно-вулканогенные толщи нижнего архея достигают огромной мощности (10—12 км и более). Дно первичных бассейнов, где накапливались эти толщи, располагалось в основном на поверхности земной коры, которая по типу строения приближалась в современной океанской коре, но была тоньше. Ранее уже отмечалось, что эта кора легко подверглась разламыванию и дроблению, что способствовало легкому проникновению из глубины магмы, извергавшейся при вулканических процессах на значительных пространствах морского дна.

Отложения, накопившиеся в прогибах, к концу раннего архея подверглись кольской складчатости, гранитизации и метаморфизму. Как уже отмечалось, образование складчатых структур, очевидно, происходило в особых термодинамических условиях, обеспечивающих повышенную пластичность пород.

Значительные по величине очаги гранитоидной магмы возникали за счет как магматической дифференциации, так и переплавления осадочных пород, оказавшихся в условиях воздействия на них высоких температур. Это приводило к образованию вторичных кислых магм. Вероятно, процесс возникновения гранитоидных пород был также результатом метасоматоза осадочных толщ — проникновения из глубины по трещинам и разломам горячих разнообразных магматических продуктов, выносивших воду и вместе с ней соединения щелочных металлов. Последние воздействовали на осадочные толщи и изменяли их минеральный состав на месте без плавления, путем метасоматического замещения.

Метасоматоз и гранитизация могли в конечном счете привести к образованию гранитного расплава с последующим его перемещением и внедрением в вышележащие толщи с образованием интрузивных тел. К концу раннего архея гранитизация проявилась на больших площадях, сложенных дислоцированными осадочными породами. Образовавшиеся при этом гранитные тела поднимались в виде огромных гранитных куполов, вызывая деформацию вмещающих метаморфических пород. Последние также приобретали куполовидную форму залегания. Так образовывались гранито-гнейсовые купола.

Таким образом, в конце раннего архея в результате процессов гранитизации и гранитного магматизма возник мощный гранито-метаморфический слой, на обширных площадях образовалась континентальная земная кора.

### ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Позднеархейский этап охватывает длительный интервал времени (3,0—2,55 млрд. лет) и его можно рассматривать как начальный этап структурной дифференциации земной коры.

Состав атмосферы и гидросферы в позднем архее немногим отличался от раннеархейского. Свободного кислорода по-прежнему не было. Если древнейшие следы жизни в виде бактерий, синезеленых водорослей и грибов существовали еще в раннем архее, то в позднем архее произошло появление первых зеленых растений, в процессе фотосинтеза выделялся кислород. На некоторых участках морского дна, где росли водоросли, могло возникнуть повышенное содержание кислорода («кислородные оазисы»). Отсутствие или незначительное содержание кислорода в атмосфере и морской воде обеспечивало высокую миграционную способность оксидных соединений железа (III) и марганца в морской воде.

После процессов гранитизации в конце раннего архея земная кора, по-видимому, была разделена на участки: 1) подвергшиеся гранитизации, которые стали относительно приподнятыми и, вероятно, выступали из-под уровня моря, и 2) сохранившие прежнее строение и имевшие негранитизированную земную кору океанского типа. Возможно, что эти древние структурные элементы земной коры были разделены зонами разломов.

В позднем архее в условиях растяжения земной коры возникли настоящие геосинклинальные системы, в совокупности образовавшие зеленокаменные пояса. Они состояли из геосинклинальных прогибов и разделявших их поднятий предположительно в виде островных гряд, или в виде крупных устойчивых массивов раннеархейской консолидации. Такие прогибы были местом накопления мощных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. По набору формаций среди них уже выделялись эвгеосинклинали, т. е. пригибы, заложившиеся на коре океанского типа, в которых образовывались вулканогенные и флишевые формации (киватинский комплекс провинции Сьюпириор Северной Америки) и миогеосинклинали, где шло накопление преимущественно терригенных формаций (киватинский комплекс провинции Слейв Северной Америки).

В ряде районов в истории развития зеленокаменных поясов четко намечаются геосинклинальный и орогенный тектонические режимы. Геосинклинальный режим характеризовался развитием геосинклинальных прогибов; в это время преобладали процессы погружения. Орогенный режим характеризовался процессами поднятия и накопления молассовой формации (тимискамингский комплекс Северной Америки, шамвайская серия и комплекс Модис в Южной Африке).

Не исключено, что возникновение настоящих геосинклинальных систем началось еще в раннем архее, т. е. ранее 3,0 млрд. лет назад. Многие исследователи считают, что древнейшие из известных в настоящее время геосинклинальных систем образовались на юге Африки (в пределах Родезийского Трансваальского массивов).

Развитие большинства первых настоящих геосинклинальных систем закончилось в конце архея проявлением кеноранской складчатости, образованием линейных складчатых структур на месте бывших геосинклинальных прогибов, метаморфизмом, обычно не выходящим за пределы зеленосланцевого, и внедрением гранитоидов, в том числе калиевых гранитов. Образовавшиеся складчатые системы были разделены архейскими массивами. Вместе они образовали крупные платформенные структуры — протоплатформы, остовы будущих древних платформ. Размеры протоплатформ в настоящее время установить невозможно, так как в более поздние времена они претерпели раздробление, разрушение и переработку новыми тектоно-магматическими процессами — деструкцию.

Местами в конце архея, вероятно, на жестких массивах раннеархейской консолидации началось образование нижних, древнейших горизонтов чехла, который главным образом был сформирован позднее, в раннем протерозое в пределах протоплатформ и получил название протоплатформенного чехла.

## ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В ПРОТЕРОЗОЕ

Протерозойский эон подразделяют на ранний и поздний протерозой, которые отличаются геологической историей и комплексами горных пород.

## ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

### ТИПЫ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД

Нижепротерозойские комплексы участвуют главным образом в строении древних платформ всех материков вместе с архейскими породами. Среди них выделяют два существенно различных типа. К первому относят метаморфизованные осадочные и вулканические комплексы, сопровождаемые интрузиями; эти складчатые нижепротерозойские комплексы участвуют в строении достаточно широких полос или зон, протягивающихся на большие расстояния и разделенных архейскими массивами, а часто включающих такие же древние массивы небольших размеров. Они имеют геосинклинальную природу, участвуют в строении чаще всего синклиналей или более сложно построенных синклинориев и слагают складчатые системы, ограниченные архейскими массивами.

К совершенно другому типу относят одновозрастные осадочно-вулканические толщи, которые покрывают поверхность фундамента протоплатформ, образуя древнейший протоплатформенный чехол. Они залегают на размытых и выровненных участках архейских массивов, заполняя более или менее глубокие впадины и грабены, и нередко сопровождаются интрузивными телами, в том числе массивами гранитоидов. Породы бывают значительно метаморфизованы, иногда до амфиболитовой фации.

Возраст всех этих отложений определяют по изотопным данным, так как остатки организмов в породах нижнего протерозоя очень редки. Наиболее часто встречаются строматолиты, известные из самых древних слоев нижнего протерозоя Канады и Африки; кроме того встречаются остатки бактерий, спор, водорослей и грибов.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Большие по площади раннепротерозойские складчатые области в составе фундамента древних платформ расположены в пределах Восточно-Европейской платформы и, в частности, на Балтийском щите, на юго-западе Северо-Африканской платформы и Аравийском полуострове. Узкие складчатые системы и зоны располагаются на Канадском щите, а обособленный широкий складчатый пояс вытнут в меридиональном направлении на Южно-Американской платформе.

На Балтийском щите раннепротерозойская Svecofenская складчатая область занимает обширное пространство по обоим берегам Балтийского моря (рис. 43) в пределах Швеции и Финляндии. Под осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы ее продолжение известно к югу от Финского залива в Эстонской ССР. Svecofenская складчатая область сложена комплексом гнейсов, образовавшихся при метаморфиз-

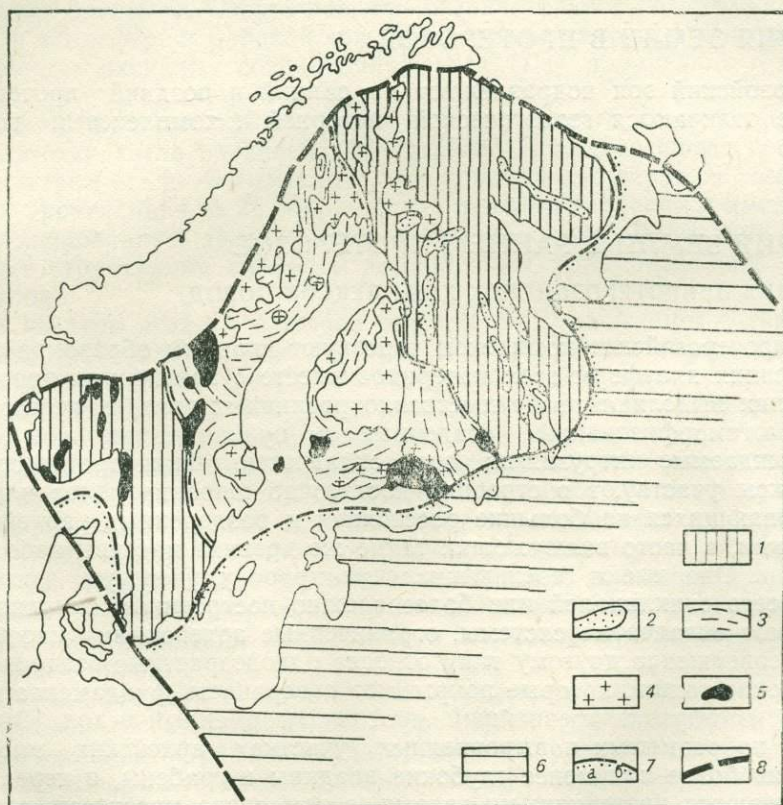


Рис. 43. Схема строения фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах Балтийского щита. По М. В. Муратову (1974 г.), с упрощением

1 — области преимущественного развития архейских метаморфических комплексов (архейские блоки); 2 — нижнепротерозойские комплексы в пределах архейских блоков; 3 — нижнепротерозойские метаморфические комплексы и доорогенные интрузивные породы Svecofenской складчатой области; 4 — нижнепротерозойские синорогенные гранитоиды; 5 — верхнепротерозойские посторогенные гранитоиды; 6 — платформенный чехол в пределах Русской плиты; 7 — граница Балтийского щита (а — на суше, б — в пределах акваторий Белого и Балтийского морей); 8 — граница Восточно-Европейской платформы

ме осадочных глинисто-песчаниковых толщ, кислых и средних вулканических пород, составляющих метаморфическую лептитовую формацию, а также толщами метаморфизованных основных эффузивов. Свекофенский складчатый комплекс образует ряд изогнутых и плане зон или полос, которые разделены крупными гранитоидными массивами, сопровождаемыми по краям полями мигматитов. Его общая мощность достигает 8—10 км. В Свекофенской складчатой области осадочные комплексы были сформированы в системе прогибов, которые образовались в результате разламывания архейского фундамента с возникновением ряда более или менее значительных зон прогибания, разделенных разрывами.

Формирование Свекофенской складчатой области сопровождалось внедрением разнообразных интрузивных пород, образующих местами огромные по площади массивы. Наиболее ранние из них представлены габбро, диоритами и плагиигранитами (1850—1900 млн. лет). Другие связаны с крупными тектоническими движениями и складчатостью в конце свекофенской эпохи (раннего протерозоя). К ним относятся синорогенные гранитные плутоны (1800 млн. лет) и несколько более молодые посторогенные \* плутоны (1740 млн. лет).

С обеих сторон Свекофенскую складчатую область окаймляли в раннем протерозое поднятые архейские блоки фундамента; на северо-востоке Кольско-Карельский и Лапландский, на западе — Южно-Скандинавский. В их пределах архейский фундамент выступал на поверхность, что доказывается налеганием на него в обоих районах осадочных и вулканических пород нижнего протерозоя, представляющих отложения древнейшего чехла, образованного в условиях мелководных бассейнов.

На Северо-Африканской платформе нижнепротерозойские комплексы известны на западе континента к югу от р. Нигер, где они участвуют в строении крупной складчатой Бирримской области примерно меридионального простирания. В строении последней участвует мощный комплекс гнейсов, включающий значительные пачки слюдяных сланцев, кварцитов, вулканических пород основного состава и сопровождаемый основными и ультраосновными интрузивными телами. Все эти породы были сформированы в геосинклинальных условиях и на значительных пространствах подверглись гранитизации и мигматизации. Самый молодой комплекс в описываемой области представлен мощной толщей песчано-глинистых пород и конгломератов, залегающих в отдельных широких синклиналях. Это молассовый комплекс, заполняющий обширные орогенные прогибы, образовавшиеся на послегеосинклинальном орогенном этапе развития Бирримской складчатой области. Этот комплекс сопровождают синорогенные гранитоиды (1850—2030 млн. лет); прорывающие его пегматиты имеют возраст 1645 млн. лет. Как видно, по времени формирования и возрасту интрузий Бирримская складчатая область близка к Свекофенской.

Ограниченные по площади складчатые области раннепротерозойского возраста расположены в юго-западной части Аравийского полуострова. Они представлены мощными толщами осадочно-вулканических пород, согласно залегают на архейских гнейсах, образуют сложные

---

\* Синорогенные — формирующиеся одновременно с процессами орогенеза, посторогенные — формирующиеся после завершения процессов орогенеза.

складчатые структуры, имеющие простирание, близкое к меридиональному, и прорваны крупными массивами гранитоидов.

На Североамериканской платформе, в пределах Канадского щита расположена система узких прогибов, от оз. Атабаска она протягивается на восток к Гудзонову заливу, и пролеживается на п-ове Лабрадор. Нижнепротерозойские породы представлены филлитами, кварцитами и карбонатными образованиями, наряду с ними иногда широко развиты эффузивы основного состава, сопровождаемые телами основных и ультраосновных интрузивных пород. Местами метаморфизм проявляется сильнее, породы превращены в слюдяные сланцы, гнейсы и мраморы. Прогибы большей частью заполнены осадочными комплексами миогеосинклинального типа, которые в отдельных синклинальных структурах сопровождаются продуктами интенсивного вулканизма и представляют собой формации эвгеосинклинального типа. Указанные толщи подверглись складчатости и метаморфизму в конце раннего протерозоя. В зоне этих прогибов по их периферии были образованы крупные тела гранитоидов.

Небольшая обособленная нижнепротерозойская складчатая система расположена в районе оз. Большое Медвежье.

На Южноамериканской платформе раннепротерозойская складчатая область протягивается от нижнего течения р. Ориноко до устья Амазонки. Повсюду нижнепротерозойский комплекс состоит из осадочных и вулканогенных пород разной степени метаморфизма: андезитобазальтовые и спилит-кератофировые породы, амфиболитовые сланцы, кварциты и карбонатные породы, которые сменяются песчано-конгломератовыми толщами молассового типа, основными и кислыми лавами и их туфами, глинистыми сланцами. Все эти комплексы пород сопровождают крупные гранито-гнейсовые тела, имеющие куполообразное строение. Купола в плане имеют округлую или овальную форму и разделены более или менее узкими и изогнутыми синклиналями, сложенными нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами.

Южноамериканская складчатая область, возможно, имеет свое продолжение в Юго-Западной Африке в Бирримской области.

Среди рассмотренных раннепротерозойских складчатых систем и областей отчетливо намечается два типа. Первый представлен глубокими, сложно построенными, достаточно обширными прогибами, которые разбиты на части крупными разломами, осложнены складчатостью и гранитоидными интрузиями. К этому типу можно отнести Свекофенскую, Бирримскую и Южноамериканскую складчатые области, где широко проявились процессы гранитизации и возникли огромные массивы протерозойских гранитов. Эти складчатые области развивались на архейском кристаллическом основании, испытавшем прогибание, дробление и гранитизацию с образованием очагов кислой вторичной магмы.

К другому типу относятся раннепротерозойские складчатые системы Канадского щита и Аравии. Здесь скорее всего происходило дробление архейского фундамента и образование систем узких трогов геосинклинального типа. Развитие их сопровождалось широким проявлением гранитного магматизма, формированием крупных массивов не только в зоне трогов, но и на обширной площади архейского основания.

Одновременно с образованием нижнепротерозойских складчатых метаморфических комплексов, участвующих в строении фундамента древних платформ, на размытой поверхности приподнятых участков архейских блоков происходил процесс формирования комплексов древнейшего протоплатформенного чехла. Резкие различия этих двух комплексов, образовавшихся в одно и то же время, но в разных условиях, выражены очень отчетливо на многих древних платформах.

Отложения протоплатформенного чехла покрывают ограниченные участки платформ, на некоторых из них достигают огромной мощности; они имеют своеобразное распространение и представлены главным образом продуктами размыва архейского кристаллического основания — это преимущественно толщи песчаников с прослоями и пачками конгломератов, глинистых пород и карбонатных отложений. Их сопровождают вулканогенные туфовые и лавовые серии различного состава, а также интрузивные комплексы, представленные массивами габбро, норитов и крупными телами гранитоидов. Породы чехла сильно деформированы, образуют складчатые структуры, системы приразломных складок, слагают ограниченные разломами блоки, моноклинали и т. д.

По условиям залегания, распространения и по возрасту слагающих пород в составе протоплатформенного чехла выделяют два главных комплекса.

Нижний формировался в первой половине раннего протерозоя. Он отличается большим разнообразием осадочных и вулканических толщ, относительно сложной их дислоцированностью с образованием местами слоистых складчато-глыбовых структур и нередко огромной, до нескольких тысяч метров, мощностью. Этот комплекс иногда заполняет огромные приразломные депрессии с различными по составу интрузивными телами, а в других случаях залегает в грабенах. Типичными нижними комплексами протоплатформенного чехла являются удоканская серия в Сибири, трансваальская в Африке, гуронская в Северной Америке, ятулийская в Карелии и Финляндии.

Верхний комплекс отличается более спокойными условиями залегания и более однообразным литологическим составом пород. Чаще всего он представлен толщами песчаников и кварцитов, реже — глинистых пород, которые формировались во второй половине раннего протерозоя. Слагающие его толщи обычно имеют менее значительную мощность, хотя и достигающую иногда многих сотен и даже первых тысяч метров. Верхний комплекс заполняет обычно отдельные более или менее обширные прогибы и грабены. Слагающие его породы залегают спокойно, слабо нарушены, иногда сопровождаются эффузивами, чаще всего базальтами и диабазами и интрузивными телами. Породы бывают слабо метаморфизованы. Типичными верхними комплексами протоплатформенного чехла являются серия Дала в Швеции, вепская на Балтийском щите, серия Рорайма в Южной Америке.

Отложения как нижнего, так и верхнего комплексов протоплатформенного чехла встречаются, как было отмечено выше, совместно с интрузивными образованиями. Особенно характерны для них крупные тела гранитоидов, как, например, граниты рапакиви.

На Восточно-Европейской платформе отложения протоплатформенного чехла широко распространены на Балтийском и Украинском щитах и под рифейско-фанерозойским чехлом Русской плиты.

На Балтийском щите такие отложения встречаются по периферии Свекофенской раннепротерозойской складчатой области и залегают на поверхности окаймляющих ее архейских массивов. В пределах Карелии и Кольского полуострова отчетливо выделяются оба комплекса протоплатформенного чехла. Нижний представлен мощной сариолийской серией (конгломератов), заполняющей эрозионные впадины, и ятулийской серией — преимущественно песчаниковых отложений, кварцитов, вулканитов основного состава, доломитов. Залегание ятулийской серии осложнено системами приразломных складчатых структур и флексур. Верхний комплекс протоплатформенного чехла представлен в Карелии вепской серией: песчаниками, кварцитами и другими породами, имеющими континентальное происхождение.

Западнее, на территории Финляндии и Швеции протоплатформенный чехол имеет значительно большую мощность. По положению и возрасту породы, заполняющие обособленные синклинальные прогибы, осложненные складками, можно, вероятно, сопоставить с обоими комплексами протоплатформенного чехла. Они прорваны в ряде мест крупными массивами гранитов, сходных с рапакиви, изотопный возраст которых равен 1650 млн. лет.

В пределах Русской плиты и Украинского щита к нижнему комплексу протоплатформенного чехла относятся курская, оскольская и криворожская серии. В районе КМА севернее Харькова отложения курской и вышележащей оскольской серий слагают узкие зоны, вытянутые в северо-западном направлении, и трансгрессивно перекрывают гранито-гнейсовое основание. Они представлены разнообразными терригенными породами, филлитами, доломитами в нижней части разреза, филлитами, амфибол-биотитовыми и другими сланцами с прослоями магнетитовых кварцитов — в верхней части. Расположенная восточнее на значительной площади серия эффузивных пород относится к верхней части протоплатформенного чехла. Продолжением протерозойских структур района КМА являются структуры Криворожского железорудного бассейна Украины.

На Сибирской платформе в различной степени метаморфизованные породы древнейшего раннепротерозойского чехла распространены на юге, где выполняют две большие депрессии и ряд мелких грабенов. Общая мощность отложений, заполняющих Кодаро-Удоканский прогиб, превышает 10 км. Нижняя часть разреза представлена слюдястыми сланцами и кварцевыми песчаниками с единичными прослоями мраморов. Их сменяют сверху песчаники и алевролиты, карбонатные породы и мелкогалечные конгломераты. Залегание комплекса осложнено простыми брахиформными складками и структурами более сложного строения. Последние связаны с зонами разломов, погребенных под протоплатформенным чехлом, и с участками широкого развития гранито-гнейсовых куполов. Вероятно, первичная складчатая структура усложнилась благодаря внедрению кислой магмы, давшей начало огромному гранитоидному лополиту.

К востоку от Кодаро-Удоканского прогиба расположен ряд грабенообразных впадин, заполненных гораздо менее мощными песчаниками удоканской серии. Более мощный комплекс нижнепротерозойских пород заполняет глубокий прогиб на Патомском нагорье.

Для нижнепротерозойских отложений этих регионов характерно присутствие в низах разреза продуктов переотложения древней коры выветривания, а выше — продуктов размыва архейских пород. Все эти

отложения относятся в основном к нижней части чехла, а породы верхней его части распространены здесь гораздо меньше.

На Индостанской платформе породы протоплатформенного чехла распространены в обширной, вытянутой с севера на юг от г. Дели к побережью Аравийского моря складчатой системе, которая сложена глинисто-песчаниковыми образованиями и мраморами нижнего протерозоя. Все эти породы заполняют ряд грабенообразных прогибов и образуют крутые складки. В этих прогибах часто встречаются и основные эффузивы, которые, как и прочие породы, метаморфизованы до хлоритовой, а местами до амфиболитовой фации. Общая мощность превышает 6 км.

На Северо-Африканской и Южно-Африканской платформах и тесно связанной с ними Аравийской плите известны оба комплекса протоплатформенного чехла. Наиболее широко и полно они представлены на юге Африки в Трансваале, где развита мощная толща отложений, которая может считаться классическим примером протоплатформенного чехла. В его строении принимают участие пять мощных серий осадочных вулканических пород.

Нижняя серия Доминион-Риф налегает непосредственно на гнейсы архейского основания (рис. 44); она представлена вулканическими породами преимущественно кислого состава с пачками кварцита, глинистых сланцев и конгломератов. Мощность этих отложений около 0,3 км, возраст 2800—2700 млн. лет.

Указанную толщу пород трансгрессивно перекрывает серия Витватерсранд, состоящая из чередующихся глинистых сланцев и кварцитов с отдельными прослоями конгломератов. Среди последних присутствуют конгломераты значительной мощности, которые относят к древнейшим ледниковым образованиям (тиллитам). Известны в этой серии прослои доломитов и основных лав; мощность серии более 8 км.

На размытой поверхности серии Витватерсранд залегают вулканические породы серии Вентерсдорп. В ней преобладают базальты, андезиты и их туфы и туфобрекчии; присутствуют кварцевые порфиры, а также конгломераты, песчаники и глинистые породы, образующие отдельные пачки и прослои. Мощность этой серии достигает 3 км.

С четко выраженным несогласием выше залегают серия Трансвааль. Морские отложения этой серии распространены в обширной впадине, смещенной на север по сравнению с впадиной, заполненной отложениями

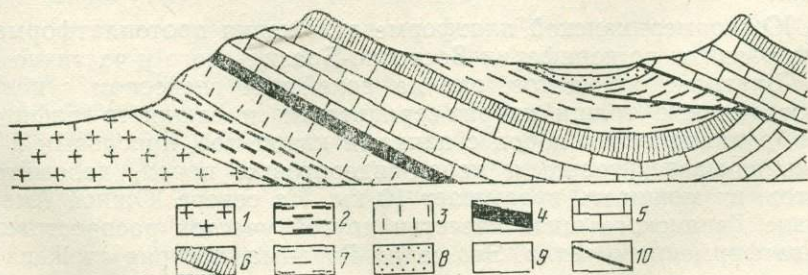


Рис. 44. Разрез протоплатформенного чехла в Трансваале

1 — древний гранит; 2 — кварциты и сланцы серий Доминион-Риф и Витватерсранд; 3 — кислые лавы серии Вентерсдорп; 4—7 — серия Трансвааль (4 — кварциты, 5 — доломиты, 6 — железистые кварциты, 7 — сланцы); 8—9 — серия Ватерберг (верхний протерозой); 8 — кварциты, 9 — песчаники; 10 — разлом (поверхность надвига)

ми серии Витватерсранд. В отложениях нижней части серии Трансвааль широко развиты кварциты, в средней — доломиты с прослоями кремнистых сланцев и джеспилитов, в верхней — аргиллиты и кварциты, андезитовые лавы. Все эти породы слабо дислоцированы и прорваны огромным Бушвельдским интрузивным телом, состоящим из различных пород от норитов до гранитов; последние слагают основную верхнюю часть интрузии, возраст которой 2000—1900 млн. лет.

Самая верхняя серия Ватерберг залегает резко несогласно на подстилающих породах (в том числе и на интрузивных породах, прорывающих серию Трансвааль). Она представлена континентальными красноцветными песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, пачками глинистых пород, изредка лавами и туфами основного и среднего состава.

В охарактеризованном разрезе нижнего протерозоя Трансвааля хорошо выражены оба комплекса протоплатформенного чехла. Четыре нижние серии отвечают мощному и дислоцированному нижнему комплексу; верхнему соответствует залегающая спокойно серия Ватерберг. Оба комплекса чехла широко распространены в других частях Африки, но далеко не так полно и не такой мощности: по берегам оз. Танганьика, на западе континента от Анголы до Кот-Дивуара, а также на Аравийском полуострове.

На Североамериканской платформе в пределах Канадского щита главный район распространения отложений протоплатформенного чехла расположен по берегам озер Гурон и Верхнее на территории Канады. Здесь они представлены надсерией Гурон: песчаники, гравелиты и глинистые сланцы с прослоями валунных конгломератов — тиллитов. На юге слои сильно складчаты и породы метаморфизованы до амфиболитовой фации, к северу метаморфизм и мощность уменьшаются. Западнее нижний протерозой представлен надсерией Анимики, состоящей из песчаников, кварцитов, конгломератов, глинистых и карбонатных пород. В указанных районах нижнепротерозойские породы смяты в складки и прорваны разновозрастными интрузиями. Мощность их непостоянна и увеличивается на юге до 4—5 км.

На севере Канады по берегам Большого Невольничьего озера в глубокой депрессии залегает мощный, резко выклинивающийся к югу комплекс песчано-глинистых отложений нижнего протерозоя с прослоями лав. Подобные образования известны у оз. Атабаска и в ряде других мест.

На Южноамериканской платформе отложения протоплатформенного чехла развиты по периферии Восточно-Бразильского и частично Центрально-Бразильского щитов, где на архейском гнейсовом основании залегают мощные толщи хлорит-серицитовых и слюдисто-графитовых сланцев, вулканических пород с пачками кварцитов, прослоями и линзами кварц-магнетитовых и кварц-сидеритовых пород, доломитов и сидеритов, их мощность превышает 10 км. На севере Южной Америки на западе Гвианского щита известен другой участок распространения протоплатформенного чехла. Это серия Рораима, которая сложена тонкозернистыми песчаниками с прослоями кремнистых пород с пластовыми телами и дайками яснокристаллических базальтов (долеритов). Серия Рораима залегает на архейском основании практически горизонтально; мощность ее около 2 км, возраст 2000—1700 млн. лет. Судя по всему это элемент верхнего комплекса протоплатформенного чехла.

Мощные нижнепротерозойские протоплатформенные образования известны на севере Австралийской и в ряде мест на Антарктической платформе, где они представлены вулканогенно-осадочными, часто значительно метаморфизованными образованиями.

#### РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Раннепротерозойский этап (2,55—1,65 млрд. лет) можно рассматривать как начальный этап параллельной эволюции структур с платформенным и геосинклинальным эндогенными режимами развития. Состав атмосферы и воды океанов раннего протерозоя, вероятно, мало отличался от позднеархейского.

Наряду с накоплением вулканогенных пород и туфолавовых толщ продолжалось формирование песчано-глинистых и карбонатных пород, главным образом доломитов, а также железисто-кремнистых пород.

Осадконакопление и формирование осадочных и вулканических толщ в раннем протерозое происходило в достаточно различных условиях, главным образом на дне морских бассейнов, а также на поверхности континентальных массивов. Осадочно-вулканические породы формировались в основном в раннем протерозое: 1) в системах геосинклинальных прогибов, 2) на поверхности разделявших их архейских массивов, 3) на дне древних океанов.

Как видно из приведенного обзора, нижнепротерозойские образования во многих районах представлены мощными толщами метаморфизованных осадочных и вулканических пород, которые сильно смяты в складки. Эти комплексы участвуют в строении длинных узких складчатых систем, в которых удается выделить два различных комплекса, разделенных несогласием: нижний, более мощный и складчатый (геосинклинальный), и верхний, залегающий спокойнее и часто представленный молассовой формацией (орогенный). Оба они прорваны интрузиями изверженных пород, среди которых более древними являются основные (габброиды), более молодыми кислые (гранитоиды).

По характеру формаций, складчатых структур и интрузивных пород нижнепротерозойские складчатые комплексы и слагаемые ими системы могут быть отнесены к настоящим складчатым областям. В частности, строение, характерное для геосинклиналей, имеют Свекофенская, Биримская и другие области.

В системах геосинклинальных прогибов накопление осадков происходило на дне впадин, в которых сначала, видимо, отсутствовал гранитно-метаморфический слой материковой земной коры, а на дне выступал базальтовый слой коры. Лишь в ходе развития самих впадин происходило накопление в них мощных толщ осадочно-вулканических пород, проявление складчатости и метаморфизма, внедрение гранитных интрузий; создавался гранитно-метаморфический слой коры. Наличие конгломерато-песчаниковых толщ орогенного комплекса указывает на формирование горных гряд после завершения геосинклинального процесса.

На орогенном этапе обстановка изменилась: существовал расчлененный рельеф поверхности, происходил размыв горных гряд и накопление материала в отдельных плоских впадинах.

Местами нижнепротерозойские комплексы представлены относительно слабометаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами,

образующими пологие складки. Эти комплексы участвуют в строении протоплатформенного чехла на архейских массивах. Здесь отложения накапливались в грабенообразных или пологих обширных впадинах куда шел снос размытого материала и где формировались также продукты деятельности вулканов, приуроченных к системам разломов в фундаменте этих массивов. Здесь существовали мелководные морские бассейны, озера, субаэральные обстановки. Не исключено, что на наиболее поднятых участках массивов существовал ледниковый покров.

Можно только предполагать, что отложения нижнего протерозоя формировались и в условиях обширных океанов. Возможно, что они были похожи на древнейшие архейские комплексы и состояли из вулканических пород основного состава, реже осадочных пород (например, железистых кварцитов).

К концу раннего протерозоя геосинклинальные области и системы, кроме образующих Внутриафриканский и Бразильский пояса, закончили свое развитие. Они подверглись складчатости и метаморфизму, были пронизаны интрузиями, гранитизированы и превратились в складчатые области и системы, которые спаяли отдельные массивы в единый складчатый кристаллический фундамент всех древних (дорифейских) платформ. Вместе с тем, в течение рассматриваемого этапа происходило образование протоплатформенного чехла на поверхности архейских массивов из осадочных и магматических пород. При этом в ряде случаев сначала возникли грабены (аналоги авлакогенов), другие изолированные впадины, а затем уже собственно покровные отложения чехла и сопровождавшие их интрузии.

Таким образом, для этого этапа характерно платформенное и геосинклинальное накопление осадочных и вулканических комплексов, два основных типа процессов образования осадочных и вулканических формаций.

Раннепротерозойская история пространств, разделявших древние платформы, и современных океанических впадин пока не известна. Скорее всего пространства геосинклинальных поясов являлись в то время областями с океаническим типом строения земной коры.

## ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

### ТИПЫ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД

Комплексы пород верхнего протерозоя отличаются от нижнепротерозойских значительно более широким распространением в пределах материков. Они участвуют в строении всех складчатых поясов и присутствуют на всех древних платформах. В складчатых поясах они входят в состав основания молодых платформ, обнажаясь в срединных массивах и ядрах антиклинорий в пределах выступов фундамента. На древних платформах они участвуют в строении осадочного чехла и представлены выдержанными по составу и мощности на больших площадях толщами слабо метаморфизованных песчано-глинистых и карбонатных пород, иногда с прослоями вулканических образований. Мощность верхнепротерозойских комплексов на древних платформах меньше, чем в складчатых областях, но в отдельных впадинах все же достигает нескольких тысяч метров.

Комплексы верхнего протерозоя отличаются от нижнепротерозойских частым присутствием карбонатных пород, содержащих строматолиты и остатки растительного микропланктона, которые с успехом используют для разработки стратиграфии верхнего протерозоя. В отложениях рифея встречаются следы деятельности многоклеточных животных, а в вендских образованиях — ископаемые остатки мягкотелых животных.

Как отмечалось, верхний протерозой расчленяют в Советском Союзе на две резко неравные по объему части — рифей и венд. Внутри рифея выделяют четыре стратиграфические единицы, большинство которых превышает эратемы фанерозоя (см. табл. 3).

Комплексы пород верхнего протерозоя наиболее разнообразны в пределах складчатых поясов. Здесь присутствуют осадочно-вулканогенные толщи, сформированные как в типичных геосинклинальных и орогенных условиях, так и в близких к платформенным, которые существовали на срединных массивах.

Среди геосинклинальных комплексов можно выделить эвгеосинклинальный (собственно геосинклинальный) и миогеосинклинальный типы. Эвгеосинклинальный комплекс состоит обычно из чрезвычайно мощных серий вулканических пород основного состава (лав, туфов), кремнистых пород, чередующихся с граувакковыми песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, яшмовидными породами. В зонах сильного метаморфизма эти породы превращены в гнейсы и амфиболиты; в зонах слабого метаморфизма преобладают хлорит-серицитовые сланцы. Здесь же (обычно в верхних частях разрезов) встречаются вулканические породы среднего состава, песчано-глинистые и карбонатно-глинистые толщи. Все они заполняют крупные, вытянутые на сотни километров, но сравнительно узкие геосинклинальные прогибы-троги, превращенные позднее в синклиории.

Миогеосинклинальные комплексы представляют собой мощные серии осадочных пород, лишенные или почти лишенные вулканических продуктов. В каждой такой серии закономерно сменяются песчаные (внизу), глинистые (в середине) и карбонатные породы (вверху), которые образуют как бы единый гигантский ритм. Такая смена пород связана с тем, что накопление началось одновременно с энергичным сносом песчаного материала; этот процесс, постепенно затухая, сменялся накоплением глинистых и, наконец, карбонатных осадков, которые формировались уже в условиях отсутствия сноса терригенных продуктов в морской бассейн. Вероятно, образование этих ритмов связано или с затухавшими поднятиями земной коры, или с постепенным разрушением горных сооружений, которые поставляли все меньше обломочного материала в бассейн осадконакопления.

Меньшим распространением среди верхнепротерозойских комплексов пользуются молассы, чаще всего встречающиеся в самой верхней части рифея и в венде. Это время (поздний рифей и венд) относят к орогенному этапу развития позднепротерозойских складчатых систем. Мало известны формации краевых прогибов; чаще распространены формации межгорных впадин.

В составе чехла древних платформ верхнепротерозойские отложения часто образуют два различных комплекса. Более древний из них, относящийся к рифею, заполняет глубокие грабенообразные впадины в фундаменте платформ. Отложения вендской серии покрывают более широкие площади и образуют настоящий платформенный чехол.

В пределах Урало-Монгольского пояса верхнепротерозойские отложения распространены очень широко и их стратиграфия во многих районах детально изучена. Принятое стратиграфическое расчленение верхнепротерозойских комплексов было разработано на основе разрезов на западном склоне Южного Урала, где Н. С. Шатский установил в 1945 г. рифейскую группу. Здесь морские верхнепротерозойские отложения представлены очень полно, достигают большой мощности (до 15 км) и характеризуются четко выраженной последовательностью разделенных несогласиями различных по составу серий горных пород (см. табл. 3).

Нижняя, бурзянская серия представлена в основании песчано-глинистыми породами с прослоями основных эффузивов. Их покрывают доломиты, глинистые сланцы, известняки и магнезиты с прослоями сидеритовых руд.

Юрмантинская серия начинается толщей конгломератов, песчаников и кислых вулканических пород, которые отлагались только в отдельных глубоких депрессиях и ложбинах. Выше залегают более широко распространенные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и карбонатные породы.

Еще выше находится каратауская серия; в ее низах распространены красные песчаники и мергели, которых сменяют светлые песчаники и доломиты.

Кудашская серия местами несогласно перекрывает каратаускую; в ее нижней части залегают известняки и доломиты, а в верхней — песчаные и глинистые породы. Эта серия венчает рифейский разрез.

Самые верхи верхнепротерозойского разреза на Южном Урале выделяют в ашинскую серию, которая имеет уже вендский возраст. Эта серия начинается песчаниками и конгломератами, а ее верхние горизонты сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, местами с пачками конгломератов; некоторые из них имеют ледниковое происхождение. Мощность отложений составляет для бурзянской серии около 5500 м, юрмантинской — до 5000 м, каратауской 4000 м, кудашской — более 600 м, ашинской — до 2000 м.

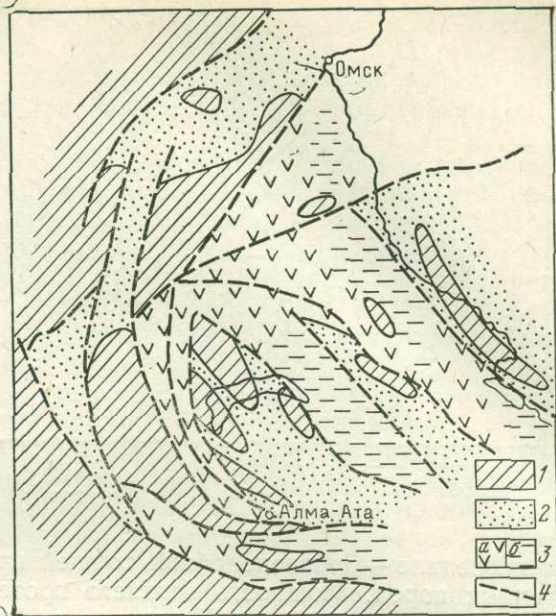
Более сильно метаморфизованные породы, слагающие сложно-складчатые структуры, выделяют в пределах центральной и восточной части Урала. Эти серии отличаются от распространенных на Западном склоне Урала и значительной ролью вулканических пород. Поэтому их относят к эвгеосинклинальным образованиям, а толщи Западного склона Урала — к миогеосинклинальным.

Рифейские складчатые толщи слагают Тиманский кряж, полуострова Канин и Рыбачий, о-в Кильдин, а также находятся под чехлом более молодых пород в пределах Печорской низменности.

Значительная мощность и разнообразие состава имеют верхнепротерозойские комплексы Центрального Казахстана и Тянь-Шаня (рис. 45). В Казахстане в составе рифея и венда выделяют ряд серий. В одном из наиболее глубоких и длительно развивавшихся прогибов (Ерментауско-Чуилийском) весь комплекс верхнего протерозоя представлен типичной для эвгеосинклиналей толщей вулканогенных (диабазов), яшмо-кварцитовых и кремнистых пород, хлорит-серицитовых сланцев общей мощностью до 10 км. Осадочно-вулканогенными породами, слагающими толщи большой мощности, представлен верхний про-

Рис. 45. Палеотектоническая схема Центрального и Восточного Казахстана (средний рифей)

1 — срединные массивы, области размыва; 2 — срединные массивы, покрытые мелким морем; 3 — геосинклинальные прогибы, заполнявшиеся вулканогенными (а) и песчано-глинистыми (б) отложениями; 4 — главные разломы



терозой в геосинклинальном прогибе, протягивавшемся от Байконура в Малый Каратау и далее в пределы Терской-Алатау.

В раздвигавшемся эти две зоны опусканий Кокчетавском массиве обнажены гнейсы нижнего протерозоя, на размывтой поверхности которых лежат верхнепротерозойские кварцево-сланцевые сланцы с обломочными цирконами, имеющими возраст около 1000 млн. лет.

В Алтае-Саянской области (рис. 46) верхнепротерозойские отложения представлены главным образом вулканогенно-терригенными геосинклинальными комплексами большой мощности. Эти отложения обнажаются сейчас в пределах крупнейших антиклинорий, хотя первоначально отлагались в глубоких геосинклинальных прогибах.

На Енисейском крае отложения верхнего протерозоя достигают мощности 10—12 км и развиты в двух различных зонах — западной и восточной. В западной зоне присутствуют вулканические породы, в восточной они отсутствуют. Рифейские отложения здесь налегают на кристаллические сланцы архея и нижнего протерозоя.

В Прибайкалье и Забайкалье обширные площади развития верхнепротерозойских отложений охватывают побережья оз. Байкал, Патомское и Витимское нагорья. Рифейские отложения образуют здесь сложную складчатую область, которая послужила образцом для установления Урала — к миогеосинклинальным.

Рифейские и вендские отложения Байкальской области имеют сложное строение и достигают огромной мощности. Здесь выделяют два типа разрезов. В окраинной части области в узких длинных синклинориях хорошо представлен рифей. В основании рифейского разреза находятся гравелиты и конгломераты, а выше кварц-полевошпатовые песчаники, кварциты, черные графитсодержащие филлиты с редкими горизонтами известняков и доломитов. В средней и верхней частях разреза песчаники, чередующиеся с карбонатными сланцами и доломитами, сменяются мощными темными доломитами и известняками,

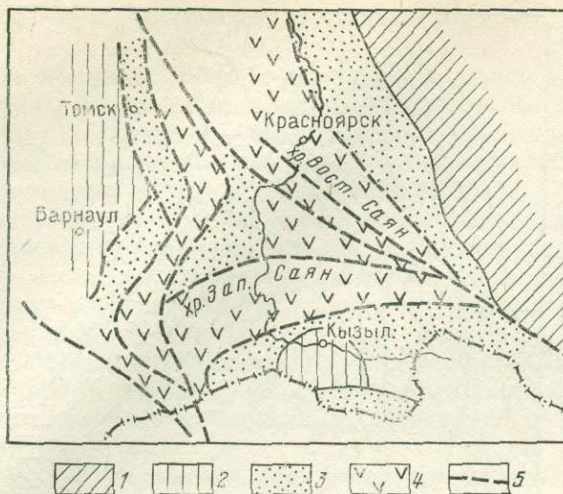


Рис. 46. Палеотектоническая схема Алтае-Саянской области (средний рифей)

1 — Сибирская древняя платформа; 2 — срединные массивы; 3 — части платформ и срединных массивов, покрытые мелким морем; 4 — геосинклинальные прогибы, заполнявшиеся вулканогенно-осадочными отложениями; 5 — главные разломы

а последние — флишеподобной толщей преимущественно тонких терригенных пород. Мощность верхнего протерозоя в этих районах значительно превышает 3 км. В некоторых северных прогибах этой окраинной зоны выше залегает толща известняков и доломитов светлой окраски с рифейскими строматолитовыми постройками мощностью до 2000 м. На рифейских несогласно залегают отложения, представленные грубозернистыми пестроцветными песчаниками и алевролитами с линзами гравелитов и конгломератов, которые кверху сменяются пестроцветными песчаниками и глинистыми сланцами, доломитовыми мергелями с прослоями ангидритов. Эти отложения представляют собой вендский молассовый комплекс, который формировался на орогенном этапе развития.

Во внутренней зоне Байкальской складчатой области разрез рифея имеет типично геосинклинальный характер. В основании залегают песчаниковые толщи нижнего рифея, чередующиеся с основными эффузивами, туфами и кремнисто-карбонатными породами, содержащими линзы пород с магнетитом и гематитом. Средний рифей представлен песчано-глинистыми и карбонатными породами, чередующимися с вулканогенными. Верхний рифей состоит из черных известняков, доломитов, кремнистых сланцев и кислых эффузивов. Все эти отложения прорваны массивами гранитоидов, которые формировались до начала венда. Молассовые толщи орогенного вендского комплекса заполняют отдельные впадины и грабены внутренней зоны и представлены песчаниками, гравелитами, конгломератами и глинистыми сланцами мощностью до 6 км.

В Средиземноморском поясе верхнепротерозойские складчатые комплексы слагают основание всех более молодых складчатых структур. Они выступают в ядрах антиклинорий в областях как палеозойской (герцинской), так и кайнозойской (альпийской) складчатости; слагают многочисленные срединные массивы на всем протяжении пояса от Западной Европы до Афганистана. Во Франции (Армориканский и Центральный срединные массивы) верхнепротерозойский комплекс представлен толщей аспидных сланцев, песчаников, эффузивов и кремнистых пород, достигающей огромной мощности до 12 км. Верхнепротерозойские

терозойские породы слагают Чешский массив, выступают на поверхность в Шварцвальде, Вогезах, Тюрингенском Лесу, свидетельствуя, что аналогичное основание, прикрытое осадочным чехлом, широко распространено на всем пространстве между Чешским массивом и Центральным массивом Франции.

Во внутренней части Альп протерозойское основание выступает на обширных площадях; оно представлено гнейсами, различными кристаллическими сланцами и слагает многие массивы, так же как и на Балканском полуострове. Верхнепротерозойские комплексы формируют значительную часть Южных Карпат, Южной Добруджи, где они представлены зелеными сланцами, массивы Малой Азии и Малого Кавказа. На территории Ирана установлено складчатое метаморфическое основание, сложенное породами рифейского возраста.

В пределах Атлантического пояса — на северо-западе Европы и на о-вах Шпицберген — верхнепротерозойские отложения образуют основание складчатых структур, выступают на поверхность в нескольких местах и представлены различными кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами. На востоке Гренландии известны мощные терригенные толщи рифея и карбонатные — венда. В Аппалачах в ядре центрального антиклинария обнажены эффузивы основного и кислого состава, изменившиеся в зеленокаменные породы, а также кристаллические сланцы верхнего протерозоя.

В Арктическом поясе лишь по косвенным данным предполагают наличие мощных верхнепротерозойских пород под палеозойскими складчатыми отложениями.

В Тихоокеанском поясе имеется много метаморфизованных комплексов верхнего протерозоя. На востоке Азии они известны в пределах срединных массивов; в центральной части геосинклинальных складчатых зон они не установлены. На срединных массивах от Чукотки до п-ова Корея, а возможно до юго-востока КНР, верхний протерозой представлен терригенными, карбонатными и вулканогенными породами, претерпевшими зеленокаменные изменения.

На юге Австралии (горы Лофти и Флиндерс) верхний протерозой представлен мощной толщей разнообразных терригенных пород с прослоями карбонатов. Выше залегают тиллиты и послеледниковые озерные ленточные глинистые сланцы. Еще выше расположена толща терригенных пород, которая заканчивается пачкой кварцитов с богатейшим комплексом остатков вендских бесскелетных организмов (эдиакарская фауна). Мощность миогеосинклинального комплекса верхнего протерозоя достигает 14 км.

На о-ве Тасмания отложения верхнего протерозоя представлены кварцитами, филлитами, амфиболитами, гранатовыми сланцами мощностью до 8 км. Эта толща считается эвгеосинклинальной; она, вероятно, протягивается на север в пределы Австралийского континента.

В Северной Америке верхнепротерозойские комплексы участвуют в строении складчатых структур центральной части Скалистых гор, где они представлены песчаниками, карбонатными породами невысокой степени метаморфизма и реже метаморфическими сланцами. В отдельных местах среди этих пород встречаются прослой хлоритовых и эпидотовых сланцев, которые образовались в результате метаморфизма лав и туфов; такие разрезы известны, например, на Аляске.

На северо-западе Южной Америки верхний протерозой представлен гнейсами, хлоритовыми и эпидотовыми сланцами. Южнее известны

главным образом сильно метаморфизованные осадочные породы верхнего протерозоя; только местами среди них встречаются пачки вулканогенных пород. Верхнепротерозойские комплексы метаморфических пород участвуют в строении отдельных складчатых систем на востоке Южной Америки. Ряд таких складчатых систем, образующих Бразильский пояс, протягиваются широкой полосой от устья Амазонки в пределы Уругвая. Здесь среди архейских массивов и складчатых структур нижнего протерозоя расположены прогибы, заполненные кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами и основными эффузивами верхнего протерозоя. Все эти породы прорваны гранитными интрузиями. С несогласием на них залегает толща орогенного комплекса: кварциты, филлиты, известняки и доломиты, образующие более пологие и крупные складки. Возраст последней складчатости около 550 млн. лет; это значит, что Бразильский пояс закончил свое развитие в конце позднего протерозоя.

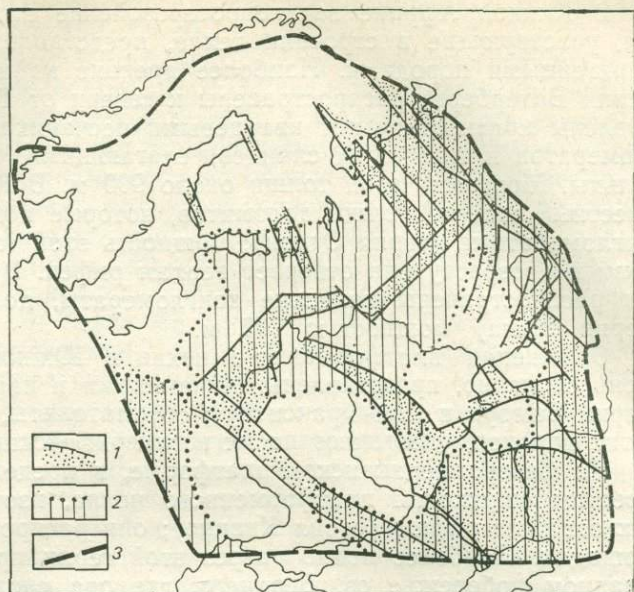
В пределах Африки верхнепротерозойские комплексы формируют складчатые системы и, возможно, участвуют в строении складчатого (Внутриафриканского) пояса, который вытянут на севере вдоль берегов Красного моря и продолжается от оз. Виктория к берегам юга Западной Африки. В северо-восточной части этого пояса верхнепротерозойские породы образуют мощный геосинклинальный комплекс хлорит-серицитовых и амфиболовых сланцев, диабазов, туфов и кремнистых пород, подвергшихся складчатости и прорванных гранитными интрузиями. Выше их сменяют молассовые толщи конгломератов, кварцитов, песчаников и глинистых сланцев, заполняющих глубокие межгорные впадины орогенного этапа развития. В юго-западной части пояса также распространены мощные толщи песчаников, диабазов, кремнистых пород, глинистых сланцев с пачками доломитов. На эти смятые в складки породы налегает серия глинисто-карбонатных сланцев и доломитов орогенного комплекса.

#### КОМПЛЕКСЫ ЧЕХЛОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

На Восточно-Европейской платформе верхнепротерозойские отложения широко распространены в составе платформенного чехла. Самые древние, нижнерифейские слои залегают в основании осадочного чехла на восточной и западной окраинах платформы, а в ее центральной части они выстилают дно наиболее глубоких грабенообразных впадин — авлакогенов (рис. 47). В низах нижнего рифея обычно развиты грубые терригенные красноцветы континентального генезиса; выше появляются темные аргиллиты с прослоями песчаников и доломитов. Местами известны и вулканогенные нижнерифейские породы — лавы и туфы основного состава. Отложения среднего рифея распространены по периферии платформы и в ее центральной части более широко, чем нижнерифейские. Они обычно представлены чередующимися красноцветными аргиллитами и песчаниками с прослоями доломитов. Как и в подстилающих породах, иногда здесь встречаются прослой лав и туфов основного состава. Верхнерифейские толщи хорошо известны в наиболее опущенной области восточной окраины платформы, заполняют авлакогены. Они представлены различными песчаниками, аргиллитами, в верхней части — светлыми доломитами и известняками. Мощность рифея на Восточно-Европейской платформе местами достигает 3,5 км.

Рис. 47. Распространение рифейских и вендских отложений на Восточно-Европейской платформе

Области развития: 1 — рифейских, 2 — вендских отложений; 3 — граница платформы



Вендские отложения на платформе подразделяют на две толщи, распространенные по-разному. Нижняя, как и подстилающие ее рифейские толщи, присутствуют главным образом в авлакогенах; верхняя (валдайская серия) развита на широких пространствах платформы, заполняет синеклизы и слагает основание осадочного чехла. Венд представлен разнообразными терригенными, преимущественно песчано-глинистыми породами, среди которых есть прослой вулканогенных пород — диабазов. Общая мощность вендских отложений платформы достигает 800 м.

На Сибирской платформе отложения верхнего протерозоя, начиная с самых древних, распространены на более обширных площадях, чем на Восточно-Европейской платформе. Покрывая почти всю территорию первой, они выступают на поверхность на Анабарском щите, Оленекском поднятии и на юго-востоке платформы. Эти отложения представлены серыми и красными кварцевыми песчаниками, доломитами, алевролитами, аргиллитами и другими породами. Мощность их достигает 3 км.

На Индостанской платформе достаточно широко распространены отложения, отвечающие главным образом среднему и верхнему рифею (серия Виндхья). Они представлены в нижней части разреза глинистыми сланцами, известняками, глауконитовыми песчаниками, в то время как верхняя большая часть сложена кварцитовидными песчаниками и глинистыми сланцами. Мощность около 5,5 км.

Отложения верхнепротерозойского чехла покрывают обширные пространства Северо-Африканской платформы. В составе чехла выделяют: конгломераты, песчаники, лавовые покровы, глинистые сланцы, а в верхней части — доломиты со строматолитами. В Центральной Африке верхнепротерозойские песчано-глинистые отложения и доломиты заполняют всю среднюю часть глубокой и обширной синеклизы Конго и выступают на поверхность по ее периферии.

В Южной Африке верхнепротерозойские платформенные отложения, участвующие в строении чехла, представлены преимущественно терригенными породами. Наиболее древние из них — нижнерифейские (серия Ватерберг) распространены к северу от Трансвааля; они представлены красноцветными кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов и глинистых сланцев, слагающими отдельные небольшие мульды. Мощность этой толщи около 900 м. В Юго-Западной Африке известны мощные толщи доломитов, которые подстилаются красными конгломератами (серия Отави); мощность этой толщи пород достигает 3 км; по возрасту она отвечает верхам рифея. В бассейне р. Оранжевая распространены вендские конгломераты, доломиты и известняки (серия Нама) мощностью 900 м.

Отложения платформенного чехла в Южной Америке залегают очень спокойно, представлены песчаниками и карбонатными породами (серии Бамбуи и Сан-Франсиску); строматолиты, которые встречаются в этих породах, указывают на их позднерифейский и вендский возраст.

На Североамериканской платформе, в пределах Канадского щита известны отложения платформенного чехла, изотопный возраст которых отвечает рифею (серия Кивино); они распространены на больших площадях. Наиболее полно разрез этой серии представлен на северо-западном побережье оз. Верхнего, где она сложена красноцветными песчаниками с прослоями конгломератов, вулканических пород с пластовыми интрузиями. Мощность серии Кивино до 7 км.

На Северо-Китайской платформе верхнепротерозойские отложения в основном представлены карбонатными породами и прежде всего доломитами, только нижняя часть их (отвечающая нижнему рифею) и верхняя (отвечающая венду) — преимущественно терригенными песчаными породами. Как и на Восточно-Европейской платформе аналоги рифея заполняют только авлакогены, а аналоги венда значительно шире распространены в основании осадочного чехла.

## ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Позднепротерозойский этап (1,65—0,58 млрд. лет) является временем возникновения и развития всех больших геосинклинальных поясов: Тихоокеанского, Средиземноморского, Атлантического, Урало-Монгольского и Арктического. Два более древних малых пояса, возникших в раннем протерозое — Внутриафриканский и Бразильский — продолжали развиваться в течение позднего протерозоя и закончили свое развитие к его концу. К началу этапа уже был сформирован фундамент древних платформ, а в позднем протерозое начал формироваться осадочный чехол этих платформ.

В составе атмосферы углекислый газ в начале этапа еще играл значительную роль; к концу этапа его количество сильно уменьшилось и состав атмосферы стал азотно-кислородным, существующим до настоящего времени. Считают, что благодаря процессам фотосинтеза к началу венда количество кислорода в атмосфере Земли увеличилось и достигло примерно 1%, а в воде океанов уменьшилось содержание углекислоты. Выделявшиеся при вулканических процессах сера и сероводород при наличии кислорода образовали сульфаты. Начался процесс постепенного обогащения морской воды сульфатами и вытеснения  $\text{CO}_2$  в осадок. Хлоридно-карбонатная по составу вода океанов в те-

чение позднего протерозоя постепенно преобразовалась в хлоридно-карбонатно-сульфатную (по Н. М. Страхову).

В составе осадочных комплексов наряду с вулканогенными и песчано-глинистыми отложениями огромное значение приобрели карбонатные породы, главным образом доломиты, а в конце этапа и известняки. Эти породы на платформах и в миогеосинклиналях достигают огромной мощности и значительного разнообразия. Преимущественно это химические осадки, однако во второй половине позднего протерозоя существенную роль начали играть органогенные, главным образом строматолитовые известняки. Железистые кварциты были широко распространены в геосинклинальных областях в рифее, но к концу венда они постепенно исчезли. Такое же распространение имели кремнистые породы; появились фосфориты, образующие в позднем рифее Азии и Северной Америки пластовые залежи.

Условия формирования перечисленных выше геосинклинальных комплексов, а также их роль в истории тектонического развития складчатых поясов были различны в разных поясах. В двух малых поясах, расположенных в пределах южных материков, верхнепротерозойские комплексы залегают хотя и с несогласием, но поверх нижнепротерозойских геосинклинальных образований. Таким образом, верхнепротерозойскими комплексами заканчивается мощная, длительная последовательность протерозойских образований, отвечающая геосинклинальному развитию, начавшемуся еще в раннем протерозое. В больших складчатых поясах верхнепротерозойские складчатые комплексы подстилают более молодые складчатые комплексы фанерозоя, образуя их основание. О сплошном распространении верхнепротерозойского складчатого основания свидетельствуют многочисленные его выступы на срединных массивах, а также в ядрах антиклинорий. По периферии многих поясов верхнепротерозойские породы, кроме того, слагают более значительные площади и могут быть обособлены в самостоятельные позднепротерозойские складчатые системы и области. Таким образом, большие и малые пояса коренным образом различаются историей развития.

Можно предположить, что на разбитом многочисленными разломами океанском основании в рифее в пределах всех больших поясов возникли системы геосинклинальных прогибов и сопутствующих им геоантиклинальных поднятий. В прогибах происходило накопление мощнейших терригенно-вулканогенных геосинклинальных формаций, что типично для геосинклиналей, развивавшихся на очень тонкой океанской земной коре. Чрезвычайно большая мощность накапливавшихся в прогибах осадков, изобилие основных вулканических продуктов, основных и ультраосновных интрузий объясняются значительной подвижностью отдельных блоков земной коры.

Несомненно, значительные площади в пределах геосинклинальных поясов в начале рифея представляли собой морские бассейны с грядами островов наподобие современных островных дуг западной окраины Тихого океана, Карибского моря и Индонезии.

Поздний протерозой продолжался около 1 млрд. лет. За это длительное время в геосинклинальных поясах проявились по крайней мере три эпохи складчатости, в результате чего отдельные геосинклинальные системы прекращали свое развитие и замыкались. Это готская и эльсонская эпохи, проявившиеся в Европе и Северной Америке

1200 млн. лет назад, дальсландская, кибарская и минаяская — в Европе, Африке и Южной Америке (1000—900 млн. лет), наконец, заключительная байкальская (700—500 млн. лет).

В эпоху байкальской складчатости большая часть геосинклинальных областей позднего протерозоя полностью закончили свое развитие и превратились в складчатые области, где породы подверглись метаморфизму, гранитизации и были прорваны интрузиями.

В результате завершения этого длительного процесса на месте океанской коры, распространенной в начале рифея на большей части геосинклинальных поясов, возник достаточно мощный гранитно-метаморфический слой земной коры. Иначе говоря, океанская кора в результате развития геосинклинальных систем преобразовалась в земную кору материкового типа. Поэтому более молодые палеозойские геосинклинальные системы возникли уже не на океанской коре, а на байкальском складчатом основании. Однако далеко не все геосинклинальные системы, начавшие свое развитие в рифее, закончили его в эпоху байкальской складчатости; развитие некоторых из них продолжалось и далее в начале палеозоя.

В рифее раскалыванию подвергался и фундамент древних платформ; возникли системы пересекающихся разломов, с которыми связано заложение и развитие линейно-вытянутых грабенообразных впадин — авлакогенов. В этих прогибах сначала накапливались континентальные, местами грубообломочные отложения, которые в дальнейшем сменялись морскими; поднимавшаяся по разломам магма давала начало пластовым интрузиям основного состава. Рифей можно рассматривать как авлакогенную стадию развития древних платформ.

В венде образовались обширные прогибы — синеклизы. Последние заполнялись сначала континентальными, в частности ледниковыми отложениями, мощными покровами базальтовых лав и, наконец, морскими образованиями. В венде началась стадия образования плит на древних платформах.

## КЛИМАТ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ДОКЕМБРИЯ

**К л и м а т.** О климатических особенностях докембрия судить очень трудно. Для архейского эона невозможно сделать какие-либо выводы о климате из-за глубоких изменений архейских пород в процессе метаморфизма. В протерозойских отложениях достоверно установлены следы древнейших оледенений — древние морены, превращенные в тиллиты.

Протерозойские тиллиты обнаружены на всех континентах. Следы наиболее древнего оледенения хорошо сохранились на юге Канады, в области Великих озер; площадь их распространения достигает нескольких сотен квадратных километров. Ледниковые отложения образуют ряд горизонтов внутри нижнепротерозойских пород, самый нижний из них расположен в основании протерозоя. Следы столь же древнего оледенения установлены в Южной Африке и в Индии. Следы более молодого оледенения, произошедшего в конце раннего протерозоя, обнаружены в Карелии, Канаде и Африке.

Большое оледенение отмечалось в конце протерозойского эона. Оно было, по-видимому, одним из самых крупных в истории Земли. Его следы хорошо сохранились на севере европейской части СССР и

Скандинавии. Они обнаружены также на всех материках от Шпицбергена до Австралии.

Кроме следов оледенений, в протерозойских отложениях найдены следы существования областей жаркого и умеренного климата; однако эти следы еще трудно расшифровать с полной достоверностью. Вместе с тем, приведенные выше данные позволяют считать, что климатическая зональность существовала с начала протерозоя (а вероятно, и раньше). Правда, пока еще нет возможности восстановить границы отдельных климатических зон, установить положение полюсов и экватора.

Полезные ископаемые. Докембрийские породы богаты металлическими и неметаллическими полезными ископаемыми.

Исключительная металлоносность докембрийских пород связана с неоднократно проявлявшимися магматическими процессами. Установлено, что в породах архея и протерозоя содержится более половины разведанных мировых запасов железа, марганца, меди, титана и урана, а также крупные месторождения золота, серебра, платины, хрома, никеля, кобальта, свинца, цинка и редких металлов.

Наиболее богаты докембрийские породы железными рудами (более 60% разведанных мировых запасов и около 70% всей мировой добычи железа). Большинство железных руд связано с железистыми кварцитами, имеются также магматические магнетитовые и осадочные сидеритовые руды. В СССР месторождения железистых кварцитов разрабатываются в районе КМА и в Кривом Роге. Очень богатые месторождения такого же происхождения известны в США (район оз. Верхнего) и в Южной Африке.

Мировое значение имеют докембрийские месторождения золота. Богатейшие из них связаны с кварцевыми жилами и золотоносными конгломератами Южной Африки и Североамериканской платформы (США, Канада). Крупные месторождения имеются в Бразилии, Индии, Австралии, Гане и др. Многочисленные месторождения хромитов приурочены к основным и ультраосновным породам Индии, Африки, США; с магматическими породами связаны также медно-никелевые руды, содержащие платину, золото, селен, теллур и серебро-кобальтовые руды. В протерозое образовались и уникальные месторождения меди, приуроченные к медистым песчаникам, содержащим также цинк, кобальт и другие полезные ископаемые. Богатые месторождения урана связаны с золотоносными конгломератами и медистыми песчаниками. Менее широко представлены месторождения свинцово-цинковых руд, молибдена, вольфрама и олова; однако среди первых известны два крупнейших в мире месторождения в Австралии и Канаде. Большая часть месторождений редкометалльных пегматитов имеет докембрийский возраст.

Среди неметаллических полезных ископаемых следует отметить слюды, все промышленные месторождения которых содержатся в докембрийских породах и приурочены к слюдоносным пегматитам. Коренные месторождения алмазов докембрийского возраста отмечены только в Бразилии, но в осадочных породах они известны в Африке, Индии и Австралии. Большое значение имеют месторождения корунда, асбеста, графита и магнезита, причем последний составляет большую часть мировых ресурсов. Кроме алмазов, с докембрием связаны месторождения ряда других драгоценных камней.

## ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В ПАЛЕОЗОЙСКУЮ ЭРУ

Палеозойская эра подразделяется на шесть периодов: кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный и пермский. Она представляет собой продолжительный этап геологического развития Земли в 335 млн. лет. В течение палеозойской эры земная кора претерпела значительные преобразования, выразившиеся в изменении конфигурации морских бассейнов и суши, в появлении и исчезновении наземных и подводных горных хребтов, в изменении положения полюсов и соответственно климатических поясов. На все эти физико-географические преобразования чутко реагировал органический мир Земли. Именно изменения в мире древних животных и растений послужили основой для выделения палеозойской эры, и ее отдельных периодов. По этим же признакам палеозойская эра может быть разделена на две части (подэры) — ранний и поздний палеозой. Двучленное деление палеозоя, принятое в настоящем учебном пособии, подтверждается в первую очередь историей развития крупных таксономических единиц ранга классов. Большинство новых классов появилось в кембрии и девоне, а к силуру и перми число их уменьшилось.

Иногда палеозой делят на три части: нижнюю (кембрий — ордовик), среднюю (силур — нижний карбон), верхнюю (средний карбон — пермь).

## ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Ранний палеозой охватывает три периода — кембрийский, ордовикский и силурийский — и имеет продолжительность 170 млн. лет. Каждому периоду отвечает система — комплексы разнообразных горных пород, образовавшихся из осадков, накопившихся в морях или на суше в течение этого периода. В совокупности эти системы образуют нижнюю часть палеозойской эратемы (нижний палеозой).

Кембрийская система а. Термин «кембрий» был введен английским исследователем А. Седжвиком в 1835 г. Кембрийская система была установлена в Уэльсе; в первоначальном варианте в кембрий были включены как докембрийские, так и ордовикские образования. Близкий к современному объем кембрия и деление его на три части (отдела) были предложены Ч. Лэпвортом только в 1898 г.

В Англии и континентальной Европе кембрий не получил ярусного деления. Здесь серии, отвечающие отделам, разделены непосредственно на зоны, выделяемые по трилобитам. Впервые ярусное деление кембрия было разработано советскими геологами в Восточной Сибири (алданский и ленский ярусы нижнего, амгинский и майский — среднего отделов). Эти ярусы можно выделять и за пределами Восточной Сибири: они были официально утверждены в СССР в 1956 г. Верхний отдел кембрия в то время не был разделен на ярусы. В дальнейшем ярусная шкала нижнего кембрия претерпела изменения, а по казах-

Таблица 4

Система (период)	Стдел (эпоха)	Ярус (век)	Изотопный возраст (млн. лет)	
			Начало эпохи	Длительность
Кембрийская (кембрийский)	Верхний (позднекембрийская)	Аксайский Сакский Аюсокканский	505	25
	Средний (среднекембрийская)	Майский Амгинский	530	25
	Нижний (раннекембрийская)	Тойонский Ботомский Атдабанский Томмотский	580	50

станским разрезам были установлены ярусы верхнего кембрия. В настоящее время в СССР предложено выделять в кембрии девять ярусов (табл. 4).

Одной из важнейших проблем стратиграфии кембрия и фанерозоя в целом является вопрос о нижней границе кембрийской системы, которая должна быть установлена по смене комплексов ископаемых остатков организмов, т. е. опираться на биологический критерий. Но в отличие от других систем фанерозоя, кембрий имеет свою специфику, связанную со сменой бесскелетных форм венда кембрийскими формами, способными создавать скелеты. Причины появления скелетных форм связывают с химическими изменениями среды, эколого-биологической перестройкой, мутациями под воздействием космических факторов и другими явлениями.

Эта смена может служить репером для разграничения протерозоя и палеозоя. По мнению одних исследователей, появление скелетных организмов произошло быстро; другие считают, что эти организмы развивались длительно, причем одновременно появлялись не только разные группы организмов, но и представители одной группы в различных географических областях. Второе мнение более обоснованное. Действительно, трилобиты появились позднее археоциат, а последние — позднее сабеллитид и губок; наиболее древние трилобиты существовали вероятно в Китае, а археоциаты — в Восточной Сибири.

Связывать нижнюю границу кембрия только с появлением скелетной фауны невозможно; следует опираться на появление либо одной определенной, либо нескольких групп организмов (археоциат, трилобитов и пр.). В настоящее время ведутся поиски разрезов в Восточной Сибири, Марокко, Австралии, которые содержат такую ископаемую фауну.

Верхнюю границу кембрия в СССР проводят по подошве тремадокского яруса; однако в Англии на основании исторического приоритета тремадокская серия оставлена в кембрийской системе.

Ордовикская система. Название «ордовикская система» появилось впервые в работе Ч. Лэпворта в 1879 г., посвященной вопросу деления нижней части палеозоя на три системы — кембрийскую, ордовикскую и силурийскую. До этого ордовик включали в силурийскую

систему, установленную в 1835 г., и считали ее нижним отделом. Официально вопрос о самостоятельности ордовикской системы был решен только на 21 сессии МГК в 1960 г. в Копенгагене, хотя в СССР такое решение было принято в 1956 г.

Ордовик был установлен по типичным разрезам в районе Арениг-Бала (северная часть Уэльса) и назван так по имени племени, некогда населявшего эту территорию. Первоначально границы ордовика и его подразделений были установлены по изменению в разрезе комплексов раковинной фауны, а значительно позднее для этой цели использовали остатки граптолитов. Поэтому до сих пор существуют две стратиграфические шкалы, которые окончательно не увязаны друг с другом, что затрудняет корреляцию типовых разрезов Уэльса с разрезами ордовикских отложений, расчлененных в других регионах по граптолитам.

В британском стратотипе ордовика нижнюю границу проводят еще с времен А. Седжвика по подошве аренига, включая тремадок в кембрий. В остальных странах Западной Европы и в СССР нижним ярусом ордовика считают тремадокский. Верхняя граница системы повсюду формально совпадает с кровлей ашгиллского яруса. Однако ни нижняя граница в основании тремадока, ни верхняя — в кровле ашгиллия не получили официального международного признания.

В СССР с 1975 г. принято деление ордовика на три отдела (табл. 5): 1) нижний отдел включает тремадокский и аренигский ярусы, 2) средний — лланвирнский, лландейлский и карадокский, 3) верхний — ашгиллский, хотя выделение отдела в составе одного яруса неудачно. Продолжительность эпох установлена приблизительно.

Силурийская система была выделена в 1835 г. английским геологом Р. Мурчисоном; ее название происходит от наименования древнего кельтского племени. Объем силурийской системы с течением времени изменялся; первоначально к ней относили толщу пород, расположенную между кровлей тремадока и подошвой девонских «древних красных песчаников». Лишь после введения ордовикской системы был определен объем силура, сохранившийся почти без изменений до наших дней. Силурийская система была утверждена официально в 1960 г. на 21-й сессии МГК. На Британских островах силур представлен морскими мелководными (раковинными) и глубоководными (граптолитовыми) фациями. Стратиграфические схемы, составленные по этим разным разрезам, не имеют точной увязки, поэтому не решен окончательно вопрос о нижней границе силура. В СССР рекомендовано эту границу проводить по подошве граптолитовой зоны, расположенной

Таблица 5

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Изотопный возраст (млн. лет)	
			Начало эпохи	Длительность
Ордовикская (ордовикский)	Верхний (позднеордовикская)	Ашгиллский	445	10
	Средний (среднеордовикская)	Карадокский Лландейлский Лланвирнский	455	10
	Нижний (раннеордовикская)	Аренигский Тремадокский	480	25

Таблица 6

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Изотопный возраст (млн. лет)	
			Начало эпохи	Длительность
Силурийская (силурийский)	Верхний (позднесилурийский)	Даунтонский Лудловский	422	12
	Нижний (раннесилурийский)	Венлокский Лландоверийский	435	13

в основании лландоверийского яруса (табл. 6). Верхняя граница силура получила международное признание, ее стратотип находится в Чехословакии, в районе Праги. В СССР принято делить силур на два отдела, а каждый отдел — на два яруса. Продолжительность эпох установлена приблизительно.

### ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир раннего палеозоя характеризуется становлением и развитием всех типов животных и низших растений. Его своеобразие состоит в том, что организмы обитали главным образом в морях, а суша была слабо освоена растениями, и тем более животными. В морях господствовали беспозвоночные, представленные древними группами, и разнообразные водоросли; обитавшие в морских водоемах позвоночные были примитивны и немногочисленны. На суше, вероятно, в течение долгого времени с начала девония, существовали только примитивные водоросли и бактерии. Лишь во второй половине этого этапа на суше появились высшие растения и наземные животные из типа членистоногих (рис. 48).

В кембрии существовали почти все типы беспозвоночных животных и, что особенно интересно и важно, многие из них приобрели способность строить прочный, сначала хитиново-фосфатный, а затем и известковый наружный или внутренний скелет. Особенно широко были развиты археоциаты, трилобиты и многие представители кишечнополостных, червей, моллюсков и некоторых других групп животных (рис. 49).

Археоциаты — прикрепленные бентосные животные — населяли теплые мелководные моря. Часто они принимали участие в построении рифов. В раннем кембрии археоциаты достигли большого разнообразия: они были представлены простыми одностенными и сложными дву-

Рис. 48. Схема развития основных групп организмов в раннем палеозое

1 — археоциаты; 2—3 — трилобиты (2 — миомеры, 3 — полимеры); 4 — мшанки; 5—8 — брахиоподы (5 — беззамковые, 6 — ортиды, 7 — пентамериды и строфомениды; 8 — атрипиды и спирифериды); 9 — головоногие моллюски; 10 — граптолиты; 11—12 — кишечнополостные: 11 — антозоа с простым септальным аппаратом (табуляты и пр.), 12 — четырехлучевые кораллы; 13—14 — иглокожие (13 — цистоидеи, 14 — бластоидеи и криноидеи); 15 — бесчелюстные позвоночные



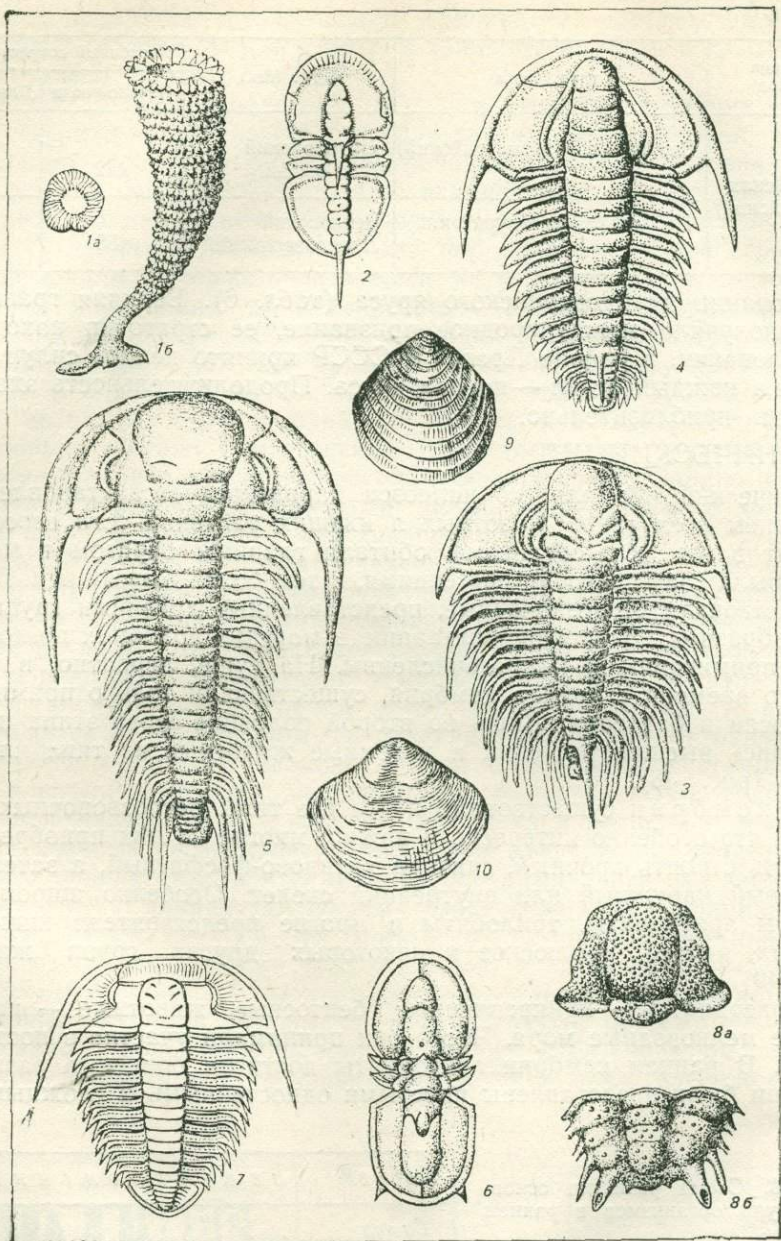


Рис. 49. Характерные ископаемые остатки кембрийских организмов  
 1а, б — археоциаты (кембрий); 2—8 — трилобиты: 2 — *Pagetia* (ранний и средний кембрий), 3 — *Olenellus* (ранний кембрий), 4 — *Redlicchia* (ранний кембрий), 5 — *Paradoxides* (средний кембрий), 6 — *Agnostus* (поздний кембрий), 7 — *Olenus* (поздний кембрий), 8а, б — *Doguruge* (средний кембрий); 9—10 — брахиоподы: 9 — *Obolus* (средний кембрий — ранний ордовик), 10 — *Kutorgina* (ранний и средний кембрий)

стенными формами как одиночными, так и колониальными. К концу кембрия археоциаты вымерли.

Кембрий — время расцвета трилобитов. Для этого периода характерны малочленистые трилобиты (*Agnostus*, *Pagetia* и др.), которые почти полностью исчезли к концу кембрия. Многочленистые достигли значительного разнообразия, но почти все характеризуются слабым (по сравнению с цефалоном) развитием пigidия, большим числом туловищных сегментов, опистопарными лицевыми швами, хитиново-фосфатным панцирем и отсутствием способности свертываться (*Redlichia*, *Olenellus*, *Paradoxides* и др.). Наряду с трилобитами в кембрии в различной степени были развиты представители всех остальных подтипов членистоногих, среди которых особенно следует отметить ракообразных (остракоид и филлокарид).

Сравнительно широко были распространены в кембрии беззамковые брахиоподы с хитиново-фосфатной и известковой раковиной (*Obo-lus*, *Kutorgina*); в это время начинали свое развитие и замковые брахиоподы. Кембрийские моря были заселены различными гидроидными и сцифоидными кишечнополостными, вместе с которыми уже в начале кембрия появились коралловые полипы.

Активно развивались моллюски; если в самом начале периода этот тип животных был представлен моноплакофорами и гастроподами, то в среднем кембрии к ним присоединились двустворки, а в позднем — головоногие и полиплакофоры. На дне морей обитали многочисленные хиолиты — организмы, близкие к моллюскам.

Кроме того в кембрийских отложениях встречаются остатки одноклеточных животных (агглютинирующих фораминифер и радиолярий), губок, червей, немногочисленных, но разнообразных в систематическом отношении иглокожих (хмалозои, цистоидеи и другие древнейшие кринозои, древнейшие эхинозои), первых граптолитов — стереостолонат. В позднем кембрии в морских водоемах уже обитали бесчелюстные рыбообразные позвоночные.

Гораздо богаче в кембрии становится мир низших растений, представленный синезелеными и зелеными водорослями.

В ордовикском периоде в морях были широко распространены беспозвоночные и водоросли, существовали первые позвоночные. На суше во второй половине периода появились наземные растения. Среди беспозвоночных все еще главную роль играли древние группы (рис. 50).

Трилобиты были менее обильны, но сохранили одно из ведущих мест. Малочленистые редки. Среди многочисленных доминировали формы с прочным и толстым известковым панцирем; все они приобрели способность свертываться, защищая мягкую брюшную мембрану. Как следствие этого — развитие равновеликих и близких по очертаниям цефалона и пigidия. Ордовикские трилобиты обычно имеют небольшое и постоянное в пределах родственной группы число туловищных сегментов, обладают не только опистопарными, но очень часто пропарными лицевыми швами (*Asaphus*, *Iliaenus*, *Pterygometopus* и др.).

Важную роль играли граптолиты. Широко представлены кустистые колонии стереостолонат. Настоящие граптолиты в ордовике быстро эволюционировали и имели широкие ареалы, поэтому они являются важными руководящими ископаемыми. Для раннего и среднего ордовика характерны главным образом бесосные формы (*Phyllograptus*, *Di-*

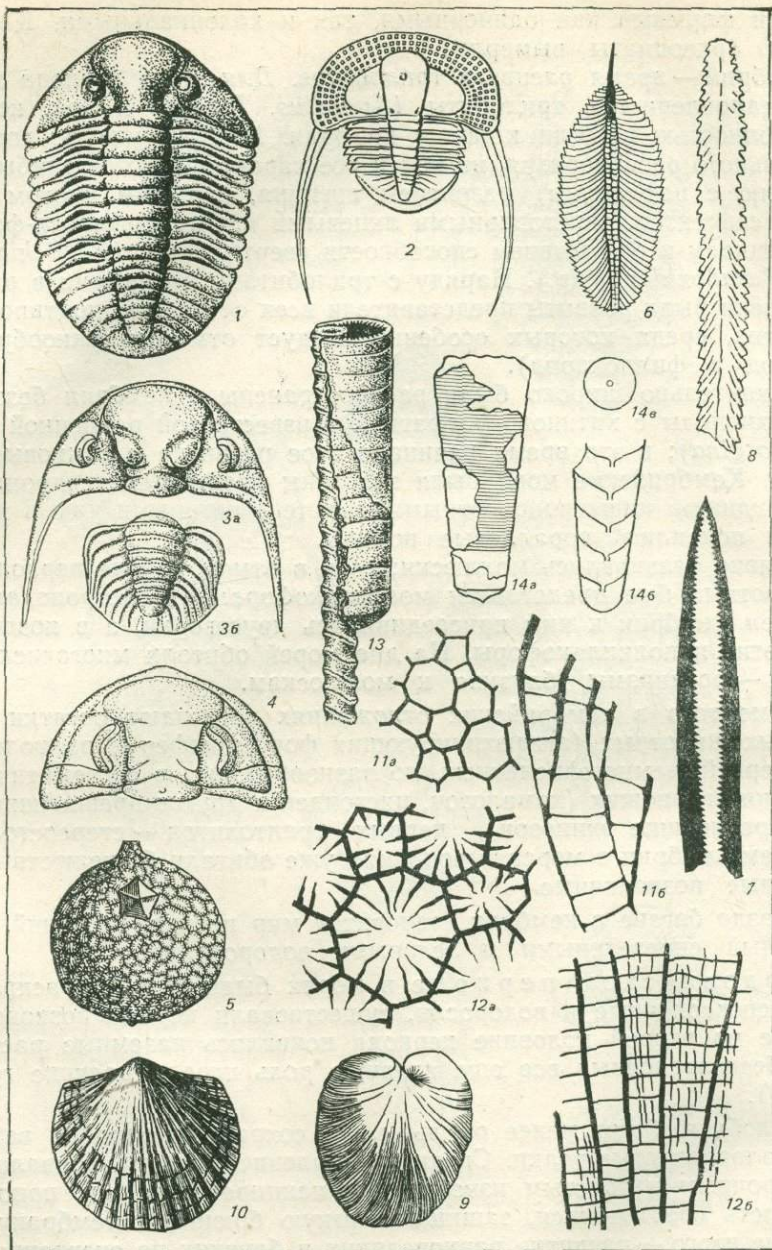


Рис. 50. Характерные ископаемые остатки ордовикских организмов

Трилобиты: 1—*Asaphus* (ранний и средний ордовик), 2—*Onnia* (средний и поздний ордовик), 3а, б—*Chasmops* (средний ордовик), 4—*Pterygomertopus* (ордовик); иглокожие: 5—*Echinospaerites* (средний и поздний ордовик); граптолиты: 6—*Phyllograptus* (ранний ордовик), 7—*Didymograptus* (ранний и средний ордовик), 8—*Diplograptus* (ордовик и ранний силур); брахиоподы: 9—*Porambonites* (ордовик), 10—*Orthis* (ранний и средний ордовик); кишечнополостные: 11а, б—*Lichenaria* (средний ордовик), 12а, б—*Favistina* (средний и поздний ордовик); головоногие моллюски: 13—*Endoceras* (ордовик), 14а, б, в—*Orthoceras* (средний ордовик)

*dymograptus*), для среднего и позднего ордовика — осеносные двурядные граптолиты (*Diplograptus*, *Climacograptus* и др.).

Важной группой являлись кишечнополостные, представленные в ордовике строматопороидеями, примитивными однозонными четырехлучевыми кораллами-ругозами; появились гелиолиты; среди табулят развиты несообщающиеся формы. Этот достаточно богатый и разнообразный мир бентосных кишечнополостных принимал участие в построении рифов. Брахиоподы представлены как беззамковыми с хитиново-фосфатной раковиной (*Obolus*), так и многочисленными замковыми с известковыми раковинами. Среди последних важную роль играли ортиды, пентамериды и строфомениды (*Orthis*, *Strophomena*, *Porambonites*). Иглокожие принимали активное участие в донных биоценозах. Это были преимущественно кринозои — морские пузыри (цистоидеи) и в меньшей степени морские лилии (криноидеи); наряду с ними существовали хомалозои (ранее известные под названием «карпоидеи»), астерозои и эхинозои. Широко развиты в ордовике головоногие моллюски — наутилоидеи, эндоцератоидеи (*Endoceras*), ортоцератоидеи (*Orthoceras*) и другие группы, которые вели придонный активный хищный образ жизни; их раковины часто достигали в длину 2—3 м.

Помимо этих основных групп беспозвоночных в морях ордовика существовали и другие, которые не пользовались столь широким развитием. К ним должны быть отнесены фораминиферы и радиолярии, разные губки и черви (остатки которых известны в виде челюстных образований — сколекодонтов), остракоды, двустворки и гастроподы, мшанки (строившие рифы вместе с кораллами), конодонты. В ордовике известны немногочисленные остатки древних позвоночных — морских бесчелюстных рыбообразных организмов.

Судя по находкам своеобразных спор, в карадокском веке на суше уже существовали наземные растения.

В силуре органический мир стал богаче и разнообразнее. Животные и растения населяли главным образом море, а на суше обитали различные растения (рис. 51).

В морях силурийского периода главенствующее положение занимали те группы беспозвоночных животных, которые доминировали в ордовике. Важна роль граптолитов, которые были представлены двурядными и главным образом однорядными осеносными формами (*Rastrites*, *Monograptus* и пр.). Количество однорядных граптолитов резко сократилось к концу периода, но отдельные их представители сохранились и в раннем девоне. Кишечнополостные — рифостроители представлены строматопороидеями, несообщающимися и сообщающимися табулянтами (*Halysites*, *Paleofavosites* и др.), гелиолитами. Появились двузонные чехырелучевые кораллы; в отличие от однозонных, у них развита пузырчатая ткань, часто заполняющая всю внутренность теки (*Goniophyllum* и др.). Головоногие моллюски представлены группами, известными и в ордовике; правда, они (особенно эндоцератоидеи) играли менее заметную роль. Появились бактритиды, давшие начало более поздней группе аммоноидей. Среди брахиопод наряду с отрядами, типичными для ордовика, широко известны атрипиды, спирифериды, ринхонеллиды, появились первые продуктиды (*Atrypa*, *Conchidium*, *Eospirifer* и др.). Таким образом, для силура характерно появление брахиопод со сложными ручными подержками. Иглокожие были представлены в подавляющем большинстве прикрепленными формами, но цистоидей становилось меньше, зато увеличилось значение морских ли-

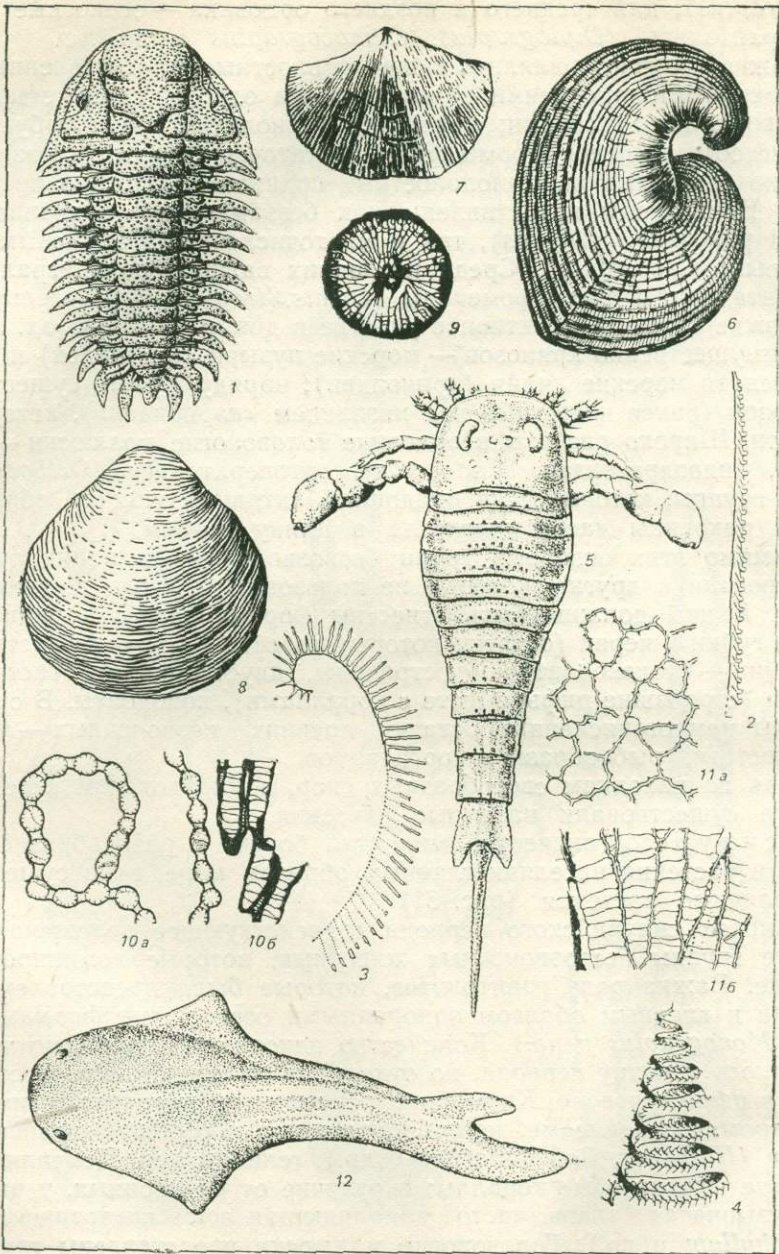


Рис. 51. Характерные ископаемые остатки силурийских организмов

Трилобиты: 1 — *Cheirurus* (поздний ордовик — средний девон); граптолиты: 2 — *Monograptus* (силур и ранний девон), 3 — *Rastrites* (ранний силур); 4 — *Spirograptus* (ранний силур), ракоскорпионы: 5 — *Eurypterus* (поздний силур — ранний девон); брахиоподы: 6 — *Conchidium* (силур), 7 — *Eospirifer* (силур — средний девон), 8 — *Pentamerus* (силур); кишечнополостные: 9 — *Streptelasma* (преимущественно поздний ордовик — силур), 10a, б — *Halysites* (средний ордовик — ранний силур), 11a, б — *Palaeofavosites* (средний ордовик — силур); бесчелюстные рыбообразные организмы: 12 — *Telodus* (силур)

лий, появились бластоидеи. Трилобиты встречаются в силурийских породах в гораздо меньшем количестве. Конодонты стали разнообразнее.

Помимо основных групп, существовали простейшие, губки, черви, остракоды, эвриптериды и водные скорпионы, двустворки и гастроподы, древнейшие тентакулиты, мшанки, морские ежи и звезды. Со второй половины силура позвоночные организмы (бесчелюстные) начали осваивать континентальные пресноводные бассейны. В конце силура появились первые настоящие рыбы. Продолжали развиваться различные водоросли (синезеленые, зеленые, красные, бурые). На суше обитали грибы, мхи и высшие растения — риниофиты, а в конце силура появились примитивные плауновые.

Освоение растениями наземных пространств явилось важным этапом развития органического мира суши.

## СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

В начале кембрийского периода структура земной коры резко отличалась от современной. Существовали древние платформы и геосинклинальные пояса. Для последних характерно широкое развитие площадей геосинклинального развития, в то время как складчатые области в пределах поясов занимали незначительные территории (области байкальской складчатости). Платформы представляли собой участки низкой суши или были покрыты водами мелких морей, области байкальской складчатости являлись молодыми складчатыми горными странами. В начале кембрия существовала впадина Тихого океана, возможно, океанские впадины имелись на месте современных Атлантического пояса (океан Ялетус), Средиземноморского пояса (океан Тетис?), Урало-Монгольского пояса.

В Северном полушарии располагались Североамериканская, Восточно-Европейская, Сибирская, обе Китайские древние платформы и Таримский массив. К этим древним платформам причленялись байкальские складчатые системы (в пределах Тиманского и Енисейского кряжей, Восточного Саяна, Забайкалья, Наньшаня и т. д.). С одной стороны байкалиды образуют фундамент молодых эпибайкальских платформ, с другой — можно рассматривать их совместно с древними платформами в составе гетерогенного фундамента так называемых докембрийских платформ. Такая докембрийская платформа — единый очень крупный платформенный массив — была известна в Южном полушарии. Она получила название Гондваны; ее фрагментами являются в настоящее время Южноамериканская, Африканская, Индостанская, Австралийская и Антарктическая платформы.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Геосинклинальные пояса в раннем палеозое характеризовались весьма сложным развитием. В их пределах известны области, где геосинклинальное развитие завершилось в течение или к концу раннего палеозоя; наряду с ними существовали области, где такое развитие в раннем палеозое не закончилось.

Атлантический пояс в раннем палеозое продолжал геосинклинальное развитие. Внутри пояса можно выделить две области: Северо-Атлантическую и Мексикано-Аппалачскую. Первая включает Северные Аппалачи, Ньюфаундленд, восточное побережье Гренландии, большую часть Ирландии, Великобритании и Скандинавии; геосинклинальное развитие, начавшееся здесь, вероятно, в позднем протерозое, завершилось к концу силура (область каледонской складчатости). Вторая область — Южные Аппалачи и побережье Мексиканского залива — сохранила особенности геосинклинального развития и после раннего палеозоя (область герцинской складчатости).

Раннепалеозойская история Атлантического пояса повсюду протекала без существенных отличий, поэтому в качестве примера рассмотрена европейская часть Северо-Атлантической области.

СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Ирландию и большую часть Великобритании, острова к северу от Шотландии, часть Скандинавского полуострова (Скандинавские горы) занимает Грампианская геосинклинальная система, вытянутая в северо-восточном направлении. На северо-западе она ограничена зоной разломов, отделяющих ее от древнего жесткого массива; на юге она граничит с герцинскими складчатыми комплексами Средиземноморского пояса, а на востоке — с древней Восточно-Европейской платформой и байкалидами Западной Европы.

Наиболее детально строение нижнего палеозоя изучено в пределах Великобритании и Ирландии (рис. 52).

Кембрийский период. Отложения кембрийской системы известны в Уэльсе и прилегающих районах Англии, в Шотландии и Ирландии. В Уэльсе разрез кембрия наиболее полон и представлен тремя толщами: 1) нижней — песчано-сланцевой с бедными фаунистическими комплексами, 2) средней — сланцевой с трилобитами и брахиоподами, 3) верхней — песчаниковой с косою слоистостью и знаками ряби. Среди песчаников верхней толщи встречаются вулканогенные породы. Общая мощность достигает 4,5 км, хотя основание кембрия здесь не вскрыто. В северном и юго-восточном направлениях мощности уменьшаются, разрез становится неполным, увеличивается количество песчаного материала. На периферии распространения отложений кембрия в Уэльсе можно видеть несогласное соотношение последних с по-

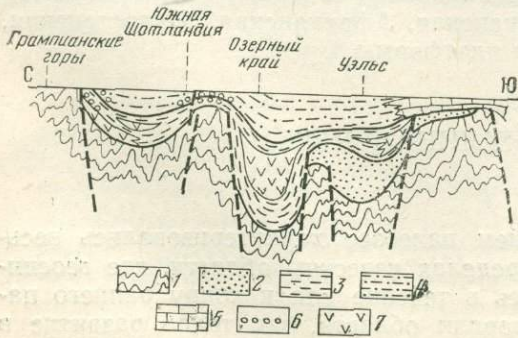


Рис. 52. Схематический литологический разрез нижнего палеозоя Великобритании (отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1 : 20)

1 — складчатые комплексы докембрия; 2 — глинисто-песчаные породы кембрия и тремадока; 3 — преимущественно глинистые породы ордовика (арениг — ашгиллий) и нижнего силура (ландовери); 4 — глинисто-песчаные породы силура (венлок — лудлов); 5 — карбонатные отложения силура; 6 — конгломераты; 7 — вулканогенные породы разного состава

родами докембрия, в основании кембрийского разреза залегают конгломераты и кварциты.

Другим районом распространения отложений кембрия является Северо-Западная Шотландия, где кембрийская система представлена конгломератами и кварцитами, несогласно перекрывающимися докембрий, доломитами и доломитизированными известняками. Мощность кембрия около 550 м. Нижний отдел установлен по находкам трилобитов, средний и верхний отделы окаменелостей не содержат.

Локальное распространение отложений кембрия и их сравнительно плохая изученность позволяет весьма условно восстановить палеогеографическую и палеотектоническую обстановку (рис. 53). Северная часть Шотландии входила в состав древнего платформенного

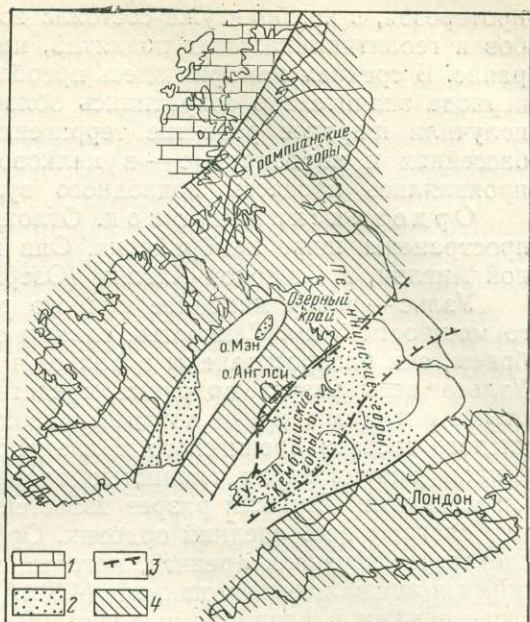


Рис. 53. Схема палеогеографии Великобритании и Ирландии (кембрийский период)

1 — шельфовое море Северной Шотландии; 2 — море с песчано-глинистыми осадками (начальные геосинклинальные прогибы); 3 — граница прогиба в триадовском веке; 4 — суша

или срединного массива с раннепротерозойским складчатым основанием. В кембрии этот массив был покрыт водами мелкого моря, в котором медленно накапливались сначала галечники и кварцевые пески, а позднее карбонатные илы. Южнее, на месте Грампианских гор, вероятно, располагался геосинклинальный прогиб, заложившийся в рифее и в раннем кембрии завершивший свое развитие. В раннем кембрии здесь, по-видимому, еще существовали морские условия и шло образование песчаных осадков в условиях замыкающихся геосинклинальных прогибов. К концу раннего кембрия в пределах обширной полосы северо-восточного простирания (Ирландия—Грампианские горы) образовались складчатые сооружения, море отступило, уступив место островной суше. На о-ве Мэн и в Юго-Восточной Ирландии мощные терригенные толщи кембрия указывают на наличие крупного прогиба, заполнявшегося огромным количеством песчано-глинистого материала; возможно, что этот прогиб протягивался и в Южную Шотландию. Обломочный материал поступал с геоантиклинальных поднятий, ограничивающих прогиб. Одно такое поднятие протягивается от о-ва Англси и далее в Озерный край (Северная Англия). Южнее этого поднятия располагался геосинклинальный прогиб Уэльса, который вряд ли тянулся далеко на северо-восток, так как в Пеннинских горах отложения кембрия не известны. Уэльский прогиб был асимметричен (его осевая зона смещена к северу), в нем накапливалась мощная толща песчано-глинистых осадков и проявился позднекембрийский, наиболее ранний для палеозоя в этом регионе вулканизм.

Грампианская система, начавшая развитие, вероятно, с позднего

протерозоя, в кембрии уже состояла из серии геосинклинальных прогибов и геантиклинальных поднятий, имевших северо-восточное простирание. В среднем кембрии здесь преобладали морские условия, в конце периода значительно сократились области морского осадконакопления, получили широкое развитие терригенные осадки в геосинклинальных бассейнах и карбонатные — в мелководных шельфовых морях, слабо проявлялись процессы подводного вулканизма.

Ордовикский период. Отложения ордовикской системы распространены шире кембрийских. Они известны в Уэльсе и Центральной Англии, в Северной Англии (Озерный край), в Шотландии.

Уэльс — район наиболее полного развития ордовика, достигающего мощности 5 км. Глинистые сланцы тремадока тесно связаны с кембрием, они распространены в Уэльсе и на севере Шотландии. В центре Уэльса весь разрез ордовика представлен главным образом глинистыми сланцами, среди которых известны вулканы от основного до кислого состава аренигского и лланвирнского возраста. В северном и южном направлениях глинистые сланцы замещаются песчаниками и известняками. Близкий разрез известен в Озерном крае, но эффузивы там слагают весь средний ордовик. Ордовик Южной Шотландии начинается с эффузивов аренига, которые несогласно перекрыты карадокскими и ашгиллскими мощными (4,5 км) конгломератами, песчаниками, известняками и глинистыми сланцами, местами переходящими в мало-мощную пачку (40 м) глинистых сланцев. В Северной Шотландии известны отложения нижнего ордовика, представленные доломитизированными известняками, постепенно сменяющими кембрийские и имеющими мощность около 700 м. На севере Ирландии разрезы ордовика — южношотландского типа, а на юге близки к уэльским.

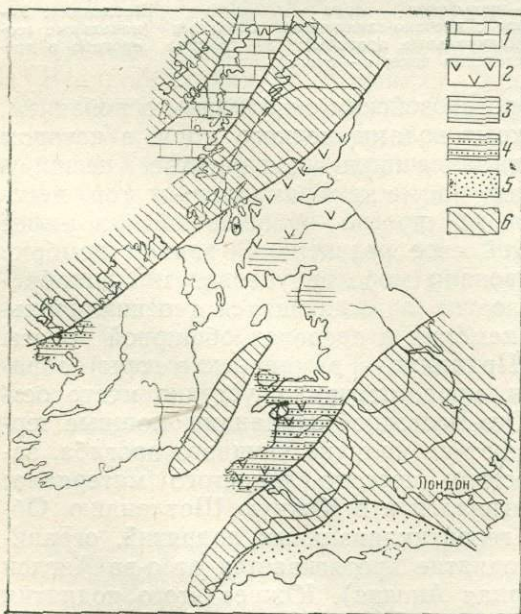


Рис. 54. Схема палеогеографии Великобритании и Ирландии (ордовикский период, аренигский век)

1 — шельфовое море Северной Шотландии; 2 — области проявления подводного вулканизма; 3 — глубоководные (батиальные) области с илстыми осадками; 4 — относительно мелководные области (сублитораль) с песчано-глинистыми осадками; 5 — мелководные области (литораль — сублитораль) с песчаными осадками; 6 — суша

Начало ордовикского периода, как и конец кембрия, характеризовалось слабым развитием морских условий. В тремадоком веке прогиб, заполненный водами моря, существовал в Уэльсе, где шло образование тонких илов. С аренига началась новая трансгрессия, вызванная опусканием отдельных участков системы. Тектоническая активизация сопровождалась усилением вулканической деятельности. Вероятно, внезапное опускание привело к образованию переуглубленных прогибов, где в морских условиях накапливались илы и вулканогенные осадки (рис. 54). Постепенно моря мелели, и глубоководные условия сохрани-

лись в конце ордовика лишь в осевых зонах. На севере Шотландии мелководное море существовало до конца раннего ордовика, затем эти участки поднялись и подверглись осушению.

Силурийский период. Силурийские отложения в Великобритании и Ирландии распространены не менее широко, чем ордовикские. Основные области развития силура — Уэльс, Англия и Южная Шотландия. Силур представлен терригенными и карбонатными породами и практически полностью лишен вулканогенных.

В Уэльсе и Озерном крае нижний силур сложен маломощными глинистыми сланцами (180 м), лишь местами фашиально замещающимися (до 3,5 км) толщей грубых терригенных и терригенно-карбонатных пород. Верхний силур в этих же районах более однороден; он представлен песчано-сланцевыми породами и достигает мощности 4 км. В Южной Шотландии силур представлен песчаниками, аргиллитами и изредка известняками либо с остатками брахиопод (морские фации), либо с остатками рыб и ракоскорпионов (лагунные фации). Верхи силурийского разреза представлены красноцветными песчаниками (озерные фации). Ирландия — область достаточно широкого распространения отложений силура.

Начало силурийского периода ничем не отличалось от позднего ордовика — сохранились те же структурные элементы и глубоководные зоны в прогибах, где в условиях некомпенсированного погружения накапливались маломощные илы. Но в позднем силуре отмечаются резкие поднятия, активизация процессов денудации на суше и поступление в прогибы огромного количества обломочного материала, что привело к замыканию прогибов. В отличие от ордовика, в силуре магматизм проявился только в интрузивной форме.

Нижнепалеозойские породы прорваны интрузивами основного и кислого состава. Главным образом они известны в Шотландии и Ирландии, где слагают небольшие массивы, сгруппированные в цепочки северо-восточного простирания. Гранитные массивы различных размеров прорывают складчатые комплексы, часто не считаясь с местным структурным планом.

В конце раннего палеозоя Грампианская геосинклиналь завершила свое развитие. Максимум погружения и развития морского осадконакопления был в раннем ордовике. Затем непрерывно нарастали воздымания, шел процесс сокращения прогибов за счет разрастания поднятий. К концу силура прогибы полностью замкнулись, завершился процесс морского осадконакопления. Образовавшиеся ранее слои нижнепалеозойских пород были смяты в складки (эрийская фаза складчатости), которые осложнились разрывами. На месте геосинклинали возникла складчатая система. Однако к концу этого этапа рельеф новообразованной суши был слабо контрастным. Замыкание геосинклинали сопровождалось развитием магматических процессов — внедрением огромных масс магмы кислого состава.

Складчатые системы, образовавшиеся на рубеже силура и девона (формированием которых к концу силура завершилось развитие геосинклинальной системы), были названы каледонскими складчатыми сооружениями, или каледонидами.

В северо-восточном направлении Грампианская геосинклиналь протягивается в Скандинавию, где нижний палеозой представлен обычно метаморфизованными породами. Примыкающая к Восточно-Европейской платформе восточная зона развития терригенно-карбонатных по-

род (мощностью 4—5 км) и центральная зона характеризуются большой мощностью нижнепалеозойских пород (8 км), повышенной степенью метаморфизма, широким развитием эффузивов, претерпевших зеленокаменное изменение. В отличие от Великобритании, в Скандинавии четко выделяются две зоны — миогеосинклиальная (восточная) и эвгеосинклиальная (центральная), менее известны отложения кембрия и широко представлены эффузивы силура. Несмотря на указанные различия, в истории развития этих двух районов много общего. Начало формирования геосинклиальной системы в Скандинавии, вероятно, относится еще к позднему протерозою; основной этап, характеризующийся бурным и длительным проявлением вулканизма, завершился к концу силура образованием складчатых сооружений каледонид.

В пределах Атлантического пояса каледониды известны также в Гренландии и на востоке Северной Америки. История их развития в раннем палеозое в целом очень напоминает историю европейской части пояса: В Гренландии мощные толщи кембрия и ордовика смяты в складки и прорваны интрузиями; здесь, как и в Европе, геосинклиальное развитие завершилось к концу раннего палеозоя. На востоке Северной Америки каледониды развиты в Ньюфаундленде и Северных Аппалачах. Южные Аппалачи представляют собой область более молодой (герцинской) складчатости, но так как в раннем палеозое обе части Аппалачей развивались по сути дела одинаково, рассмотрим их вместе.

В Аппалачах известны два типа нижнепалеозойского разреза. Во внешней — миогеосинклиальной зоне, окаймляющей край древней Североамериканской платформы, кембрий представлен терригенными и карбонатными породами; последние известны и в низах ордовика, тогда как выше развиты терригенные дельтовые образования. Силур представлен также терригенными породами, но с прослоями каменной соли и известняков. Общая мощность нижнего палеозоя до 7,5 км. Во внутренней — эвгеосинклиальной зоне нижний палеозой представлен метаморфическими породами, причем метаморфизм проявлен слабее на северо-востоке Аппалачей, где развиты граувакковые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, разнообразные лавы и пирокласты, редко известняки. Мощность нижнего палеозоя не менее 12 км.

В раннем палеозое внешняя зона отделялась от внутренней поднятием. Миогеосинклиальность была областью спокойного осадконакопления и медленного погружения, обычно компенсировавшегося накоплением осадков, без вулканизма. В раннем кембрии в условиях мелкого моря накапливались галечники, пески, редко илы. Конец кембрия — начало ордовика — время образования карбонатных илов. Обломочный материал поступал из внутренних платформенных областей, так как в пределах геосинклиальной системы не было поблизости значительных поднятий. Начиная со среднего ордовика, вдоль восточного края миогеосинклинали возникло и росло поднятие; образовалась суша с достаточно высоким рельефом, с нее на запад в миогеосинклиальный морской бассейн впадали реки, выносившие обломочный материал, который образовал крупные дельты. Поднятия конца ордовика привели к появлению в ряде мест углового несогласия между ордовиком и силуром (таконская фаза складчатости). В силуре восточная суша постепенно сглаживалась, песчаный и галечный материал со временем уступил место илистому; формирование осадков шло то в зоне мелко-

морья, то на приморской аллювиальной равнине. Временами возникали солеродные лагуны.

Эвгеосинклиналь была зоной большой подвижности земной коры. В ее пределах возникали геоантиклинальные поднятия, которые быстро разрушались и являлись источником огромного количества обломочного материала. Энергичное опускание отдельных блоков приводило к формированию геосинклинальных прогибов, заполнявшихся продуктами подводного вулканизма и глубоководными илами. В кембрии и ордовике дифференциация рельефа проявлялась слабо, в силуре участки островной гористой суши были более обильны и обширны. Процессы вулканизма достигли своего максимума в позднем ордовике, но протекали вплоть до конца силура, что особенно четко видно на северо-востоке рассматриваемой территории. В эвгеосинклинальной зоне породы нижнего палеозоя прорваны малыми телами ультраосновных пород ордовикского возраста и гранитными телами, среди которых есть и ордовикские, и силурийские.

На территории Атлантического пояса в кембрии закладывались и расширялись геосинклинальные прогибы; ордовик характерен появлением внутренних поднятий и развитием процессов вулканизма; силур — постепенным замыканием прогибов, смятием в складки пластов пород, бурным развитием интрузивного магматизма. Начавшееся в кембрии расширение областей морского осадконакопления достигло максимума в ордовике — раннем силуре. Усилившиеся в позднем силуре воздымания привели к осушению в конце этой эпохи обширных территорий на севере Атлантического пояса. Ранний палеозой завершился здесь формированием складчатых сооружений каледонид.

Наличие в зоне сочленения Атлантического пояса с Североамериканской и Восточно-Европейской древними платформами пологих надвигов (шарьяжей) указывает на перемещение крупных масс горных пород в горизонтальном направлении. С позиции гипотезы движения литосферных плит можно рассматривать Атлантический пояс, фрагменты которого расположены по обе стороны современного Атлантического океана, как результат развития структур палео-Атлантического океана. По-видимому в палео-Атлантике существовали зона спрединга и, соответственно, срединноокеанский хребет. Движение литосферных плит происходило от этого хребта в направлении указанных выше древних платформ, входивших в состав литосферных плит. Такое движение осуществлялось в течение первой половины раннего палеозоя; затем, вероятно, знак движения переменялся, началось «закрытие» палео-Атлантического океана, завершившееся в Северных Аппалачах к концу ордовика и к концу силура в Грампианской геосинклинали. Так закончила свое развитие Северо-Атлантическая область. В Мексикано-Аппалачской области в конце раннего палеозоя (и далее — в начале позднего палеозоя) сохранялся геосинклинальный режим, возможно, она входила в состав иной океанской структуры.

### СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

В начале раннего палеозоя конфигурация Средиземноморского пояса была близка к позднекембрийской. Только на северо-востоке пояса, в КНР (горы Наньшань), в результате байкальского орогенеза возникла небольшая складчатая область, причленившаяся к Таримскому массиву. Средиземноморский пояс условно можно разделить на две

геосинклинальные области: Европейскую (Западная и Южная Европа, Северная Африка) и Азиатскую (Кавказ, Малая, частично Средняя, Центральная и Юго-Восточная Азия, Индонезия). К Азиатской области относится и система Циньлина, которая в виде обособленной ветви вклинивается между массивами обеих Китайских древних платформ.

## ЕВРОПЕЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

В Европейской области отложения нижнего палеозоя распространены незначительно. По характеру развития в раннем палеозое можно выделить три участка: 1) Северную систему геосинклинальных прогибов (Корнуолл, Арденны, Рейнские Сланцевые и Рудные горы, Гарц, Судеты, Среднепольская возвышенность), 2) Франко-Чешский срединный массив (Центральный массив Франции, Вогезы, Шварцвальд, Чешский массив), 3) Южную систему геосинклинальных прогибов (Монтань-Нуар, Пиренеи, Пиренейский полуостров, Атлас, Альпы, Балканы). Обе системы были в раннем палеозое областями преимущественного прогибания и морского терригенного осадконакопления. Срединный массив представлял собой устойчивое поднятие, в пределы которого лишь изредка проникало море.

Кембрийский период. Отложения кембрия в Северной системе геосинклинальных прогибов мало известны. В Арденнах они представлены кварцитовидными песчаниками, аспидными сланцами, кремнистыми породами, вероятно позднекембрийского возраста; в Рейнских Сланцевых горах кембрий почти не известен, к нему условно относят немые толщи глинистых пород. В Рудных горах и Судетах нижний и средний кембрий представлен известняками, песчаниками (с конгломератами) и глинистыми породами. В этом районе к верхнему отделу относят эффузивы (хотя веские доказательства отсутствуют). Наконец, в Среднепольской возвышенности кембрий известен в виде кварцитов, песчаников, глинистых сланцев с обильной фауной всех отделов. Мощность кембрия достигает 2 км.

Кембрийские образования Франко-Чешского массива хорошо изучены в Чехии. Здесь на докембрии несогласно залегают немые конгломераты и песчаники, сменяющиеся глинистыми сланцами с обильными окаменелостями среднего кембрия. Верхи кембрия представлены конгломератами, песчаниками без окаменелостей и вулканогенными породами. Общая мощность не менее 2000 м.

В Южной системе геосинклинальных прогибов кембрий известен в горах Монтань-Нуар, в Пиренеях, на Пиренейском полуострове, в Сардинии и Марокко, в Южных Карпатах, Динарских горах, на Балканском полуострове.

Наиболее полные разрезы кембрия находятся южнее Центрального массива (Монтань-Нуар) и в Сардинии (более 2 км). Нижний отдел — песчаники и известняки с остатками трилобитов и археоциат, средний — известковистые сланцы с обильными остатками трилобитов, верхний — песчаники и глинистые сланцы; филлиты и песчаники встречаются на Пиренейском полуострове и в горах Атласа (1 км); на Пиренеях преобладают глинистые породы, южнее, вблизи древней Африканской платформы — песчаники. В Динарских горах, Южных Карпатах и на Балканах известны толщи кембрийских осадочных и вулканогенных пород мощностью более 3 км.

В кембрийский период в Северной системе геосинклинальных прогибов сначала были затоплены водами мелких морей небольшие прогибы, где накапливались пески и галечники. Средний кембрий — время развития морских трансгрессий; на значительных площадях формировались терригенные и карбонатные илы. Поздний кембрий отмечен некоторой регрессией морских бассейнов. Процессы воздымания земной коры в эту эпоху сопровождались вулканизмом, с деятельностью подводных вулканов связано появление кремнистых осадков. Франко-Чешский срединный массив в кембрии представлял собой поднятие, существовавшее временами как единый массив суши, временами как архипелаг островов. В его пределах накапливались континентальные галечники и пески пролювиального, озерного и речного происхождения. Лишь в среднем кембрии на участках, покрытых водами мелких морей, отлагались терригенные илы. В позднем кембрии на Франко-Чешском массиве проявилась вулканическая деятельность, создавшая мощные покровы лав и туфов. Южная система геосинклинальных прогибов, как и Северная, в раннем кембрии испытывала начальные погружения. В прогибах, заполненных водами морей, оседал грубый терригенный материал, приносимый с обширной суши, и лишь на территории Югославии, Румынии, Греции существовали прогибы с действующими подводными вулканами. Постепенное расширение морской трансгрессии привело к резкому сокращению обломочного материала, поступающего с суши; осадки стали существенно илстыми — карбонатными в конце раннего кембрия и терригенными в среднекембрийскую эпоху. Некоторая регрессия проявилась в конце периода.

Ордовикский период. Отложения ордовика распространены в Европе шире кембрия. В Северной системе геосинклинальных прогибов его отложения известны в Армориканском массиве — это трансгрессивно залегающие на древних породах песчаники и глинистые сланцы с горизонтом оолитовых железных руд. На остальных участках отложения ордовика обычно представлены внизу песчаниками или кварцитами, с перерывом залегающими на кембрии или более древних образованиях; выше следуют глинистые породы, местами с прослоями известняков или горизонтами эффузивов — диабазов и кератофиров. Эффузивы обнаружены вблизи Франко-Чешского массива, к этим же участкам часто приурочены кремнистые сланцы. Отложения верхнего ордовика полностью или частично отсутствуют. На Франко-Чешском массиве ордовикские отложения имеются лишь в Чехии, где они представлены внизу конгломератами тремадока с галькой кембрийских эффузивов, выше конгломератов располагается толща глинистых сланцев, среди которых встречаются прослои кремнистых пород, песчаников, а в арениге — диабазов и их туфов.

В Южной системе геосинклинальных прогибов ордовик обычно согласно залегает на кембрии и характеризуется развитием песчано-глинистых пород. В Атласских горах, на Пиренейском полуострове, в Южной Франции (Монтань-Нуар), в Сардинии известны песчаные и глинистые породы, а далее на восток ордовик представлен терригенно-карбонатными и вулканическими фациями (Альпы, Карпаты, Динарские горы, Балканский полуостров).

В Северной системе геосинклинальных прогибов начало ордовика ознаменовалось трансгрессией; почти повсеместно отлагались песчаные осадки. Большая часть раннего и среднего ордовика — время широкого развития морей, часто глубоких, с участками островной суши и под-

водными поднятиями, о чем свидетельствует наличие линз органогенных известняков и обломочных пород среди глинистых. Эти острова были низменными, так как в бассейны осадконакопления поступал в основном тонкий терригенный материал. В южных районах, примыкающих к зоне устойчивых поднятий, проявлялся подводный вулканизм. Конец периода ознаменовался поднятиями, охватившими обширные территории.

Франко-Чешский массив был в ордовике крупным островом и только на востоке (Чехия) в морском заливе накапливались терригенные осадки и вулканогенный материал.

Обширная территория между Франко-Чешским массивом на севере и Африканской платформой на юге являлась в ордовике областью геосинклинального развития. В обширных прогибах, заполненных водами моря, шло непрерывное накопление главным образом илистых осадков в условиях некомпенсированных прогибов. Мелководные моря располагались только вблизи поднятий, где формировались песчаные осадки и органогенные известняки. Огромное количество обломочного материала выносилось в геосинклинальные моря ордовика с суши, расположенной на севере Африканской платформы. Вся эта огромная область осадконакопления была разделена внутренними поднятиями — геоантиклиналями на частные прогибы; следы таких поднятий мы видим, например, в Сардинии, где породы ордовика лежат несогласно на смятых в складки породах кембрия. Особенностью ордовикского развития Южной системы геосинклинальных прогибов является широкое развитие вулканической деятельности в Альпийско-Карпатском и Балканском регионах.

Силурийский период. Отложения силура в Северной системе геосинклинальных прогибов известны на Армориканском массиве (п-ов Бретань), где они представлены песчаниками, черными глинистыми сланцами и битуминозными известняками мощностью 500 м. От Арденн до Среднепольской возвышенности силур представлен глинистыми породами с прослоями известняков и кремнистых сланцев. Местами в верхах силурийского разреза преобладают песчаники, имеющие пеструю окраску.

На Франко-Чешском массиве силурийские отложения (700 м) известны в Чехии; внизу залегают глинистые сланцы и известняки с прослоями диабазов, в верхах разреза — известняки.

В Южной системе геосинклинальных прогибов на всем протяжении от Пиренейского полуострова до Добруджи и от Карнийских Альп до Антиатласа силур известен в весьма разнообразных фациях. Это терригенные песчано-сланцевые и терригенно-карбонатные толщи (Западное Средиземноморье, Динарские горы), осадочные толщи с обильными вулканитами (Альпы, Карпаты, Балканский полуостров).

Северная система геосинклинальных прогибов в силуре характеризовалась достаточно сложной палеогеографической обстановкой. Армориканский массив — поднятие, в пределы которого море проникало в виде заливов. С суши, окружавшей эти заливы, сносился в большом количестве песчаный материал. На остальной территории существовали морские условия; в глубоких геосинклинальных прогибах шло образование илов, и лишь вблизи поднятий в прибрежных зонах формировались песчаные осадки. Геосинклинальные прогибы были разделены поднятиями — подводными или островными грядами, где местами накапливался галечный материал.

На Франко-Чешский массив море проникало в виде заливов, сохранившихся еще с ордовикского периода. В этих заливах (Чехия), окруженных низменными берегами, шло накопление илов, вначале терригенных, затем карбонатных. Тектоническая деятельность, проявлявшаяся в возобновлении подвижек по разломам глубокого заложения, явилась причиной вулканической активности в раннем силуре. С деятельностью вулканов, главным образом подводных, связаны излияния лав основного состава и выбросы пеплового материала, что наложило отпечаток на осадконакопление в прилегающих районах Северной системы, геосинклинальных прогибов, где шло образование кремнистых осадков.

Фациальная разнородность силура указывает на разнообразие характера осадконакопления в геосинклинальных прогибах Южной системы геосинклинальных прогибов. В обширных открытых морях накапливались граптолитовые глубоководные илы и мелководные песчаные, галечниковые и карбонатные осадки; на дне морей, на островах к востоку и югу от Альп действовали многочисленные вулканы. Постепенно к концу силура поднятия охватили большую часть территории Южной системы геосинклинальных прогибов.

#### АЗИАТСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

В этой обширной области отложения нижнего палеозоя известны в Турции, на Кавказе, в горных сооружениях Ирана и Афганистана, на Памире, в Куньлуне и Гималаях. Выделяются два типа нижнепалеозойских разрезов. Первый характеризуется сравнительно небольшими мощностями кварцитов, песчаников, аргиллитов, известняков и доломитов, образующих чехол на срединных массивах. Все эти породы образовались в мелководных эпиконтинентальных морях или на прибрежных равнинах. Второй тип разреза отличается большими мощностями, непрерывностью и развитием в той или иной степени метаморфизованных песчано-сланцевых пород, известняков и вулканитов основного и кислого состава. Исходный материал накопился в морских условиях в прогибах эвгеосинклинальной (Кавказ, Паропамиз, Памир, Куньлунь) и миогеосинклинальной зон (Загрос, Гималаи).

Близко связана со Средиземноморским поясом складчатая система Циньлина, разделяющая Северо-Китайскую и Южно-Китайскую платформы. Нижний палеозой в Циньлине представлен мощной (10 км) толщей терригенных пород, среди которых большую роль играют эффузивы основного и кислого состава. В раннем палеозое Китайские платформы были разделены сравнительно узкой подвижной геосинклинальной системой. В ней сначала на фоне общего погружения активно проявлялись процессы вулканизма; с ростом внутренних поднятий основную роль играло терригенное осадконакопление, а магматизм проявлялся в интрузивной форме.

Практически все геосинклинальные системы, существовавшие на территории Средиземноморского пояса в раннем палеозое, не завершили к концу этого этапа свое формирование и продолжили активное развитие в позднем палеозое.

Рассматривая раннепалеозойскую историю Средиземноморского пояса с позиции тектоники плит, можно предположить существование океана палео-Тетис, вытянутого в широтном направлении и отделявшего Восточно-Европейский континент от Гондваны.

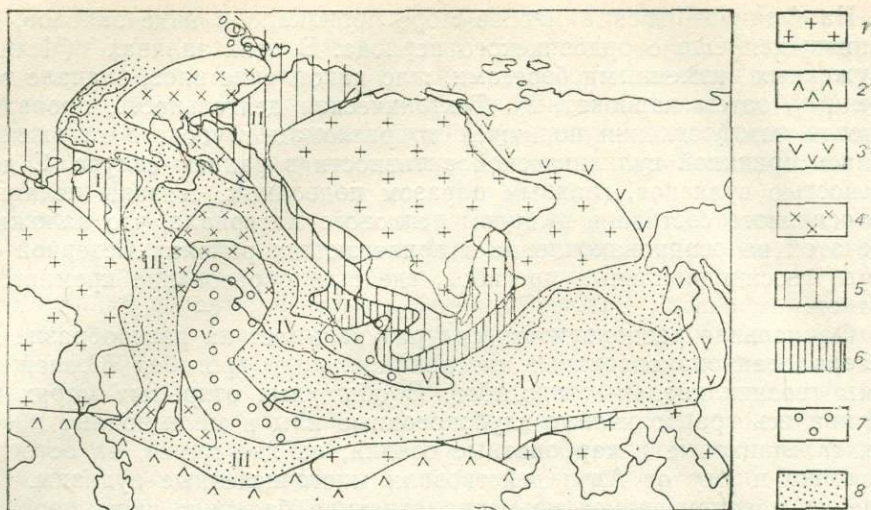


Рис. 55. Схема тектонического районирования Урало-Монгольского пояса

1 — древние платформы; 2 — Средиземноморский пояс; 3 — Тихоокеанский пояс; 4—8 — Урало-Монгольский пояс (4 — срединные массивы с допозднепротерозойским фундаментом, 5 — байкалиды, 6 — ранние каледониды, 7 — поздние каледониды, 8 — герциниды). I — Тимано-Печорская область; II — Байкало-Енисейская область; III — Урало-Тяньшанская область; IV — Казахстано-Монгольская область; V — Кокчетавско-Киргизская область; VI — Алтае-Саянская область

## УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

В современной структуре Урало-Монгольского пояса можно выделить области с разной по возрасту складчатостью (рис. 55). К началу палеозоя на большей части пояса уже существовали складчатые сооружения байкалид, а геосинклинальные условия, вероятно, сохранились только в центре пояса. Стабильными остались участки возле Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Китайской платформ. Для раннепалеозойского цикла в Урало-Монгольском поясе характерно одновременное завершение геосинклинального развития и образование складчатых областей каледонид. Наряду с ними продолжали существовать обширные территории, в которых к концу раннего палеозоя еще не завершилось геосинклинальное развитие.

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

#### Урало-Тяньшанская область

Эта область протягивается в виде широкой полосы от Новой Земли, через Урал и Мугоджары до Южного Тянь-Шаня включительно. Породы нижнего палеозоя распространены в этих районах достаточно широко.

**Кембрийский период.** На Урале достоверные кембрийские отложения встречены только в бассейнах рек Сакмара и Уй. Кембрий с конгломератами и базальными песчаниками в основании залегает на докембрии с резким угловым несогласием. Он представлен терригенными и вулканогенными породами мощностью до 1,5 км; в линзах рифогенных известняков найдены археоциаты раннего кембрия. Маломощные отложения сланцев среднего кембрия известны только на

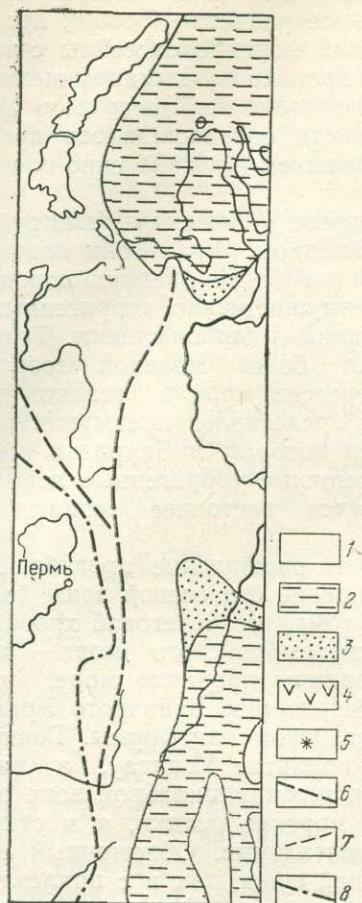


Рис. 56. Палеогеографическая схема Урала (ранний кембрий)

1 — суша; 2 — море; 3 — побережье, временно покрывавшееся морем; 4 — области развития вулканогенных образований; 5 — вулканы; 6 — горные хребты на суше; 7 — подводные хребты; 8 — граница Восточно-Европейской платформы

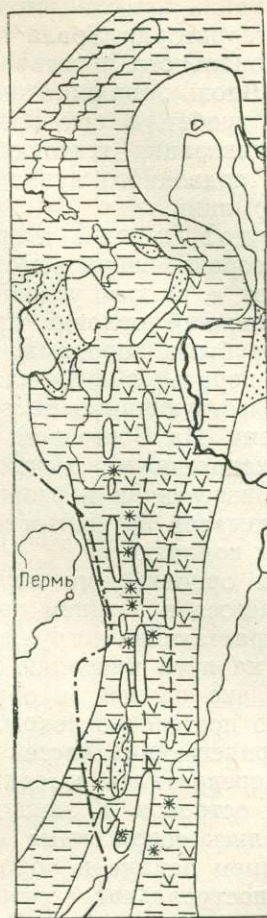


Рис. 57. Палеогеографическая схема Урала (средний ордовик) Условные обозначения см. рис. 56

Новой Земле. В Актюбинском Предуралье и на востоке Полярного Урала присутствуют верхнекембрийские терригенно-карбонатные и вулканогенные породы мощностью до 1,3 км. Отложения верхнего кембрия в тех же фациях известны на островах Вайгач и Новая Земля.

В кембрии в пределах Урала располагались высокие горные сооружения, возникшие после завершения байкальской складчатости (рис. 56). Горные хребты находились в центре обширной суши, простиравшейся далеко на запад и восток. Лишь периодически в раннем и среднем кембрии воды морей покрывали северные (Новая Земля) и южные (Мугоджары) отроги палео-Урала. Несмотря на кратковременность существования морских бассейнов, в последних шло интенсивное образование осадков, сопровождавшееся вулканизмом.

Поздний кембрий можно рассматривать как эпоху нового вовлечения территории Урала в геосинклинальное развитие. Возник прогиб меридионального простирания, соединивший морские бассейны севера и юга. Вдоль западного побережья этого пролива воздымался высокий горный хребет. В опускание вовлекалась территория Восточного Урала. Активизация тектонической деятельности сопровождалась проявлением подводного вулканизма с образованием вулканогенно-осадочной формации.

Ордовикский период. Ордовикские отложения развиты на Урале гораздо шире кембрийских. На Западном Урале они повсюду залегают с резким угловым несогласием на более древних породах. Здесь нижний ордовик представлен преимущественно терригенными, часто грубыми породами, средний и верхний — карбонатными. Терригенные породы, вблизи платформы, имеют более молодой возраст, свидетельствующий о постепенной трансгрессии моря в западном направлении. На Восточном Урале ордовик представлен преимущественно вулканогенными образованиями, среди которых в Зауралье появляются известняки и разнообразные обломочные терригенные породы, что указывает на близость располагавшихся восточнее геосинклинальных поднятий.

Для ордовикского периода характерны расширение прогиба, заложившегося в позднем кембрии, и углубление его осевой зоны (рис. 57). Нарастающие погружения привели к тому, что береговой хребет — барьер на пути миграции на запад позднекембрийского моря — был значительно опущен, в образовавшиеся заливы проникло море, воды которого постепенно покрыли не только территорию Западного Урала, но и прилегающих частей Восточно-Европейской платформы. Горный хребет превратился в геосинклинальное поднятие Уралтау, в виде цепочки островов. К западу от него в миогеосинклинальной зоне накапливались терригенные и карбонатные морские осадки, а местами на крайнем западе и обломочные континентальные. Обломочный материал поступал как с островной внутренней суши, так и с прилегающих частей платформы. Восточнее геосинклинали Уралтау располагался глубокий прогиб в виде желоба, ограниченного, вероятно, разломами. С востока к этому желобу примыкала зона относительного мелководья. Для двух последних участков характерно широкое развитие основных вулканогенных пород; оба участка входят в эвгеосинклинальную зону.

Силурийский период. Отложения силура на Урале широко развиты на обоих склонах. На западе это карбонатная толща мощностью до 2 км; известняки на юге этой зоны уступают место терригенным породам, среди которых изредка встречаются даже эффузивы. На востоке силурийские отложения (мощность 5 км) отличаются фациальной пестротой и быстрой сменой мощностей. Здесь развиты лавы и туфы основного и среднего состава, с которыми ассоциируют кремнистые сланцы и известняки.

Наибольшее погружение было в конце ордовика или начале силура. В силуре характер развития Урала резко изменился, особенно это касается его восточной части.

На Западном Урале в миогеосинклинальной зоне морские бассейны почти не изменили своих очертаний и размеров; медленное равномерное опускание дна компенсировалось накоплением терригенных и карбонатных осадков. Восточнее Уралтау в эвгеосинклинали формиро-

вался резко дифференцированный рельеф земной коры, что связано с обособлением узких, вытянутых в меридиональном направлении блоков, разделенных разломами, глубоко проникавшими в толщу коры и, возможно, в пределы мантии. Воздымающиеся блоки — геодантиклинали представлены подводными хребтами, а часто цепочками островов; здесь в условиях мелководья формировались терригенные осадки и рифовые массивы известняков (рис. 58). Опускающиеся блоки — геосинклинальные прогибы представляли собой глубокие рвы, в которых накапливались огромные массы вулканогенного материала, поступавшего из подводных центров извержения, и в меньшей степени кремнисто-глинистые осадки. Вулканические центры приурочены к разломам — путям проникновения магмы из недр к поверхности. С вулканогенными породами пространственно и генетически связаны малые интрузии основных и ультраосновных пород. Интрузии образовали цепочки, вытянутые вдоль основных структур.

Таким образом, раннепалеозойский этап развития Урала можно рассматривать как начало геосинклинального развития. Поздний кембрий — ордовик — стадия начальных погружений, образования и формирования первичного прогиба; силур — зрелая стадия, когда расчлененность рельефа способствовала накоплению различных типов осадков. Именно в силуре были заложены основные геотектонические структуры Урала, которые превратились позднее в существующие ныне антиклинории и синклинории (см. рис. 77).

На Южном Тянь-Шане кембрий и ордовик представлены глинистыми сланцами, песчаниками и известняками (мощность до 4 км), среди которых местами встречаются спилиты и диабазы. Для силура характерно преобладание песчано-сланцевых пород с эффузивами в основании разреза и карбонатных пород в его верхах (мощность до 5 км), а также значительное разнообразие фаций.

История развития Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое сходна с Уралом по времени проявления сложных, преимущественно нисходящих движений (силур). Однако в отличие от Урала в Южном Тянь-Шане слабо проявилась магматическая, в особенности эффузивная деятельность, что резко обособляет эти две территории.

### Кокчетавско-Киргизская область

Эта область протягивается дугообразной полосой от северо-западных отрогов Казахского мелкосопочника (Кокчетавский массив) через горы Улутау, Каратау в пределы Северного Тянь-Шаня.



Рис. 58. Палеогеографическая схема Урала (поздний силур). Условные обозначения см. рис. 56

Кембрийский период. В Кокчетавско-Киргизской области кембрий известен в Северном Тянь-Шане, в районе Целинограда — Петропавловска, где он представлен спилитами, кислыми лавами, различными туфами, кремнистыми породами, песчаниками и известняками. На территории Малого Каратау и Улутау кембрийская толща (мощность 4,5 км) сложена преимущественно конгломератами и песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, среди которых встречаются кремнистые сланцы и туфы.

Палеогеография этой области весьма своеобразна (рис. 59). В начале периода почти вся территория представляла собой гористый остров, который в виде широкой дуги, обращенной выпуклостью на юго-запад, протягивался от Петропавловска к истокам р. Или. Обширная площадь поднятий в начале кембрия была результатом проявления байкальских орогенических движений. В раннем кембрии осадконакопление происходило по окраинам островного поднятия в омывающих его морях; на западе и на юге вулканизм почти не проявлялся, но восточнее острова проявление вулканизма было интенсивнее. Несомненно, восточнее острова располагалась эвгеосинклинальная зона, а западнее — миогеосинклинальная. В течение кембрия прогрессирующие погружения и процессы разрушения привели к тому, что крупный остров распался на ряд мелких низменных островов, ориентированных дугообразно. Дифференцированные движения создали сложную систему поднятий и прогибов. В последних в морских условиях формировались терригенные и карбонатные осадки, вулканогенные образования в зонах, существовавших с начала периода.

Ордовикский период. Ордовикские отложения широко распространены и представлены на юге (горы Каратау, Чу-Илийские) известняками и доломитами, обломочными породами, реже лавами и туфами основного состава. Мощность до 5 км, причем большая ее часть приходится на верхний ордовик — терригенный и местами красноватый. На западе (Улутау, верховья р. Ишима) отложения ордовика представлены терригенными породами (5 км), которые перемежаются с основными вулканиками, за счет последних мощность возрастает до 9 км. На востоке (центральные районы Казахского мелкосопочника) ордовик состоит из терригенных и вулканогенных пород мощностью до 11 км. Повсеместно наблюдается увеличение роли грубого обломочного материала в верхах разрезов.

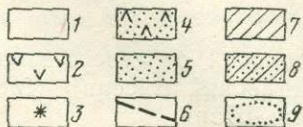
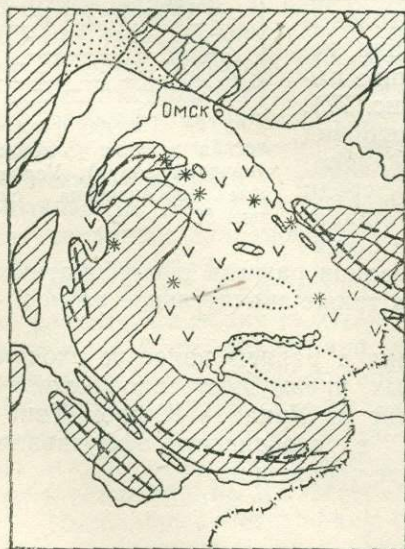


Рис. 59. Палеогеографическая схема Кокчетавско-Киргизской и части Казахстано-Монгольской области (первая половина раннего кембрия)

1 — море; 2 — вулканические области; 3 — вулканы; 4 — участки морей с повышенной соленостью; 5 — побережье, временами покрываемое морем; 6 — горные гряды; 7 — суша (области размыва); 8 — участки континентального осадконакопления; 9 — подводные поднятия

В ордовике продолжались разнонаправленные движения соседних блоков земной коры на фоне общего погружения; морские условия преобладали в раннем ордовике. Дугообразные островные цепи сохранились на востоке Кокчетавско-Киргизской области, на западе возник глубокий некомпенсированный прогиб, где накапливались маломощные терригенные и кремнистые илы. В это же время в островной зоне формировались пески, действовали немногочисленные вулканы. Со среднего ордовика начались поднятия, в пределах осевых участков геантиклиналей возникли узкие гористые острова, оживились процессы денудации и вулканизма. В геосинклинальных прогибах появились грубый обломочный материал, лавы и туфы основного состава, образовавшиеся в подводных и изредка в наземных условиях (рис. 60). В позднем ордовике геантиклинали разрослись, расширились участки островной суши, увеличилась роль грубого материала в прогибах, появились субэральные образования.

Силурийский период. Породы силура развиты незначительно. Они известны в районе Целинограда в виде мощной (5 км) толщи красноцветных конгломератов, песчаников, глинистых сланцев молассовой формации (рис. 61). Это свидетельствует о том, что для силура были характерны замыкание прогибов, общее воздымание территории, рост высоких горных складчатых сооружений и накопление в отдельных впадинах мощной толщи грубообломочных осадков за счет сноса материала с окружающих горных хребтов.

Интрузивный магматизм в Кокчетавско-Киргизских каледонидах имел явные связи с вулканизмом. Дважды в кембрии и ордовике формировались мелкие интрузии ультраосновных и более крупные массивы основных пород, которые группировались в пояса, приуроченные к глубинным разломам. Такие пояса протягиваются на сотни километ-



Рис. 60. Палеогеографическая схема Кокчетавско-Киргизской и части Казахстано-Монгольской области (средний ордовик)

Условные обозначения см. рис. 59

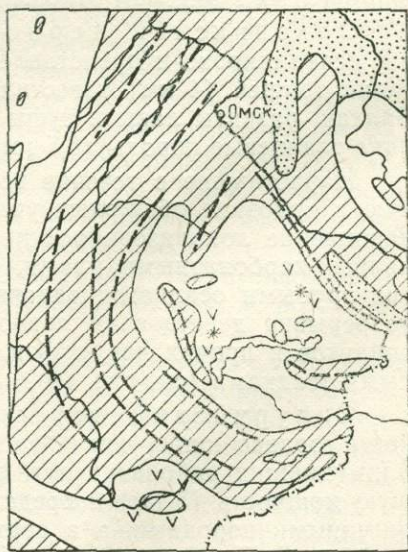


Рис. 61. Палеогеографическая схема Кокчетавско-Киргизской и части Казахстано-Монгольской области (ранний силур, лlandoверийский век)

Условные обозначения см. рис. 59

ров. В силуре были сформированы плутоны гранитов, чем завершился раннепалеозойский цикл магматизма.

В Кокчетавско-Киргизской области на рубеже ордовика и силура проявилась складчатость. Геосинклинальное развитие завершилось, возникла горная страна с межгорными впадинами, которые заполнились молассовой формацией.

### Казахстано-Монгольская область

Казахстано-Монгольская область протягивается от восточных отрогов Казахстанского мелкосопочника и гор Рудного Алтая, через Джунгарию, в пределы Южной и Восточной Монголии.

**Кембрийский период.** Кембрийские отложения распространены очень широко в западной и центральной частях области (Казахстан, Монголия). Они представлены мощной (до 10 км) толщей лав основного состава (спилитов), реже кислых лав и туфов, кремнистых пород, песчаников. Выше следуют карбонатные и терригенные породы с прослоями лав и туфов (4 км).

В раннем кембрии в обширном морском бассейне на всем протяжении от Западного Прибалхашья до Восточной Монголии в условиях активной вулканической деятельности шло накопление мощных комплексов осадков, давших начало вулканогенно-осадочной формации (см. рис. 59). Со среднего кембрия обособляются локальные поднятия, представленные островными дугами. С ростом внутренних поднятий постепенно затухает вулканическая активность и возрастает роль обломочного материала. Особенно ярко это проявляется к концу кембрийского периода, когда моря мелеют, условия обитания донных организмов становятся более благоприятными, что отражается в появлении богатых в видовом отношении биоценозов.

**Ордовикский период.** Отложения ордовика распространены менее широко и представлены на юго-востоке Казахстана и в Монголии толщей (4 км) известняков и терригенных пород; севернее оз. Балхаш развиты лавы и туфы основного состава, конгломераты и песчано-сланцевые породы (6,5 км).

Нараставшие в течение всего кембрия поднятия привели к созданию в ордовике обширных участков островной суши. Морское осадко-накопление локализовалось в ряде прогибов. Южные прогибы заполнялись карбонатными илами, сменявшимися вблизи растущих поднятий грубыми осадками: галечниками, песками. В северных прогибах непрерывно действовали подводные вулканы, формировались покровы спилитов и прочих лав, туфов, которые местами замещались терригенными осадками (см. рис. 60).

**Силурийский период.** Силурийские отложения распространены гораздо шире, чем в ордовике. В хребтах Чингиз, Тарбагатай и близлежащих районах силура постепенно сменяет ордовик, имеет большую мощность (5 км) и представлен в низах разреза различными терригенными породами, а в верхах — эффузивами основного и среднего состава. В Прибалхашье и в Монголии силура представлен песчано-сланцевой толщей (мощность 3,5 км) с известняками в верхах разреза; местами развиты эффузивы разнообразного состава, кремнистые сланцы. По периферии области развития силурийских отложений обычно встречаются конгломераты и песчаники пестрой окраски.

В пределах Казахстано-Монгольской области до конца силура (и позже — в девоне) сохранялся геосинклинальный режим. Здесь существовал морской бассейн, осложненный островными поднятиями. Одно из таких поднятий (геоантиклиналей) располагалось в районе хребтов Чингиз и Тарбагатай; здесь в течение всего периода шло накопление мощных толщ терригенных и вулканогенных осадков. Это была зона наиболее активного проявления вулканизма. В центральных частях морского бассейна формировались (часто на достаточно больших глубинах) терригенные илы, пески, кремнистые осадки, местами лавы. В морских заливах в прибрежных зонах шло образование галечников и песков из обломочного материала, поступающего с гористой суши (см. рис. 61).

Интрузивный магматизм Казахстано-Монгольской области сходен с проявившимся в Кокчетавско-Киргизской области. Здесь известны ультраосновные, основные и среднего состава интрузии кембрия и ордовика, но отсутствуют силурийские гранитоиды. Широко распространены небольшие массивы от габбро до гранит-порфиров, близких по химическому составу к силурийским эффузивам и находящихся с ними в прямой генетической связи. Это объясняется различиями силурийской истории областей: Кокчетавско-Киргизская область находилась на орогенном этапе, а в пределах Казахстано-Монгольской сохранились геосинклинальные условия.

### Алтае-Саянская область

По строению и истории развития эта область делится на два региона: Алтае-Тувинский и Кузнецко-Саянский.

Алтае-Тувинский регион охватывает Горный и Монгольский Алтай, Западный Саян и часть Монголии.

Кембрийский период. На всем протяжении от Горного Алтая до Западного Саяна и Центральной Монголии широко представлены морские породы нижнего кембрия: известняки, глинистые сланцы, реже песчаники, конгломераты; особенно много разнообразных по составу эффузивов. Породы среднего кембрия распространены не менее широко, они представлены различными терригенными отложениями, реже известняками. Эффузивы играют важную роль. Мощность отложений нижнего и среднего кембрия в зоне развития эффузивных фаций до 13 км, в зоне терригенно-карбонатных около 7 км. Значительно развит и верхний кембрий; он представлен терригенно-карбонатными породами, редко эффузивами среднего состава, и достигает мощности 1 км.

В кембрии продолжалось геосинклинальное развитие, начавшееся еще в позднем протерозое. В раннем кембрии на территории Алтае-Тувинского региона существовал обширный морской бассейн, ограниченный на западе Рудно-Алтайским поднятием, на востоке простиравшийся до Восточно-Саянского горного барьера (рис. 62). В этом морском бассейне шло накопление мощных терригенных, карбонатных и вулканогенных осадков; последние связаны с зонами вулканизма в восточной части региона. В среднем кембрии интенсивные подвижки блоков земной коры привели к разрастанию геоантиклиналей, с которых в моря начал поступать в огромных количествах грубый терригенный материал, местами вблизи поднятий он накапливался в субэвральном условиях; роль карбонатных осадков сведена к минимуму.



Рис. 62. Палеогеографическая схема Алтае-Саянской области (первая половина раннего кембрия)

Условные обозначения см. рис. 59

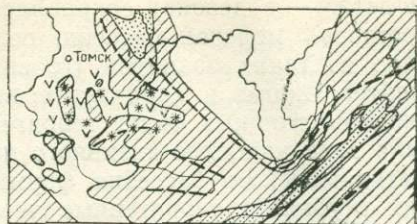


Рис. 63. Палеогеографическая схема Алтае-Саянской области (средний кембрий, майский век)

Условные обозначения см. рис. 59

Вулканизм все еще характерен для этой области. К концу среднего кембрия процессы воздымания вывели выше уровня моря значительные участки земной коры; море временно покинуло пределы Западного Саяна и сохранилось на западе Алтае-Тувинского региона (рис. 63). Поздний кембрий — время трансгрессии. Возобновилось развитие Западно-Саянского залива, окруженного холмистой сушей; для него типичны в большом количестве терригенные осадки, сменявшиеся на запад, в сторону открытого моря, преимущественно карбонатными илами.

Ордовикский период. Отложения ордовика распространены гораздо меньше кембрийских и известны в пределах Алтая, Западного Саяна, Тувы. Они представлены главным образом разными терригенными породами. На западе (Горный Алтай) это глинистые сланцы, песчаники, в меньшей степени известняки и конгломераты; изредка встречаются кремнистые сланцы. На востоке (Западный Саян, Тува) развит комплекс терригенных песчано-конгломератовых пород пестрых окрасок; реже встречаются глинистые сланцы и лавы кислого состава. Мощность ордовика порядка 8 км.

В ордовике морской бассейн располагался на западе региона, в пределах Горного и Монгольского Алтая. Этот бассейн нормальной солености соединялся с казахстанскими морями. От него на восток (Западный Саян) отходил залив, воды которого в течение всего периода обладали повышенной соленостью. Положение этих морей влияло и на характер осадков (рис. 64). Алтайское море — область образования карбонатно-терригенных илов, песков и развития богатых биоценозов. Западно-Саянское море — полузамкнутый бассейн, окруженный гористой сушей — область формирования песчано-галечных осадков пестрой окраски; фаунистические комплексы, как правило, бедные.

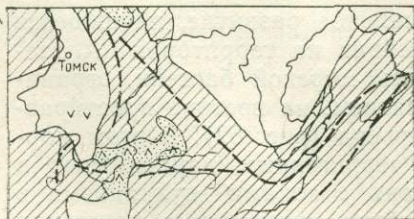


Рис. 64. Палеогеографическая схема Алтае-Саянской области (ранний ордовик)

Условные обозначения см. рис. 59

Силурийский период. Силурийские отложения известны в тех же районах, где и ордовикские. Представлены они известняками, глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами. В распределении силурийских пород наблюдается ха-

рактерная особенность: на западе (Горный Алтай) широко развиты известняки и терригенные породы с обильными окаменелостями; на востоке (Западный Саян, Тува) преобладают терригенные грубообломочные породы, значительно возрастает роль красноцветных пород, комплексы окаменелостей беднее. Мощности силура меняются от 4,5 км на западе до 7,5 км на востоке.

Силурийский период характеризуется сохранением областей морского осадконакопления, существовавших в ордовике. Морской бассейн в западной части региона обособился от Казахстанского. Морской залив в Западном Саяне сохранялся в течение всего силура. Менялся характер прилегающей суши. Если в начале силура Западно-Саянский залив все еще был окружен гористой сушей, то уже в конце раннего силура горы уступили место холмистой равнине. Процессы погружения земной коры компенсировались привносом осадков, в связи с чем на протяжении всего силура сохранялся единый характер бассейнов — в условиях мелководья на востоке формировались терригенные, часто грубые осадки нормально соленого или осолоненного моря, на западе — карбонатные и терригенные илы, которые только вблизи берега сменялись песками и галечниками.

Среди нижнепалеозойских интрузивных пород наиболее ранними являются ультраосновные и основные, слагающие небольшие массивы, приуроченные к зонам глубинных разломов; они имеют раннекембрийский возраст. Более молодой (ордовикско-силурийской) является группа гранитоидов, слагающих некоторые массивы и формировавшихся в период затухания вулканической деятельности.

К концу силурийского периода на территории Западного Саяна и Тувы возникли складчатые сооружения (каледониды) и завершилось геосинклинальное развитие.

Кузнецко-Саянский регион охватывает Кузнецкий Алатау, часть Восточного Саяна, откуда через Северную Монголию протягивается в пределы Хамар-Дабана и Витимского плоскогорья.

Кембрийский период. В Кузнецком Алатау и Восточном Саяне нижний палеозой представлен только кембрием. Здесь широко развиты нижнекембрийские известняки и доломиты, которые местами в значительной степени замещаются вулканитами разнообразного состава, кремнистыми сланцами и терригенными породами. Мощность нижнего кембрия в карбонатных разрезах до 4 км; там же, где присутствуют вулканогенные породы, мощность увеличивается до 7 км. Не менее широко развит и амгинский ярус среднего кембрия, представленный пестрой толщей лав и туфов разного состава, терригенными и реже карбонатными породами (3,5 км). Значительно сокращен майский ярус, имеющий много общего с верхним кембрием. Эта верхняя часть разреза сложена терригенными, часто грубообломочными породами, перемежающимися с эффузивами. Развиты эти породы главным образом в Кузнецком Алатау. Отложения ордовика и силура в этом регионе почти не известны.

В раннем кембрии здесь существовал единый морской бассейн, в котором накапливались карбонатные илы в наиболее удаленных от берега участках, а вблизи берегов — терригенные осадки, большую роль играли процессы подводного вулканизма (см. рис. 62). В начале среднего кембрия разрастались многочисленные внутренние поднятия, которые заложились в конце раннекембрийской эпохи. Резкая дифференциация рельефа привела к возникновению многочисленных

беспорядочно разбросанных островов; активизировался подводный вулканизм. В интенсивно прогибавшихся геосинклиналях в течение амгинского века накопились осадки огромной мощности. С проявлением ранне-среднекембрийского вулканизма тесно связано образование небольших ультраосновных и основных интрузий.

В конце среднего кембрия (майский век) резко разрослись поднятия и сформировались складчатые сооружения (салаирская фаза складчатости), в связи с чем на севере Кузнецко-Саянского региона образовалась обширная суша, а морской бассейн сохранился лишь на юге (см. рис. 63). Соответственно изменился и характер осадконакопления — впадины заполнились грубым обломочным материалом, поступавшим с новообразованных поднятий, продолжались процессы вулканизма (частично в наземных условиях). Подобная обстановка сохранялась и в позднем кембрии. К концу кембрия прогибы замкнулись и общие воздымания сформировали обширную складчатую горную страну.

На востоке, в Витимском плоскогорье, нижний кембрий представлен доломитами, известняками и в меньшей степени терригенными породами. В верховьях р. Витим большую роль среди нижнекембрийских пород играют эффузивы основного состава. Мощность этого комплекса до 3 км. Средний кембрий представлен только амгинским ярусом — терригенными породами и реже известняками мощностью более 1,5 км. В бассейне Витима к верхнему кембрию отнесены красноцветные конгломераты, песчаники и глинистые сланцы мощностью в 1,5 км.

В Забайкалье в раннем кембрии существовали морские бассейны, соединявшиеся на востоке с морями Тихоокеанского пояса, на западе — с алтае-тувинскими морями. Наибольших размеров области морского осадконакопления достигли в конце раннего кембрия; в целом для них было характерно образование терригенных илов, и только их центральная часть, наиболее активная в тектоническом отношении, была ареной вулканической деятельности (см. рис. 62). Начало среднего кембрия характеризовалось постепенным разрастанием внутренних и окраинных поднятий. Расширявшиеся участки возвышенной суши подвергались процессам разрушения; с них в замыкавшиеся прогибы поступало большое количество обломочного материала, в связи с чем начали преобладать терригенные осадки. С конца среднего кембрия весь этот регион превратился в горную страну, море покинуло его пределы и формирование осадков шло в континентальных условиях (см. рис. 63). В позднем кембрии между горными хребтами располагались озерные котловины, заполнявшиеся грубообломочным материалом; осадкам, вероятно, пролювиального, аллювиального и лимнического происхождения, свойственны красные цвета.

В ордовике и силуре Забайкалье представляло собой область денудации; процессы континентального осадконакопления, без сомнения, происходили, но следы их нам не известны (см. рис. 64).

В позднем кембрии и, возможно, в раннем ордовике произошло внедрение в смятые в складки породы кембрия огромных масс кислой магмы, сформировались крупные гранитоидные интрузии. Особенно обширные поля гранитов известны в Забайкалье.

Таким образом, в середине среднего кембрия в северо-западной части Алтае-Саянской области завершилось геосинклинальное развитие, были сформированы складчатые сооружения (ранние каледониды) и начался орогенный этап развития.

Сторонники концепции тектоники плит предполагают существование в раннем палеозое на месте Урало-Монгольского пояса палео-Азиатского океана, который по размерам напоминал современную Атлантику. Осевые структуры этого гипотетического океана должны были располагаться в пределах Казахстано-Монгольской области; ранний палеозой можно рассматривать как этап расширения этого океана.

## МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

В Урало-Монгольском поясе в раннем палеозое существовали области байкальской складчатости, примкнувшие к древним платформам. Тимано-печорские байкалиды расположены северо-восточнее Восточно-Европейской платформы, байкало-енисейские окаймляют с юга и запада Сибирскую платформу; кроме того, байкальские складчатые сооружения протягиваются полосой вдоль северного края Северо-Китайской платформы и Таримского массива.

### Тимано-Печорская область

В пределах Восточного Тимана и Печорской низменности условно выделенные ордовикские отложения представлены терригенными породами, силурийские — сравнительно маломощными (до 400—500 м) известняками, мергелями и доломитами, красноцветными песчаниками и аргиллитами. Карбонатные породы силура богаты окаменелостями — брахиоподами, кораллами, моллюсками, водорослями. В течение кембрия эта область представляла собой денудационную равнину; в ордовике сохранялись близкие условия, однако к концу этого периода в пределы прибрежной равнины с востока проникло море. В раннем силуре на территории Тимано-Печорской области располагалось мелкое море с многочисленными островами. Участки, отделенные от открытого моря, в условиях жаркого сухого климата превращались в лагуны, где формировались у берега красноцветные песчано-глинистые осадки, а в центральных частях таких лагун — доломитовые и терригенные илы, красноцветные и загипсованные. Заливы, имевшие открытое сообщение с морем, характеризовались развитием известковых илов и богатыми донными биоценозами. В позднем силуре произошло осушение территории и моря сохранились на востоке этой области.

Таким образом, ранний палеозой можно считать периодом, когда началось формирование эпибайкальского платформенного чехла в области тимано-печорских байкалид.

### Байкало-Енисейская область

Эта область протягивается полосой вдоль юго-западного и западного края древней Сибирской платформы, возможно, уходит в пределы Таймыра. Отложения нижнего палеозоя известны в среднем и нижнем течении Енисея, где кембрий, ордовик и силур представлены карбонатными (известняки, мергели, доломиты) породами мощностью около 300—500 м, представляющими собой единое целое с раннепалеозойским чехлом Сибирской платформы.

В раннем палеозое Байкало-Енисейская область являлась складчатой горной страной, которая севернее современного Енисейского края переходила в цепочку островов, вытянутую в меридиональном на-

правлении. На юге в горной стране накопление осадков шло только в зоне предгорных равнин, временами заливавшихся водами морей, омывающих эту страну как с севера, так и с юга. Здесь в кембрии накапливались грубые терригенные осадки. В ордовике и силуре региональные поднятия усилили контрастность рельефа, расширили область размыва, и участки накопления осадков сместились в эпиплатформенное море юга Сибирской платформы и в геосинклинальный морской бассейн Кузнецко-Саянского региона. На севере области вокруг островов в течение всего раннего палеозоя шло медленное накопление карбонатных илов; нормально морские условия временами сменялись лагунными.

Таким образом, в раннем палеозое байкало-енисейские байкалиды на юге области представляли собой окраинное горное поднятие, на севере были покрыты водами эпиконтинентального морского бассейна и испытывали очень медленное погружение.

## **ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС**

Тихоокеанский пояс в виде кольца охватывает впадину Тихого океана, в его пределах выделяются области различной по возрасту складчатости. Все они от древних до молодых вытянуты вдоль берегов Тихого океана и закономерно сменяют друг друга в пространстве, что подтверждает древность океанической впадины.

В начале раннего палеозоя Тихоокеанский пояс имел достаточно однородное строение — повсюду в его пределах находились геосинклинальные области и системы. В течение раннего палеозоя в некоторых районах завершилось геосинклинальное развитие и образовались складчатые системы — каледониды.

## **ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ**

### **Северо-восток Азии**

На северо-востоке Азии нижнепалеозойские отложения известны главным образом в пределах крупных поднятий и представлены преимущественно карбонатными и терригенными породами.

Кембрийские отложения известны в хребтах Хараулах и Сетте-Дабан; они представлены мергелями, доломитами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками мощностью до 2,3 км. Отложения ордовика развиты шире — это терригенно-карбонатная толща мощностью до 6,3 км, в которой вверх по разрезу наблюдается постепенное увеличение карбонатов. Лишь по периферии Колымского массива, особенно в южных отрогах хр. Черского известны эффузивы основного состава, чередующиеся в разрезах с терригенными породами. Силурийские отложения распространены на меньших площадях; они представлены внизу известняками и глинистыми сланцами, а сверху — известняками и доломитами. На Полоусном кряже силур встречается в вулканогенно-терригенных фациях. Мощность силура достигает 3,2 км.

Для раннего палеозоя северо-востока Азии характерны миогеосинклинальные прогибы. Кембрийский период — время их заложения. Один из прогибов протягивался вдоль восточного края Сибирской платформы — от моря Лаптевых до Охотского, условия осадконакопления в нем не отличались от таковых в эпиплатформенных морях,

расположенных западнее. Однако большая подвижность земной коры явилась причиной энергичного погружения, которое сначала компенсировалось накоплением терригенных и карбонатных осадков, но к концу кембрия привело к образованию некомпенсированного прогиба, к востоку от которого находилась обширная суша. В ордовике морской бассейн расширился на восток. Крупные участки кембрийской суши были опущены; в возникших геосинклинальных прогибах началось накопление грубых осадков (галечников, песков), которые сменились в центральных зонах илами. Вся область в ордовике представляла собой обширный морской бассейн с архипелагом островов. Максимальная трансгрессия отвечала среднему ордовику. Затем началось постепенное сокращение бассейнов морского осадконакопления, уменьшилось накопление осадков. В конце силура море покинуло отдельные участки, на них возникли аллювиальные равнины, лагуны с повышенной соленостью вод. Процессы магматизма проявлялись лишь по краям Колымского массива, они связаны с разломами, ограничивавшими этот массив.

Резко отличаются отложения нижнего палеозоя Прибрежного хребта Джугджур и п-ова Тайгонос, где распространены метаморфизованные вулканогенно-терригенные породы. В раннем палеозое здесь проявлялся активный вулканизм (эвгеосинклинальная зона).

На территории Курило-Камчатской гряды и Японии, очевидно, располагалась раннепалеозойская эвгеосинклиналь. Процессы складкообразования не характерны для раннего палеозоя северо-востока Азии.

### **Кордильерская область**

В зоне, примыкающей с запада к древней Североамериканской платформе, нижний палеозой развит достаточно полно. Он представлен песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и доломитами мощностью до 5—8 км. Западнее, возле тихоокеанского побережья нижний палеозой имеет мощность не менее 10 км. Достоверный вулканогенно-терригенный кембрий в этой зоне известен только на Аляске и в Неваде. Ордовик и силур развиты достаточно широко и представлены метаморфизованными терригенными породами, кремнистыми сланцами, лавами основного и кислого состава, известняками. В ряде мест отмечено несогласие между ордовиком и силуром.

В раннем палеозое продолжалось геосинклинальное развитие западной части Североамериканской платформы. Вдоль края платформы на тысячи километров протянулись области интенсивных погружений. Они представляли собой мелководные моря вблизи платформы и глубоководные с цепочками вулканических островов — на удалении. Кембрийская морская трансгрессия была вызвана погружением участков складчатой суши. Начиная с кембрия, в миogeосинклинальной зоне (рис. 65) шло накопление терригенных и карбонатных илов. Подобные условия сохранились до конца раннего палеозоя; режим устойчивого мелководья благоприятствовал развитию донной фауны. Для эвгеосинклинальной зоны характерны дифференцированные движения, расчлененный рельеф дна, вулканизм. В зоне существовали глубокие прогибы, где шло образование илов с остатками планктонных форм, и рядом с ними подводные или островные поднятия — вулканические острова. Вблизи поднятий и на них происходило накопление грубых тер-

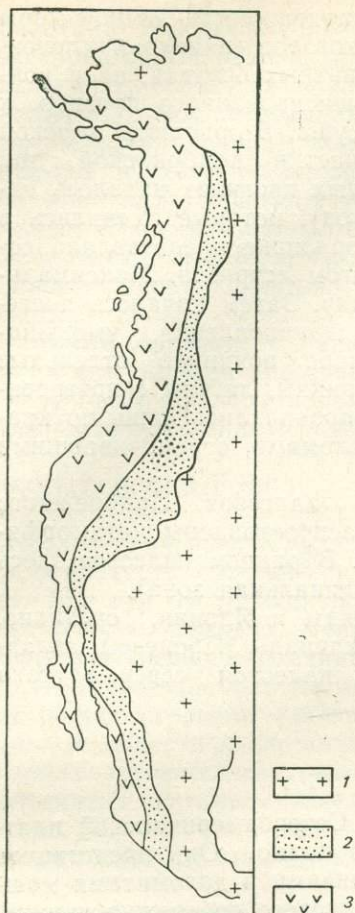


Рис. 65. Палеозойские миогеосинклинали и эвгеосинклинали на западе Северной Америки

1 — жесткие массивы, ограничивающие с севера и востока геосинклинальные системы; 2 — миогеосинклинали; 3 — эвгеосинклинали

ригенных осадков, вулканогенного материала в виде кремнистых пород и изредка органогенных известняков. К силуру постепенно нарастали процессы воздымания, увеличивались число и размеры поднятий, росла роль грубых терригенных осадков. На западе Северной Америки ранний палеозой не завершился складкообразовательными процессами и интрузивным магматизмом. К позднепалеозойскому этапу развития область перешла без значительных изменений.

### Андийская область

В Южной Америке отложения нижнего палеозоя известны главным образом в центральной части Анд. Кембрий представлен мощной толщей песчано-сланцевых пород с конгломератами. Выше несогласно залегает распространенный гораздо шире ордовик, представленный полнее и достигающий больших мощностей. Он сложен главным образом глинистыми граптолитовыми сланцами, в меньшей степени песчаниками и известняками. В Северо-Западной Аргентине известны нижеордовикские тиллиты,

имеющие локальное распространение. Отложения силура развиты менее ордовика, залегают на последнем с несогласием и представлены терригенными породами и изредка тиллитами.

В раннем палеозое в Андийской геосинклинальной области эффузивный магматизм не проявлялся. Морское осадконакопление в кембрии было прервано общим воздыманием территории, слои кембрийских пород были смяты в складки и размыты. Новые обширные погружения привели к проникновению вод со стороны Тихого океана на территорию Анд в начале ордовика, наибольшая трансгрессия была в раннем ордовике. В бассейне с довольно ровным рельефом дна шло образование главным образом глубоководных илов, но в пределах отдельных поднятий формировались пески и карбонатные илы. Конец ордовика знаменовался новым воздыманием и осушением территории. В силуру морская трансгрессия была кратковременной и незначительной. В мелководном море вокруг островов и вблизи материка накапливались песчаные и алевроитовые осадки. Наличие метаморфизованных моренных образований свидетельствует о периодическом оледенении, скорее всего, горного типа. Хотя ледники не имели широкого распространения, они указывают на холодный климат в районе в течение раннего палеозоя.

## Австралийская область

Эта область занимала всю восточную половину Австралии и граничила на западе с древней платформой.

На территории гор Лофти, Флиндерс и Барьерного хребта кембрий согласно залегает на венде. Он представлен пестрыми песчаниками, алевролитами, конгломератами с остатками трилобитов и известняками с археоциатами. Ордовика здесь нет. В Восточной Австралии широко распространен нижний палеозой. Кембрий представлен метаморфизованными вулканогенными, кремнистыми и песчано-глинистыми породами. На юге области мощность кембрийских отложений достигает 7,5 км; в северном направлении она уменьшается и почти полностью исчезают вулканогенные породы. Ордовик развит полно и богат окаменелостями. На западе известны песчаники, известняки и конгломераты, которые в восточном направлении сменяются кремнистыми и глинистыми сланцами, песчаниками, лавами и туфами основного и среднего состава. Мощность ордовикских отложений с запада на восток меняется от 2 до 7 км. Силурийские отложения отличаются фациальной пестротой. На западе они образуют мощную (до 5 км) толщу песчано-глинистых пород с редкими прослоями известняков. В восточной зоне силур имеет меньшую мощность (до 3 км) и представлен разнообразными терригенными породами, известняками, порфиритами, кислыми лавами и туфами. Все породы несут следы мелководного осадконакопления (косая слоистость, следы ряби и т. д.). Породы нижнего палеозоя прорваны кембрийскими и силурийскими интрузиями основного и среднего состава и позднесилурийскими гранитоидами.

Кембрийский период был временем развития морских условий в Восточной Австралии. Активизация тектонических процессов проявилась в интенсивном опускании крупных блоков земной коры. Многочисленные подводные вулканы, скорее всего трещинного типа, заполняли эти прогибы лавами, туфами и кремнистыми образованиями большой мощности. Постепенно вулканическая деятельность затухала, все большую роль в осадконакоплении играл терригенный материал, поступающий с немногочисленных низменных островов. В ордовике на одних участках морского дна накапливались илы, на других — формировались песчано-гравийные или вулканогенные осадки. Отсутствие отложений ордовика в горах Флиндерс и Лофти говорит, вероятно, о замыкании прогибов к началу ордовикского периода и образовании в этой зоне складчатых сооружений ранних каледонид. Силур был периодом многочисленных геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий; происходили процессы общего воздымания, и хотя заметного сокращения морских осадков не наблюдалось, мелководный характер морей указывает на завершение конца геосинклинального развития. Вулканизм проявлялся менее бурно, чем раньше, значительную роль стали играть наземные вулканы. В целом для раннего палеозоя характерно уменьшение роли эффузивного магматизма и увеличение интрузивного магматизма; основная магма уступала место кислой.

## Катазиатская область

Эта область охватывает Юго-Восточный Китай, где нижний палеозой представлен толщей граувакковых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, смятых в сложные линейные складки; в юго-восточных

районах встречаются эффузивы основного состава. Мощность достигает 8 км. Развитие геосинклинальной области Катазин началось, вероятно, в позднем докембрии. В раннем палеозое проявились дифференцированные движения, существовали геоантиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы. Значительную роль играл подводный вулканизм. В конце силура завершилось геосинклинальное развитие, образовалась складчатая система каледонид, процессы морского осадко-накопления уступили место континентальным.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В раннем палеозое древние платформы Северного полушария испытывали вначале более или менее энергичные опускания (начавшиеся еще в позднем протерозое), которые к концу раннего палеозоя сменились поднятиями. В связи с этим моря, широко развитые на платформах в периоды опусканий, постепенно отступили, обнажив огромные участки суши. Крупный платформенный массив Южного полушария (Гондвана) в раннем палеозое был поднят, и моря в его пределы проникали только периодически в виде заливов.

### ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Эта платформа в раннем палеозое представляла собой обширный участок суши, в пределы которого периодически к югу от Балтийского щита проникало море. Воды морей длительно покрывали только наиболее погруженные центральный и западный участки платформы, а также ее юго-восточную часть.

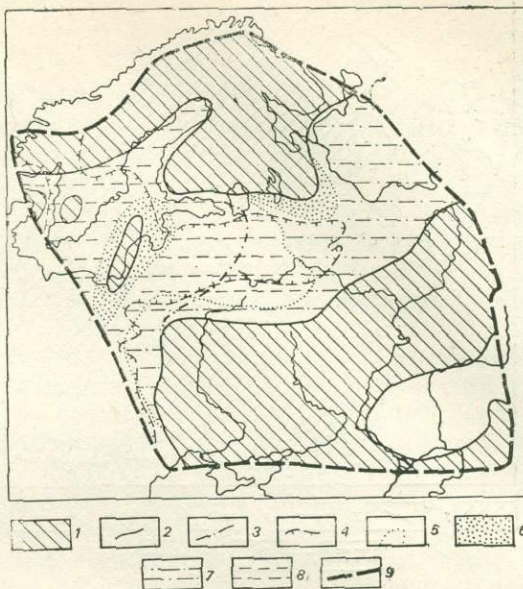
**Кембрийский период.** Кембрийская система южнее Балтийского щита и на западе платформы представлена томмотским и в меньшей степени другими нижекембрийскими ярусами, средним и верхним отделами. Это песчаники и пески, алевролиты, аргиллиты и глины с остатками червей, гастропод, брахиопод, трилобитов; глинистые породы обычно тяготеют к средней части разреза томмотского яруса и к центральным частям впадин. Наибольшие мощности кембрия отмечаются в бассейне р. Северная Двина (более 400 м) и в Восточной Польше (до 500 м).

В начале раннего кембрия мелководный морской бассейн протягивался с запада от Средиземноморского пояса на восток до Тиманского кряжа (рис. 66). В этом внутреннем эпиконтинентальном море нормальной солености в прибрежных областях и около островов накапливались песчаные осадки, а в центральной части — преимущественно терригенные илы, местами со следами сероводородного заражения придонных вод. В конце томмотского века море покинуло Московскую синеклизу, сохранившись вдоль западного края платформы, доходя на востоке до меридиана Ладожского озера. В среднем кембрии воды моря вновь покрыли центральную часть платформы; море существовало там и в течение позднего кембрия. Вторая кембрийская трансгрессия оставила после себя маломощную толщу песчаных осадков. Морские условия в течение всего кембрия сохранялись на крайнем западе, в Южной Скандинавии, где известны полные разрезы кембрия в глинистых фациях.

**Ордовикский период.** Ордовикская система представлена всеми отделами. Отложения ордовика широко распространены на западе платформы в возникшем в кембрии Балтийском прогибе, в центральной части Московской синеклизы и, вероятно, на юго-востоке в

Рис. 66. Палеогеографическая схема Восточно-Европейской платформы (кембрий)

1 — суша; 2 — границы морского бассейна в томмотском веке; 3 — границы морского бассейна в атдабанском — тойонском веках; 4 — границы морского бассейна в среднем и позднем кембрии; 5 — границы областей различных условий осадконакопления; 6—8 — томмотское море, области преимущественного распространения осадков (6 — песчаных, 7 — алевроитовых, 8 — глинистых); 9 — границы древней платформы



Прикаспийской синеклизе. Они представлены в нижней части разреза несогласно залегающими на кембрии песчаниками и глинистыми породами, которые сменяют известняки (часто с глауконитом и железистыми оолитами) и мергели. В среднем ордовике встречаются горючие сланцы — кукурситы. Лишь на крайнем западе платформы, в Скандинавии, ордовик представлен преимущественно глинистыми породами, согласно залегающими на кембрийских. Наибольшие мощности ордовика известны в районе Вологды — Ярославля (более 250 м).

Начавшиеся в тремадоке опускания платформы привели к проникновению моря на восток и в южном направлении; произошло соединение Балтийского и Южноуральского морей. Тремадокская трансгрессия характеризуется накоплением песков и терригенных илов, причем первые были развиты главным образом в пределах Латвийской седловины и западной части Московской синеклизы. Для аренига, среднего и позднего ордовика — эпохи стабилизации и медленной регрессии — типично карбонатное осадконакопление в мелководном нормально соленом морском бассейне (рис. 67). Придонные зоны моря изобиловали разнообразными беспозвоночными организмами и водорослями.

Медленное погружение компенсировалось накоплением осадков; более интенсивное погружение происходило в крайних западных участках Восточно-Европейской платформы. Одновременно с постепенным отступанием моря с территории Московской синеклизы формировался морской пролив вдоль юго-западной окраины Украинского щита. Этот пролив в позднем ордовике соединял эпиконтинентальное море запада платформы с геосинклинальным морским бассейном Южной Европы.

Силурийский период. Силурийская система представлена в центральном и юго-восточном районах платформы только нижним отделом. Наиболее полные разрезы известны на западе платформы, где силур представлен глинистыми породами, местами с прослоями известняков; здесь мощность отложений достигает 2 км. В примыкаю-

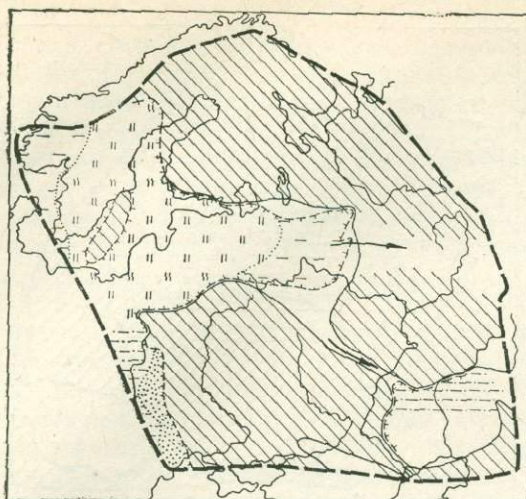
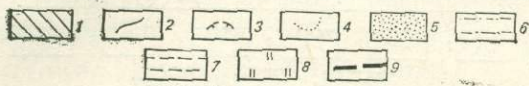


Рис. 67. Палеогеографическая схема Восточно-Европейской платформы (ордовик)

1 — суша; 2 — границы морского бассейна в раннем ордовике; 3 — границы морского бассейна в среднем и позднем ордовике; 4 — границы областей различных условий осадконакопления; 5—8 — средне- и позднеордовикское море, области преимущественного распространения осадков (5 — песчаных, 6 — песчано-глинистых, 7 — карбонатно-глинистых, 8 — карбонатных); 9 — границы древней платформы; стрелками показаны возможные пути миграции морской фауны в среднем и позднем ордовике



щих к суше западных районах платформы, в ее центре и на юге (в Поволжье) силур представлен карбонатными породами, местами с прослоями песчаников и мергелей (рис. 68); наибольшие мощности отложений этого типа известны в Приднестровье, где они достигают 850 м. В карбонатных породах обильны остатки бентосных, а в терригенных — планктонных форм (граптолиты).

В течение силурийского периода продолжалась регрессия моря, связанная с воздыманием центральных частей платформы. Она завершилась в конце силура и начале девона и была причиной появления на западе Восточно-Европейской платформы лагунных условий.

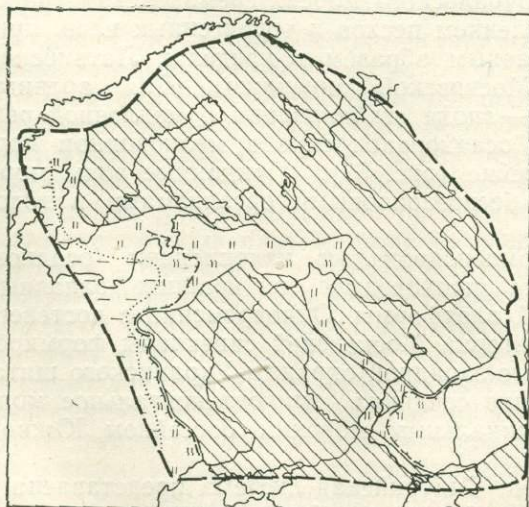
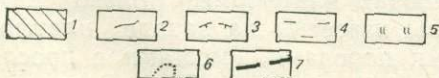


Рис. 68. Палеогеографическая схема Восточно-Европейской платформы (силур)

1 — суша; 2 — границы морского бассейна в силуре; 3 — границы морского бассейна в раннем девоне; 4—5 — силурийское море, области преимущественного распространения осадков (4 — глинистых, 5 — глинисто-карбонатных и карбонатных); 6 — границы областей различных условий осадконакопления; 7 — границы древней платформы



## СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа в кембрии была настолько сильно опущена, что почти вся находилась ниже уровня моря. Непрерывное воздымание в течение ордовика и силура привело к тому, что к концу силура она почти целиком представляла собой сушу.

Кембрийский период. Отложения кембрийской системы представлены всеми тремя отделами и распространены почти повсеместно на территории платформы. Для них характерны комплексы морских и лагунных пород; наиболее полные разрезы морских отложений известны в нижнем течении Лены.

В распределении кембрийских пород на платформе намечаются закономерности. В северной и восточной частях развиты известняки, мергели, глинистые породы (часто битуминозные) и в меньшей степени доломиты и песчаники, в южной и западной — доломиты, песчаники (местами конгломераты), гипсы, ангидриты и каменная соль, меньше — известняки и мергели. Характерны большие мощности (на северо-востоке до 3,5 км, на юго-западе свыше 5 км).

На платформе выделялись три зоны: зона островных и подводных поднятий, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток от Анабарского к Алданскому шиту, и две зоны опусканий — на востоке в бассейне р. Май и в нижнем течении Алдана и Лены, на юго-западе в бассейне Ангары, Подкаменной и Нижней Тунгусок и в верхнем течении Лены (рис. 69).

В зоне островов и подводных поднятий в кембрии в условиях морского мелководья шло образование карбонатных илов.

В восточной зоне опусканий в течение всего кембрия в глубокой части шельфа накапливались карбонатные илы, среди которых вблизи локальных поднятий встречались грубые терригенные осадки. Опускание было незначительным и компенсировалось накоплением осадков, но в отдельные отрезки времени интенсивность прогибания возрастала, что приводило к образованию переуглубленных некомпенсированных впадин в пределах эпиконтинентального бассейна, в которых формировались илы, обогащенные органическим веществом.

В юго-западной зоне опускания наиболее активно проявлялись в раннем кембрии; здесь в условиях мелководных лагун и заливов с повышенной соленостью происходило накопление карбонатных илов, гипсов, солей, красноцветных терригенных пород, часто грубообломочных вблизи холмистого или гористого берега. Амплитуда прогибания в отдельных местах достаточно значительна (не менее 4 км), несмотря на это, в течение всего кембрия здесь существовал компенсированный прогиб. В конце среднего кембрия заливы с повышенной соленостью на крайнем юго-западе платформы уступили место опресненным бассейнам. Это, вероятно, связано с образованием к югу от платформы обширных участков гористой суши и увеличением количества пресных вод, выносимых реками в эпиконтинентальный морской бассейн Сибирской платформы.

Ордовикский период. Отложения ордовикской системы представлены всеми отделами и развиты в центральной и западной частях платформы. В бассейне Вилюя известны доломиты и известняки, местами с красноцветными терригенными породами и гипсами. В бассейне Ангары широко развиты разнообразные терригенные, часто красноцветные породы; доломиты и известняки редки. Здесь ордовик

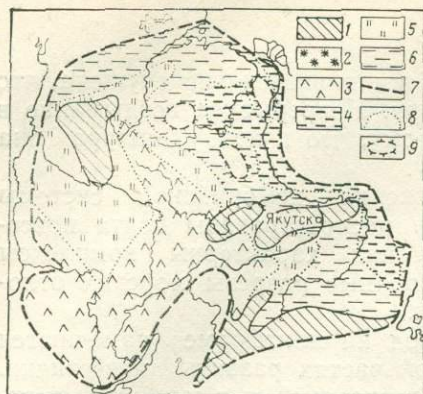


Рис. 69. Палеогеографическая схема Сибирской платформы (вторая половина раннего кембрия)

1 — суша; 2—6 — области развития (2 — терригенных красноцветных осадков и доломитовых илов, 3 — то же с каменной солью и гипсом, 4 — терригенных илов, обогащенных органическим веществом; 5 — доломитовых илов, 6 — карбонатных илов); 7 — границы древней платформы; 8 — границы областей различных условий осадконакопления; 9 — границы подводных поднятий

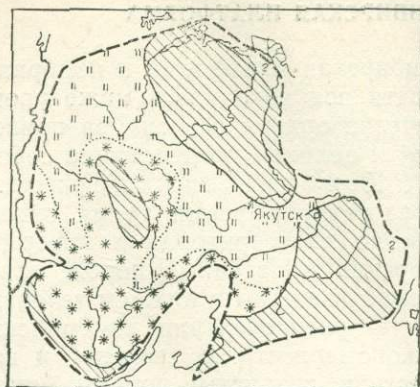


Рис. 70. Палеогеографическая схема Сибирской платформы (ранний ордовик)

Условные обозначения см. рис. 69

имеет наибольшую мощность — около 1900 м. В бассейнах Нижней и Подкаменной Тунгусок, Курейки разрезы ордовика представлены известняками, глинистыми породами, в меньшей степени — доломитами и песчаниками; мощность здесь не превышает 850 м.

На западе и в центре платформы в ордовике существовало внутреннее мелкое море, соединявшееся с Мировым океаном лишь через пролив в районе Таймыра. С востока и запада была низменная суша, на юге близко к берегу подходили высокие горы.

Ранний ордовик — эпоха частой смены условий, накопление осадков шло то в море с нормальной соленостью, то в осолоненном огромном заливе. В периоды существования моря нормальной солености накапливались карбонатные и терригенные илы, пески с глауконитом; в периоды осолонения бассейна происходило образование карбонатных илов, гипсов, терригенных красноцветных пород. Сохранялась активность погружения на юго-западе платформы, где существовал компенсированный прогиб (рис. 70). В среднем ордовике на западе сохранялся морской бассейн, в котором шло накопление маломощных терригенных осадков, а на северо-западе — карбонатных илов. Восточнее располагался осолоненный залив, где формировались красноцветы с гипсами. В позднем ордовике лагунные условия распространились и на южные участки ордовикского внутреннего моря.

Силурийский период. Силурийская система на Сибирской платформе представлена обоими отделами. Основная область развития силура — бассейн Нижней и Подкаменной Тунгусок, Курейки; наиболее мощные разрезы находятся в районе Норильска. Отложения силура представлены главным образом различными известняками, менее — доломитами и терригенными красноцветами.

В раннем силуре море сохранилось лишь в бассейне Тунгусок и в верхнем течении Вилюя (рис. 71). Оно было окружено плоской су-

шей, местами всхолмленной равниной, которая в южном направлении переходила в высокие горы. Сохранившийся морской залив имел нормальную соленость, в нем накапливались карбонатные илы. Только южные и восточные участки превратились в осолоненные лагуны, которые постепенно мелели и заполнялись терригенными красноцветными осадками. К концу раннего силура на их месте образовалась прибрежная равнина. Поздний силур отмечен регрессией моря в северном направлении; морские условия сменились лагунными. Накоплением доломитовых илов в этом остаточном бассейне завершилась раннепалеозойская история Сибирской платформы.

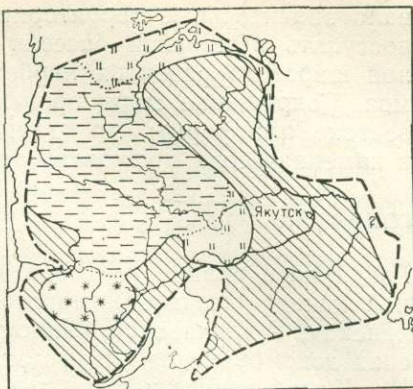


Рис. 71. Палеогеографическая схема Сибирской платформы (ранний силур, лландоверийский век)  
Условные обозначения см. рис. 69

### СЕВЕРОАМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Большая часть Североамериканской платформы в раннем палеозое была поднята выше уровня моря. Только ее южные области покрывались морем.

Кембрийский период. Отложения кембрийской системы на платформе имеют средне- и позднекембрийский возраст. Первые развиты на крайнем западе и юге и представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. Вторые распространены шире и встречаются к югу от Канадского щита; в основании разреза — это песчаники, они сменяются известняками и доломитами. Терригенные породы доминируют в разрезе лишь на севере, вблизи Канадского щита. Мощность кембрия около 300 м.

Море проникало в западную и южную части платформы в среднем кембрии. В центральной части платформы существовала низменная суша. В позднем кембрии трансгрессия достигла наибольшего развития, море покрыло всю южную часть платформы до Великих Озер.

Ордовикский период. Отложения ордовика представлены на платформе доломитами и известняками мощностью в первые сотни метров. В ордовикский период отдельные участки платформы были покрыты очень мелким морем, которое граничило с плоской низменной сушей. В связи с этим даже незначительные колебания суши приводили к обширным регрессиям, либо к трансгрессиям моря. В раннем ордовике моря занимали площади, близкие к кембрийским. После временной регрессии в среднем ордовике опускание охватило юго-восток платформы, включая область Великих Озер. Наибольшая трансгрессия была в позднем ордовике, когда море покрывало обширную территорию на юге, в центре и на севере платформы.

Силурийский период. Отложения силура представлены главным образом известняками и доломитами, среди которых встречаются глинистые породы. Характерны широкое развитие рифовых построек среди известняков нижнего силура и появление галогенных пород в верхнем отделе. Силурийское море было мелководным и покры-

вало значительные территории. Отсутствие поднятий, с которых мог поступать в морской бассейн терригенный материал, явилось причиной широкого развития карбонатных илов и рифостроящих организмов. Сокращение моря происходило в позднем силуре; в лагунах на востоке платформы осаждались терригенные илы, ангидриты, гипсы и каменная соль в условиях аридного климата.

## ГОНДВАНА

Гондвана в раннем палеозое была огромной платформой, расположенной южнее Средиземноморского пояса. В нее входили Южноамериканская, Африканская, Индостанская, Австралийская и Антарктическая докембрийские платформы.

Кембрийский и ордовикский периоды. На Южноамериканской платформе кембрий известен лишь в Центральной Аргентине, где в сланцах, ранее считавшихся докембрийскими, обнаружена фауна раннего кембрия. Осадки ордовика тоже очень мало распространены: в нижнем течении Амазонки и в соседних к юго-востоку районах известна толща морских песчано-глинистых отложений (200 м), на востоке Боливии и в Парагвае установлены континентальные песчаники и конгломераты, а в Центральной Аргентине — песчано-глинистые и доломитовые отложения.

На Африканской платформе в Северо-Западной и Центральной Африке к нижнему палеозою относятся (часто условно) толщи преимущественно терригенных пород. Кембрий и ордовик представлены конгломератами и песчаниками, аргиллитами, кремнистыми породами, редкими известняками. Мощность достигает 1 км, но обычно меньше. Окаменелости, как правило, отсутствуют, известны лишь следы жизнедеятельности животных, редко встречаются брахиоподы и граптолиты ордовика.

На северо-западе Индостанской платформы известны маломощные нижнекембрийские отложения, представленные красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями ангидритов и горизонтом темных глинистых пород с обильными трилобитами и брахиоподами.

На Австралийской платформе установлены кембрийские и ордовикские осадочные породы. На севере они протягиваются от зал. Жозеф-Бонапарт в Квинсленд. Это песчано-сланцевые и карбонатные осадки кембрия — среднего ордовика мощностью не более 2 км. В Большой Песчаной пустыне развит нижний и средний ордовик в терригенно-карбонатных фациях мощностью около 1 км. В горах Макдоннелл кембрий представлен песчаниками, глинистыми сланцами и известняками (до 1 км) с остатками водорослей, археоциат и ходами червей. Отложения ордовика представлены кварцитами и песчаниками, а также глинистыми сланцами и известняками (мощность 1,8 км) с обильными остатками разнообразных беспозвоночных. На крайнем западе континента (Перт) выделена толща терригенных пород условно ордовикского возраста (мощность 1 км).

Итак, кембрийская история Южной Америки характеризуется высоким положением платформы; в кембрии на ней протекали процессы денудации. В ордовике платформа также была подвержена разрушению; однако в это время начались опускания, сопровождавшиеся накоплением континентальных осадков, а развитие морской трансгрессии

привело к образованию морских заливов в нижнем течении Амазонки и в Центральной Аргентине.

Несомненно, в Северо-Западной Африке в кембрии и ордовике существовали окраинные мелководные моря, в которых формировались галечники и пески (частично в дельтах рек), глинистые и карбонатные илы. Наличие кремнистых пород указывает на вулканическую деятельность в соседних областях. Прогибание происходило медленно и компенсировалось осадконакоплением. Широкое развитие грубообломочного материала свидетельствует об интенсивных процессах эрозии на прилегающей суше.

На Индостанской платформе в начале кембрия формирование осадков происходило в осолоненных лагунах и временами в нормальных морских условиях вблизи низменных берегов.

В раннем палеозое наиболее погруженной являлась северо-восточная часть Австралийской платформы, которая в кембрии и ордовике на значительной площади была покрыта морями. Процессы погружения и осадконакопления интенсивно протекали в районе современных гор Макдоннелл. Располагавшаяся здесь впадина широтного простирания представляла собой крупный авлакоген, начавший свое развитие еще в позднем докембрии. Море проникло сюда с востока в кембрии, и до конца ордовика в условиях мелководья, а временами на прибрежных аллювиальных равнинах шло накопление песчаного материала, реже терригенных и карбонатных илов (компенсированный прогиб). В раннем ордовике море продвинулось дальше на северо-запад, его осадки известны в Большой Песчаной пустыне. На севере платформы море наступало с запада, морские осадки длительно накапливались в районе зал. Жозеф-Бонапарт; постепенно расширяясь, море достигло Квинсленда. В среднем ордовике платформа начала воздыматься, и морское осадконакопление в позднем ордовике сохранилось лишь на востоке в районе гор Макдоннелл.

Силурийский период. Отложения силура распространены в платформенной части Южной Америки более широко, чем кембрия и ордовика. В бассейне Амазонки известны глинистые песчаники и кремнисто-глинистые сланцы (до 1000 м); в Восточной Бразилии, Парагвае, Боливии они представлены песчаниками и конгломератами (до 700 м), вероятно, не только морского, но и континентального (в том числе ледникового) генезиса.

В Северо-Западной Африке отложения силура развиты менее широко, чем кембрия и ордовика, но их присутствие доказано палеонтологически. Это песчаники, глинистые сланцы с граптолитами и известняки с обильными остатками бентосных организмов. Мощность силура не превышает первых сотен метров.

В Австралии в горах Макдоннелл к силуру условно отнесена мощная (3 км) толща конгломератов, залегающая без углового несогласия на ордовике.

На территории Южной Америки морская трансгрессия расширилась, но формирование осадков шло не только в эпиконтинентальных морях, а и на суше. На севере Южноамериканской платформы существовали локальные центры оледенений; более обширные участки ледников установлены на территории современных Анд, откуда на восток в пределы платформы ледники и водные потоки транспортировали обломочный материал.

В Африке размеры морских бассейнов несколько сократились, в них накапливались различные илы, богаче стал органический мир, более теплым стал климат.

Силур — время высокого стояния Австралийской платформы и широкого развития процессов денудации.

Из рассмотрения раннепалеозойской истории Гондваны следует, что она была высоко поднята, поэтому моря покрывали лишь ее периферийные части. Кембрийский период — время трансгрессий; для ордовика характерно максимальное развитие эпиконтинентальных морей на востоке платформы; в силуре наибольшие погружения испытала западная часть платформы (Южная Америка), а восточная была более или менее высоко поднята. Гондвана в раннем палеозое находилась в зоне умеренного и, вероятно, холодного полярного климата.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### ХАРАКТЕР ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

На протяжении раннего палеозоя земная кора испытала сложные преобразования, связанные с проявлением как орогенических движений в геосинклинальных поясах, так и эпейрогенических движений на платформах. Если повсюду кембрий и начало ордовика были временем развивающихся и прогрессирующих опусканий, то для конца ордовика и силура типична активизация процессов воздымания. Эти поднятия привели к превращению некоторых геосинклинальных систем в складчатые, к образованию в ряде случаев горных сооружений, вызвали осушение огромных участков платформ.

Складчатые сооружения в геосинклинальных поясах формировались в течение раннего палеозоя (каледонской эпохи складчатости) не одновременно в различных регионах, отмечается тенденция раннего замыкания систем, прилегающих к жестким древним массивам, в то время как раннее завершение развития во внутренних частях пояса является

скорее исключением (кокчетавско-киргизские каледониды). В раннем палеозое можно наметить несколько фаз складчатости, завершивших развитие разных геосинклинальных систем (рис. 72) и приведших к образованию крупных антиклинориев и синклинориев. В конце среднего кембрия салаирский орогенез привел к формированию складчатых сооружений ранних каледонид Кузнецко-Саянского региона; в конце ордовика (таконская фаза) образовались каледониды Кокчетавско-Киргизской области; в конце силура проявилась эрийская фаза складчатости, приведшая к созданию каледонид Грампианской системы. В образовавшихся ранее складчатых системах росли и разрушались горные сооружения, формировались межгорные впадины,

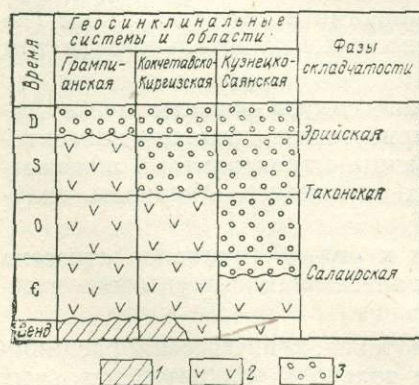


Рис. 72. Основные фазы складчатости в раннем палеозое (каледонская эпоха складчатости)

1 — комплекс основания; 2 — геосинклинальный комплекс; 3 — орогенный комплекс

ны с заполнившими их молассами. Наряду с этим к концу равнинпалеозойского этапа не происходило формирования новых платформенных массивов и краевых прогибов.

Наиболее широко каледонский орогенез проявился в Атлантическом поясе, большая северная часть которого превратилась в складчатую область. Урало-Монгольский пояс испытал меньшую перестройку, но и в его пределах консолидировались значительные участки. В Средиземноморском поясе каледонская складчатость проявилась лишь в виде местных поднятий, в появлении перерывов и терригенных красцветов (горы Наньшань — каледонское складчатое сооружение, примкнувшее к древним массивам). В Тихоокеанском поясе обширные складчатые системы возникли в Западном секторе (каледониды Катазин и Восточной Австралии).

В конце раннего палеозоя все древние платформы испытали процессы воздымания, они сопровождались обширными регрессиями эпиплатформенных морских бассейнов.

### ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Для раннего палеозоя характерно морское осадконакопление как в геосинклинальных поясах, так и на платформах северного ряда (рис. 73). Нарастание тектонических движений отразилось в пестром фациальном облике осадков геосинклиналей раннего палеозоя, в резком изменении мощностей отдельных комплексов пород. Атлантический пояс был ареной образования терригенных и вулканогенных осадков, причем последние тяготели к эвгеосинклинальным зонам геосинклинальных систем. Средиземноморскому поясу свойственны особенности: в морях Европейской области интенсивно накапливался песчаный материал и терригенные илы, а вулканическая деятельность и процессы карбонатного осадконакопления проявлялись слабо. В Азиатской области — от Малой Азии до Памира, а также в геосинклинали Циньлина процессы подводного вулканизма были обычны, но восточнее Памира (Гималаи, Индокитай) условия напоминали условия Европейской области. Большой пестротой условий осадконакопления отличался Урало-Монгольский пояс; здесь были широко развиты миогеосинклинальные зоны с карбонатно-терригенными и эвгеосинклинальные зоны с терригенно-вулканогенными морскими осадками (рис. 74). Для отдельных достаточно обширных участков, особенно в конце раннего палеозоя, характерно образование в континентальных условиях грубообломочных осадков в горных областях у подножия хребтов (молассовая формация в Кокчетавско-Киргизской области и Кузнецко-Саянском регионе). В Тихоокеанском поясе наблюдалось четкое распределение мио- и эвгеосинклинальных зон. Первые занимали его периферические части, иногда значительно расширялись (на северо-востоке Азии). Вторые примыкали к впадине Тихого океана, и характер осадконакопления в них, вероятно, был весьма близок к наблюдаемому в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.

Платформенные массивы северного ряда значительное время были покрыты водами мелких морей, в которых шло образование терригенных и карбонатных илов, песков, росли рифы. Для конца раннего палеозоя характерны полузамкнутые морские бассейны, лагуны с аномальной соленостью, где происходило накопление пестрых по окраскам терригенных и доломитовых илов, часто сопровождавшееся садкой со-

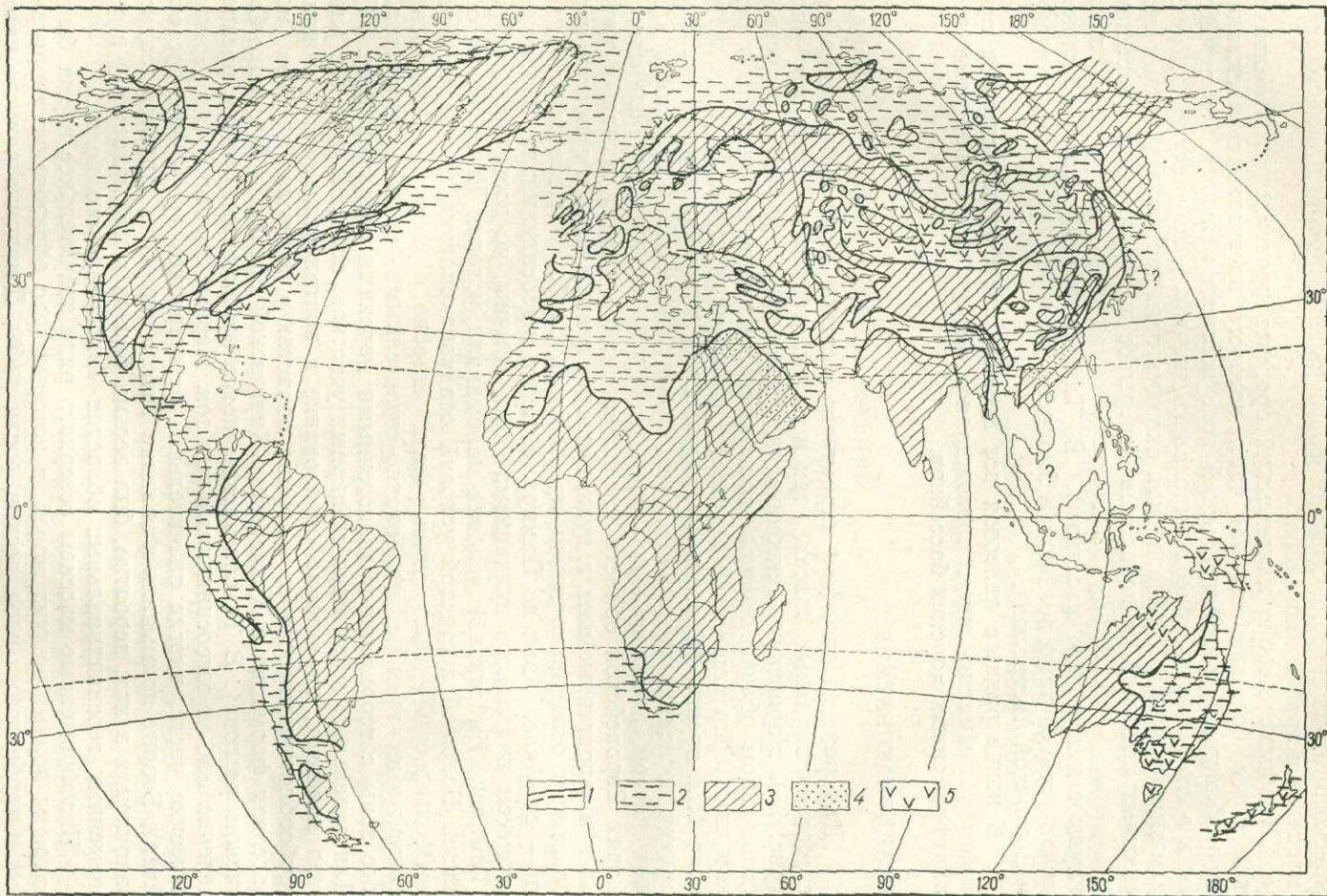


Рис. 73. Палеогеография раннего кембрия. По Е. С. Левицкому (1974 г.), с изменениями

1 — граница моря и суши (сплошная линия — на континентах, прерывистая — в современных морях); 2 — море; 3 — суша; 4 — области континентального осадконакопления; 5 — области проявления вулканизма

лей. Южный платформенный массив (Гондвана) покрывался морями лишь по периферии (рис. 75); в связи с этим морское осадконакопление для него не характерно; достоверные следы континентальной аккумуляции редки (есть указание на присутствие ледниковых отложений в Южной Америке и Африке).

#### КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В течение раннего палеозоя наметилась дифференциация климатических зон, хотя в целом для этого этапа характерно развитие сравнительно теплого, аридного климата. Сведения о кембрийском климате отрывочны. Сравнительно четко можно наметить аридную зону, положение которой фиксируется развитием гипсов и каменной соли, доломитов и краснокветов. Эта зона протягивалась широкой полосой из Аравии и Ирана через Восточную Сибирь в Канаду. По обе стороны от нее располагались зоны теплого гумидного климата, показателями которого являются кембрийские марганцевые и железные руды, бокситы. Показателем существовавшего в Южной Америке холодного климата являются тиллиты, хотя это могут быть продукты деятельности долинных ледников в зоне умеренного климата.

Климатические зоны ордовика и силура изучены не лучше кембрийских. Общий план климатической зональности, вероятно, сохранился с кембрия. Показателем аридного климата служат красноцветно-соленосные толщи. Аридная зона ордовикско-силурийского времени протягивалась от Прибалтики к Восточной Сибири и через современный Северный полюс в Канаду и США. По обе стороны от нее находились зоны теплого влажного климата, индикаторами которых служат карбонатные разрезы ордовика и силура с обильными остатками теплолюбивых форм беспозвоночных. Наконец, на наибольшем удалении от аридной зоны располагались зоны умеренного и холодного климата, фиксируемые по терригенным разрезам с бедными фаунистическими остатками и по тиллитам (ордовик Северной Африки, ордовик и силур Южной Америки).

Все данные по климатическим зонам раннего палеозоя указывают на то, что палеоэкватор был близок по своему положению к современным 90 и 270 меридианам, а один из полюсов располагался где-то в районе Гвинейского залива, если принять фиксированное положение материков.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Отложения нижнего палеозоя содержат сравнительно бедный комплекс полезных ископаемых. Несмотря на широкое развитие нижнепалеозойских интрузивных магматических пород различного состава, генетически связанные с ними полезные ископаемые встречаются редко или не образуют крупных месторождений; более обычные месторождения экзогенных полезных ископаемых.

С ультраосновными интрузивными породами в Северной Америке и Алтае-Саянской области связаны часто месторождения асбеста и таль-

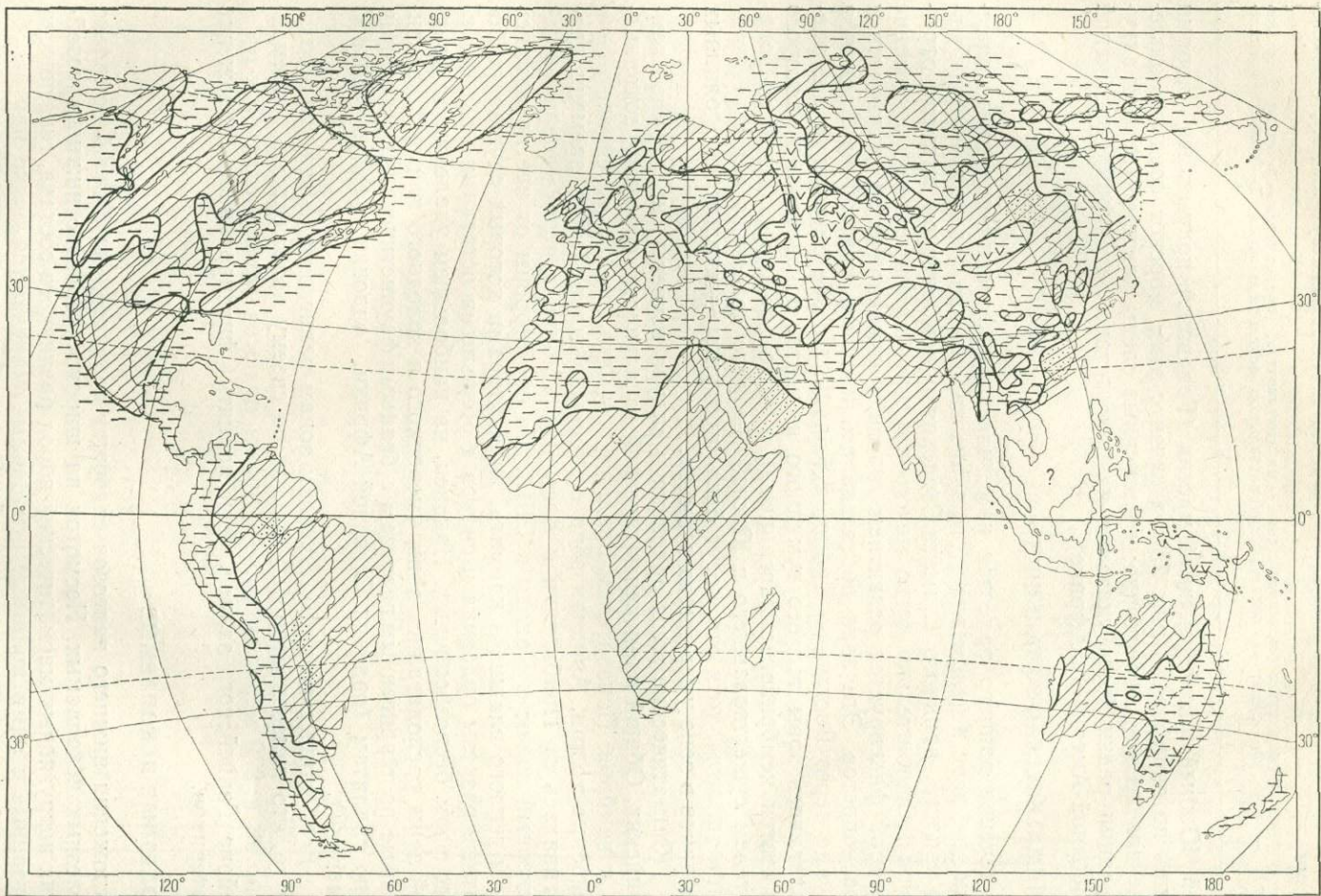


Рис. 74. Палеогеография среднего ордовика. По Е. С. Левинскому (1974 г.), с изменениями.  
 Условные обозначения см. рис. 73

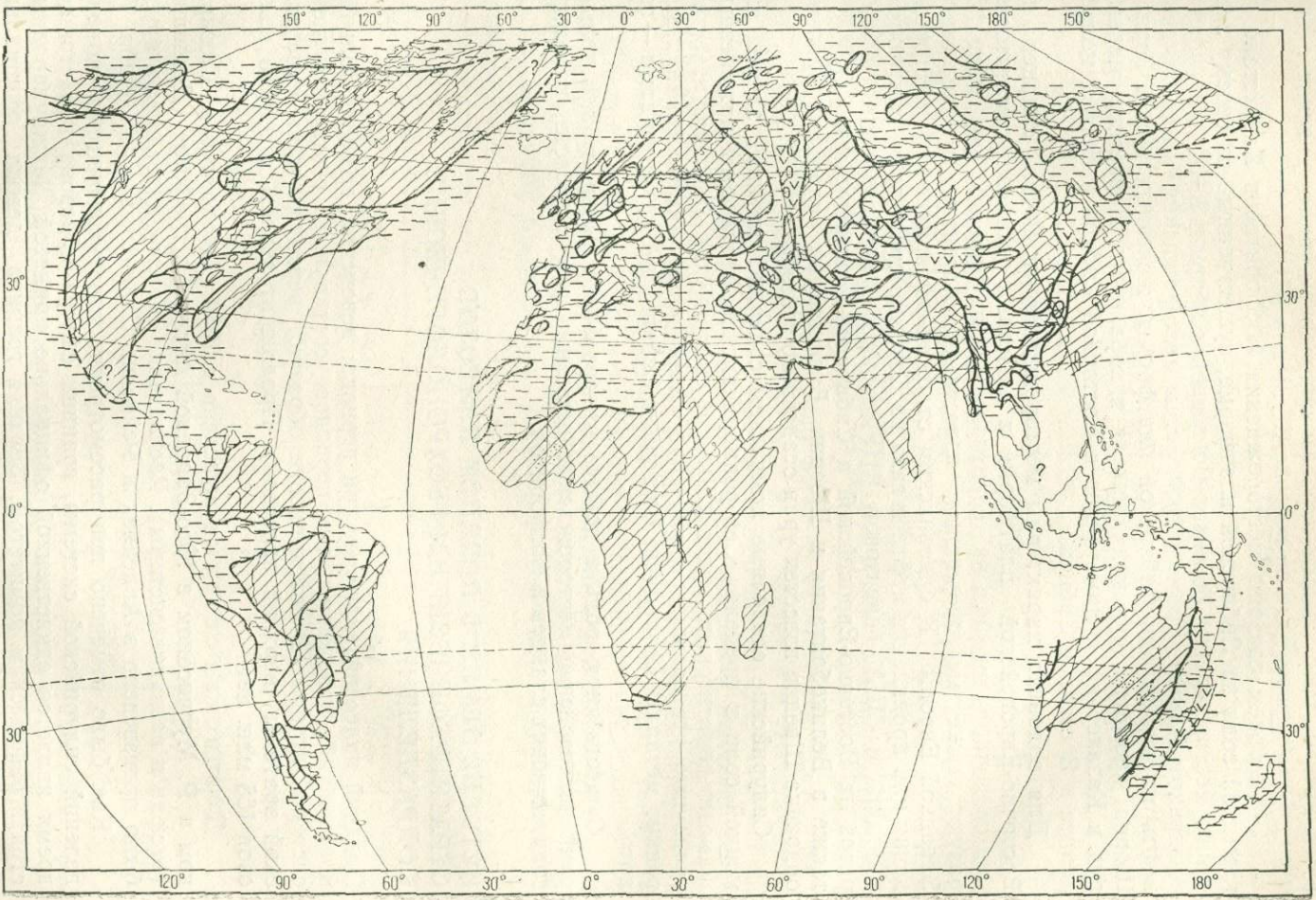


Рис. 75. Палеогеография раннего силура. По Е. С. Левинскому (1974 г.), с наименованиями

Условные обозначения см. рис. 73

ка; к кислым интрузивным породам приурочены месторождения олова и вольфрама, известные на востоке СССР и в КНР.

С кембрием связаны месторождения фосфоритов в Казахстане и каменной соли на Сибирской платформе, существенные по своему значению месторождения бокситов Восточной Сибири и КНР, марганца в Кузнецком Алатау. Кроме того известны месторождения или проявления нефти на юго-западе Сибирской платформы, железных руд в Горной Шории, хромитов, руд меди, никеля и кобальта в Норвегии, медных руд в Казахстане, полиметаллов в Восточной Сибири и Бирме, молибдена в Восточной Сибири.

Для ордовика характерны месторождения горючих сланцев на Восточно-Европейской платформе и железных шамозит-гематитовых руд осадочного генезиса на территории Ньюфаундленда; последние образуют также месторождения, известные в Аргентине и ряде стран Западной Европы. К ордовикским отложениям приурочены месторождения или проявления нефти и газа на Североамериканской платформе, марганца в США, бокситов в КНР, зернисто-ракушечниковых фосфоритов на Восточно-Европейской и Сибирской платформах в СССР, а также в Великобритании и Швеции. В глинистых сланцах нижнего ордовика Швеции известен уран осадочного генезиса.

Силурийские осадочные комплексы содержат крупные запасы каменной соли в пределах Североамериканской платформы и железных шамозит-гематитовых руд в США. В силурийских породах известны осадочные месторождения марганца (КНР), связанные с пегматитами редкие металлы (Аппалачи, Восточная Сибирь) и с гранитоидами — золото.

Существенную роль в добыче минерального сырья играют только раннепалеозойские месторождения железных руд и асбеста, каменной соли, горючих сланцев и фосфоритов.

## **ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ**

Поздний палеозой включает три периода: девонский, каменноугольный и пермский. Отложения этих периодов составляют соответствующие системы, которые в совокупности образуют верхнюю часть палеозойской эратемы (верхний палеозой). Продолжительность позднего палеозоя 165 млн. лет.

Девонская система выделена в 1839 г. геологами А. Седжвиком и Р. Мурчисоном в Юго-Западной Англии, в графстве Девоншир (отсюда и название системы). Расчленение системы на отделы и ярусы было произведено в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах (табл. 7).

Как было отмечено при рассмотрении стратиграфических подразделений силурийской системы, граница силура и девона в настоящее время является единственной официально принятой Международным стратиграфическим комитетом. Верхняя граница девона официально не утверждена. Однако изучение разрезов верхнего девона и нижнего карбона в СССР, Бельгии и Франции показало возможность достаточно точной корреляции этого рубежа по таким группам, как фораминиферы, амmonoидеи, конодонты, брахиоподы, кораллы-ругозы.

Таблица 7

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Изотопный возраст (млн. лет)	
			Начало эпохи	Длительность
Девонская (де- вонский)	Верхний (позднедевонская)	Фаменский Франский	370	20
	Средний (среднедевонская)	Живетский Эйфельский	?	40
	Нижний (раннедевонская)	Эмский Зигенский Жединский	410	

Каменноугольная система выделена в 1822 г. английскими геологами У. Конибиром и У. Филлипсом, но современный ее объем был установлен в 1839 г. А. Седжвиком и Р. Мурчисоном. Система названа каменноугольной по наличию в ее составе большого количества пластов каменного угля.

Подразделение каменноугольной системы на отделы и ярусы в различных странах проведено по-разному из-за отличий в геологической истории. В Западной Европе (Великобритания, Бельгия, Франция, ФРГ и др.) карбон делится на два отдела: нижний и верхний; такое деление обусловлено тем, что в нижней части каменноугольной системы преобладают морские отложения, а в верхней — континентальные.

Двучленное деление каменноугольной системы принято также в США, с той лишь разницей, что каждое из подразделений возведено в ранг самостоятельной системы: миссисипской и пенсильванской. Во многих районах СССР каменноугольная система представлена полностью морскими отложениями. Детальное изучение фаунистических

Таблица 8

Система (период)	СССР		Западная Европа		Изотопный возраст (млн. лет)	
	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Начало эпохи	Длительность
Каменно- угольная (ка- менноуголь- ный)	Верхний (позднека- менноуголь- ная)	Гжельский Касимов- ский	Верхний—си- лезский (поздне- каменноуголь- ная)	Стефанский	300	10
	Средний (среднека- менноуголь- ная)	Московский Башкирский		Вестфаль- ский Намюрский	320	20
	Нижний (раннека- менноуголь- ная)	Серпухов- ский Визейский Турнейский	Нижний—ди- нантский (ран- некаменно- угольная)	Визейский Турнейский	350	30

Таблица 9

Система (период)	СССР		Западная Европа		Изотопный возраст (млн. лет)	
	Отдел (эпоха)	Ярус (век)			Начало эпохи	Длитель- ность
Пермская (пермский)	Верхний (поздне- пермская)	Татарский Казанский Уфимский	Цехштейн (тюрингий)		255	10
	Нижний (раннепер- мская)	Кунгурский Артинский Сакмарский Ассельский	Красный лежень	Верхний красный лежень (саксоний) Нижний красный лежень (отен)	290	35

комплексов из этих отложений, проведенное русскими учеными, позволило разделить каменноугольную систему на три отдела: нижний, средний и верхний (табл. 8).

Пермская система выделена в 1841 г. Р. Мурчисоном в Западном Приуралье и свое название получила от бывшей Пермской губернии. Система делится на два отдела: нижний и верхний. Каждый отдел подразделяется на несколько ярусов (табл. 9).

Приведенная в левой части таблицы ярусная шкала пермской системы не является общепринятой. Она разработана для отложений, развитых в европейской части СССР, и имеет региональное значение. Применение ее на других территориях (Западная Европа, Северо-Восток СССР и т. д.) встречает большие затруднения из-за того, что во многих районах земного шара пермская система сложена преимущественно континентальными, отчасти лагунными и в меньшей степени морскими отложениями, формирование которых происходило в различных физико-географических условиях. Это нашло свое отражение в резких различиях фаунистических и флористических комплексов, что препятствует проведению сопоставления пермских отложений разных районов и установлению единых стратиграфических подразделений.

На юге СССР (Памир, Кавказ) пермскую систему, представленную морскими отложениями, делят на три отдела: 1) яикский (нижний), отвечающий приблизительно ассельскому и артинскому, 2) кушанский (средний), отвечающий примерно кунгурскому и уфимскому, 3) арианский (верхний), отвечающий казанскому и татарскому ярусам.

## ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Как уже отмечалось, к концу раннего палеозоя произошло вымирание или угасание многих групп организмов, широко развитых в первой половине палеозойской эры. Резко уменьшилось разнообразие трилобитов, граптолитов, иглокожих, табулятов, наутилоидей и других групп. Наряду с этим появились новые животные и растения, которые и определили облик органического мира позднего палеозоя (рис. 76).

Главное отличие органического мира позднего палеозоя от предшествующих периодов состояло в том, что развитие его происходило не только в морях, но и на континентах. Поздний палеозой—время пыш-

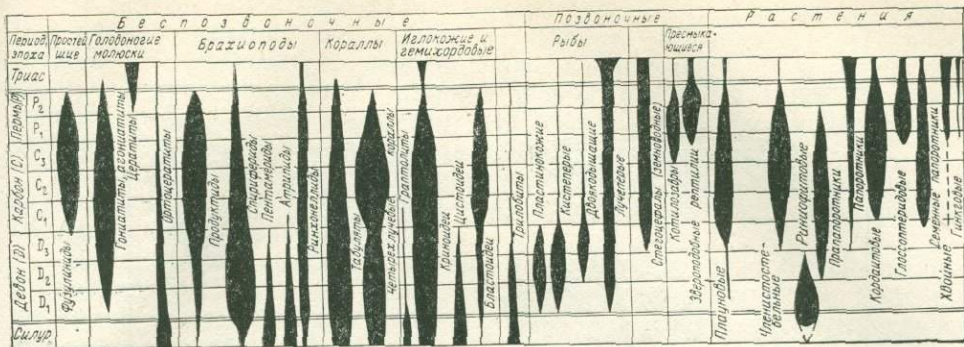


Рис. 76. Схема развития основных групп организмов в позднем палеозое

ного расцвета наземной растительности, появления и развития сухопутных позвоночных.

В морях появились первые амmonoидеи с простой лопастной линией, получили расцвет четырехлучевые кораллы, мшанки, фузулиниды, некоторые отряды замковых брахиопод (спирифериды, продуктиды, ринхонеллиды).

Изменения в составе органического мира на рубеже раннего и позднего палеозоя отражают поступательный ход эволюционного развития жизни на Земле, связанного прежде всего с изменениями окружающей среды. Эти изменения были вызваны тектоническими движениями конца раннего палеозоя — каледонским (эрийским) орогенезом, существенно изменившими географию земной поверхности и приведшими к сокращению морских водоемов и установлению континентальных условий на больших площадях.

Девонский период отличался разнообразием органического мира не только в морях, но и на континентах. Именно с этого периода началось интенсивное развитие водных и наземных позвоночных. К концу периода значительные пространства суши были покрыты древесной и кустарниковой растительностью.

Органический мир моря в целом был менее разнообразен по сравнению с силурийским за счет исчезновения или угасания многих раннепалеозойских групп беспозвоночных. Изменения в составе морской фауны происходили постепенно и поэтому в начале периода продолжали существовать некоторые типичные для раннего палеозоя организмы, такие, как граптолиты и др. Наряду с этим появились представители новых, не известных ранее групп. Среди беспозвоночных наиболее широкое развитие получили замковые брахиоподы и головоногие моллюски — агониатиты, гониатиты и климении (рис. 77).

Количество родов замковых брахиопод в девоне достигло максимального значения за все время существования этой группы (более 320). Особенно разнообразны были спирифериды (*Euryspirifer*, *Cyrtospirifer* и др.), атрипиды (*Atrypa*, *Karpinskia* и др.), ринхонеллиды (*Hypothyridina*, *Junanella*, *Ladogia* и др.) и теребратулиды. Появились первые представители надсемейства продуктаций. Брахиоподы девона отличались богатством видов и быстрой изменчивостью во времени, поэтому они являются важнейшей группой, используемой при разработке стратиграфии девонских отложений.

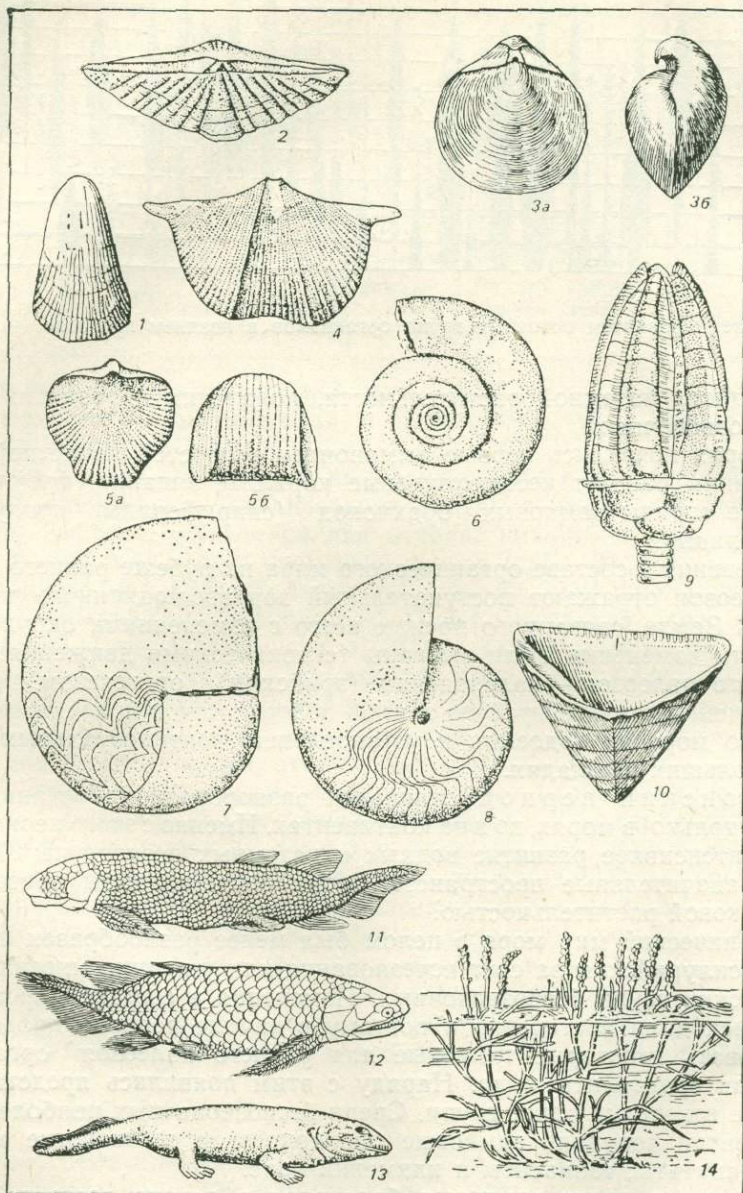


Рис. 77. Характерные ископаемые остатки девонских организмов

Брахиоподы: 1 — *Karpinskia* (ранний девон), 2 — *Euryspirifer* (ранний и средний девон), 3а, б — *Stringocephalus* (средний девон), 4 — *Cyrtospirifer* (преимущественно поздний девон), 5а, б — *Hypothyridina* (средний и поздний девон); климении: 6 — *Clymenia* (поздний девон); агониатиты: 7 — *Timanites* (поздний девон); гониатиты: 8 — *Tornoceras* (поздний девон); криноиды: 9 — *Cupesocritites* (средний девон); кораллы: 10 — *Calceola* (ранний и средний девон); двоякодышащие: 11 — *Dipterus* (средний — поздний девон); кистеперые: 12 — *Holoptychius* (поздний девон); земноводные: 13 — *Ichthyostega* (поздний девон); риниофиты: 14 — *Zosterophyllum* (ранний девон)

В начале девонского периода появились и затем получили широкое распространение агониатиты (*Timanites*) и гониатиты (*Tornocerases*). В начале позднего девона появились климении (*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. В конце периода климении вымерли.

Наряду с быстрым развитием аммоноидей шло угасание другой группы головоногих моллюсков — наутилоидей, особенно тех, которые обладали прямой раковинной.

Дальнейшее развитие в девоне испытали кораллы; по сравнению с силурийским периодом несколько уменьшилось количество табулят, но вместе с тем большое значение начали приобретать четырехлучевые кораллы (*Calceola* и др.). Последние вместе со строматопоридеями и мшанками участвовали в образовании рифовых построек.

Немалую роль в фауне беспозвоночных девонских морей играли ракоскорпионы, остракоды, тентакулиты, конодонты, а также прикрепленные иглокожие (морские лилии и бластоидеи), рецептакулиты, губки, фораминиферы. Продолжали существовать и развиваться мшанки, двустворки, гастроподы и древние морские ежи.

Среди водных позвоночных в девонском периоде господствовали различные рыбы: панцирные, хрящевые и костные, а также бесчелюстные рыбообразные организмы. Поэтому нередко девонский период называют «веком рыб». У панцирных или пластинокожих голова и передняя часть туловища были покрыты мощным панцирем из крупных костных пластин. Видимо, они вели малоподвижный придонный образ жизни и вымерли к концу периода. Хрящевые (акулы) появились в середине девона, но расцвет испытали в более поздние геологические времена. Очень разнообразны были костные рыбы, к которым принадлежали многочисленные лучеперые, двоякодышащие (*Dipterus*) и кистеперые. Кистеперые (*Holoptychius*) обладали веретенообразным телом и сильными мясистыми плавниками, которые служили не только для плавания, но и для хождения по дну. Скелет плавников обнаруживает большое сходство со скелетом конечностей земноводных, что позволяет наряду с другими сходными признаками считать кистеперых рыб предками земноводных. Рыбы обитали не только в морях, но и в пресных водоемах на суше.

Наряду с животными в девонских морях существовали разнообразные водоросли, в том числе и известковые, принимавшие участие в строительстве рифов.

**Органический мир суши** в девонском периоде испытал заметное развитие. Континенты были уже обитаемы. Крупная регрессия моря в конце силура — начале девона активизировала выход растений на сушу и приспособление их к наземному образу жизни. В раннем и среднем девоне на суше господствовали риниофиты, которые произрастали преимущественно в болотистых местах. К началу позднего девона они вымерли.

К концу раннего — началу среднего девона наряду с риниофитами существовали все основные группы споровых растений: плауновидные, членистостебельные и папоротники, а к концу периода появились первые голосеменные растения. В позднем девоне особенно широко был распространен разноспоровый папоротник *Archaeopteris*. Поэтому позднедевонскую флору часто называют археоптерисовой. Рассматривая общий ход развития растительного мира, один из круп-

ных палеоботаников СССР С. В. Мейен (1970 г.) писал, что при общем архаичном облике девонских растений налицо их высокая эволюционная продвинутость во многих отношениях; скорость прогресса этих пионеров суши фантастична; в течение одного-двух десятков миллионов лет сформировались важнейшие группы высших растений, просуществовавшие затем сотни миллионов лет, причем некоторые из них дожили до наших дней.

Наземная растительность развивалась в прибрежных областях с мягким влажным климатом и характеризовалась однотипностью состава в различных частях земного шара. Внутренние части континентов в девоне были еще лишены растительного покрова.

Среди наземных беспозвоночных животных существовали паукообразные, скорпионообразные, клещи, многоножки и первые насекомые. В позднем девоне появились первые земноводные — стегоцефалы, небольшие, неуклюжие животные, обитавшие вблизи водоемов в сырых заболоченных местах.

**Каменноугольный период.** Органический мир типичен для позднего палеозоя. Наиболее примечательной его чертой является пышное развитие древесной наземной растительности, покрывшей все континенты. Впервые наметилась четкая дифференциация растительного мира, обусловленная климатической зональностью. Важной особенностью является появление в середине периода новой группы наземных позвоночных — пресмыкающихся.

Для органического мира морей характерно своеобразие, хотя в его составе продолжали существовать все те типы животных, что и в предыдущие периоды — древние группы беспозвоночных уже не играли никакой роли (в карбоне вымерли граптолиты, доживали последние трилобиты и ракоскорпионы, резко сократилось количество наутилоидей). Широким распространением пользовались фораминиферы (фузулиниды), замковые брахиоподы, гониатиты, четырехлучевые кораллы, мшанки, морские лилии и древние морские ежи (рис. 78). По сравнению с девонским периодом в перечисленных группах произошло значительное обновление состава семейств, родов, видов.

Среди бентосных организмов значительного развития достигают фузулиниды (*Fusulina*, *Triticites* и др.). Накапливаясь в больших количествах, их раковины участвовали в образовании известкового осадка, превратившегося впоследствии в фузулиновые известняки. Фузулиниды являются важнейшей группой для стратиграфии каменноугольных отложений.

Не менее широко в карбоне были развиты замковые брахиоподы, хотя количество родов по сравнению с девонским периодом несколько сократилось. Существенно иным стал их состав. Преобладали спирифериды (*Unispirifer*, *Spirifer*, *Choristites*, *Neospirifer* и др.) и особенно продуктиды (*Avonia*, *Buxtonia*, *Gigantoproductus*, *Dictyoclostus*, *Ovatia* и многие др.). Раковины некоторых из них (*Gigantoproductus*) достигали очень крупных размеров (до 40 см).

Продолжали развиваться агониатиты и гониатиты. В начале периода они были немногочисленными, но в среднем и позднем карбоне количество и разнообразие аммоноидей заметно увеличилось (*Pronotites*, *Goniatites* и др.). Их развитие шло по пути усложнения лопастной линии и скульптуры раковины. Гониатиты — одна из важнейших групп длядробного стратиграфического расчленения каменноугольных отложений.

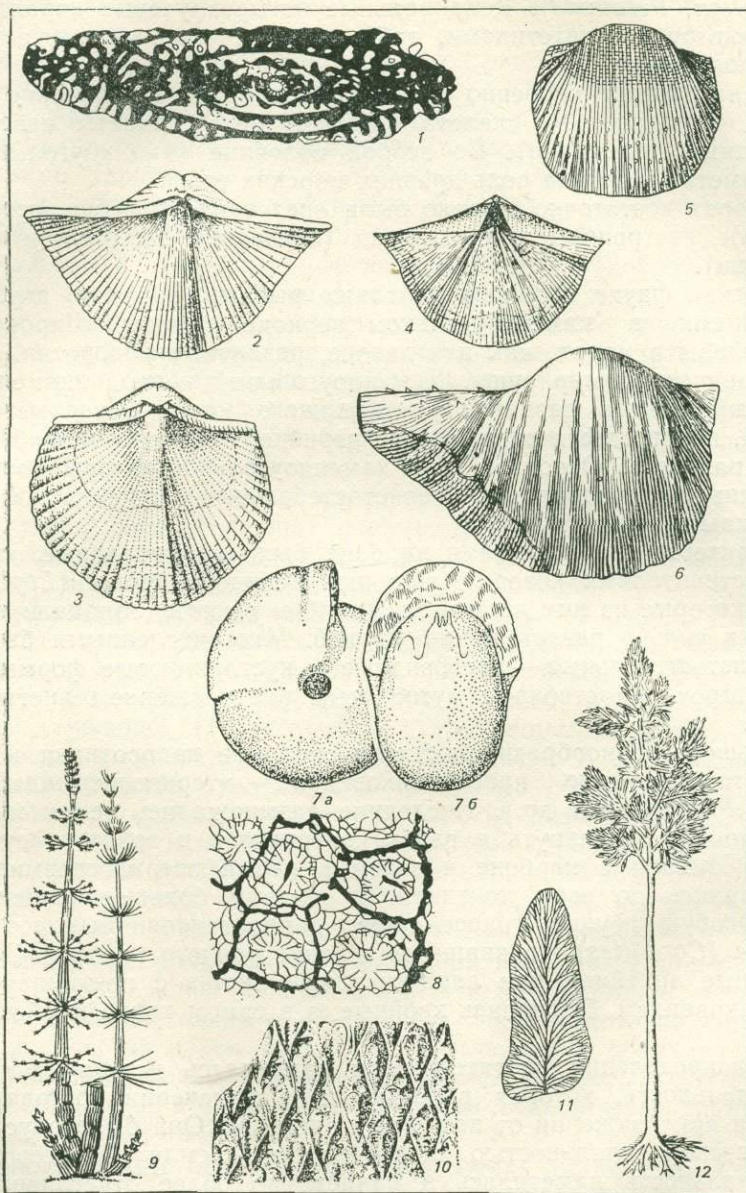


Рис. 78. Характерные ископаемые остатки каменноугольных организмов

Простейшие: 1 — *Fussulina* (средний, реже поздний карбон); брахиоподы: 2 — *Unispirifer* (ранний карбон); 3 — *Choristites* (конец раннего карбона — пермь), 4 — *Neospirifer* (конец раннего карбона — пермь), 5 — *Dictyoclostus* (ранний карбон — пермь), 6 — *Giantoproductus* (ранний карбон); гониатиты: 7а, 6 — *Gonialites* (ранний карбон); кораллы: 8 — *Petalaxis* (средний и поздний карбон); растения членистостебельные: 9 — *Calamites* (преимущественно средний и поздний карбон); плауновидные: 10 — *Lepidodendron* (карбон — ранняя пермь); папоротникообразные: 11 — *Neuropteris* (главным образом карбон), 12 — *Cordaites* (средний и поздний карбон)

Каменноугольный период — время расцвета четырехлучевых кораллов: одиночных (*Caninia*, *Amplexus*) и колониальных (*Lonsdaleia*, *Lithostrotion*, *Petalaxis*). Колониальные четырехлучевые кораллы вместе с некоторыми хететидами, табулятами и мшанками участвовали в строении рифов.

Из иглокожих особенно широко были развиты морские лилии. Нередко члениками их скелета сложены целые пласты известняков (криноидные известняки). Во второй половине каменноугольного периода заметно возросла роль древних морских ежей.

В морях достаточно широко были представлены губки, остракоды, конодонты, гастроподы и двустворки (последние населяли и пресные воды суши).

Морская фауна изобиловала также рыбами, особенно акулловыми, испытанными в каменноугольном периоде расцвет. Широко были представлены в морях, как и в девоне, различные водоросли.

Органический мир суши. Каменноугольный период знаменует собой новый этап в развитии растительного мира. Основные группы растений, появившиеся в девонском периоде, получили в карбоне наивысшее развитие. Основной фон каменноугольной флоры составляли древовидные плауновидные, членистостебельные, папоротники, птеридоспермиды и кордаитовые.

Характерными растениями карбона были плауновидные, типичными представителями которых являлись лепидодендроны (*Lepidodendron*). Некоторые из них достигали 30—40 м высоты, обладали толстым стволом и сильно разветвленной кроной. Многочисленными были также членистостебельные — древовидные и кустарниковые формы с членистым строением ствола и мутовчатым расположением листьев (*Calamites*).

Большого разнообразия достигли споровые папоротники и примитивные голосеменные папоротниковидные — птеридоспермиды (*Neuropteris*, *Pecopteris* и др.). Последние размножались семенами и это позволило им проникнуть в глубь континентов и занять засушливые участки. Именно в карбоне и затем в перми птеридоспермиды распространились по всем континентам и дали большое разнообразие форм. Особую группу голосеменных папоротниковидных составляли кордаиты (*Cordaites*), появившиеся в конце раннего карбона. Они имели крупные линейные или ланцетовидные листья с почти параллельным жилкованием. Появились хвойные, а в самом конце карбона гинкговые.

В распределении растительности наметилась четкая географическая зональность, которая выражалась в изменении состава растительности при движении от полюсов к экватору. Она была обусловлена климатической зональностью на поверхности Земли. Фитогеографическая зональность наметилась в раннем, но более отчетливой стала в среднем и позднем карбоне. К этому времени определились три флористические зоны: центральная, располагавшаяся по обе стороны от экватора, с тропическим климатом, северная и южная, с умеренно-теплым климатом.

Значительного развития в карбоне достигли наземные позвоночные. В реках и озерах обитали разнообразные рыбы. В расцвете находились земноводные — стегоцефалы. Одни из них были похожи на ящериц, другие — на змей и крокодилов. Обитали они в болотах, сырых лесах и водоемах.

В середине периода появились первые рептилии — пресмыкающиеся. К ним принадлежали котилозавры, у которых тело было покрыто ороговевшей кожей. Для размножения этим животным, в отличие от земноводных, не требовалась водная среда; они откладывали яйца, защищенные известковой скорлупой, на суше. Среди них были хищные, растительноядные и насекомоядные.

Более разнообразны стали членистоногие: панцирные пауки, клещи, скорпионообразные, появившиеся в карбоне первичнобескрылые и крылатые (древнекрылые и новокрылые) насекомые. Некоторые стрекозы из древнекрылых достигали в карбоне огромных размеров — до 100 см в размахе крыльев.

Пермский период. Органический мир приобрел новые черты, хотя в начале периода он был во многом сходен с карбоном. В пермских морях продолжали существовать те же группы беспозвоночных, что и в карбоне. На суше в начале периода развивалась растительность, не отличавшаяся от позднекаменноугольной. Однако изменение внешних условий во второй половине пермского периода (сокращение морских бассейнов, аридизация климата) привело к резкому изменению фауны и флоры.

Органический мир моря. Среди морских беспозвоночных особенно широко были распространены фузулиниды, аммоноидеи и замковые брахиоподы (рис. 79). Значительно меньшую роль стали играть четырехлучевые кораллы, табуляты, мшанки, иглокожие.

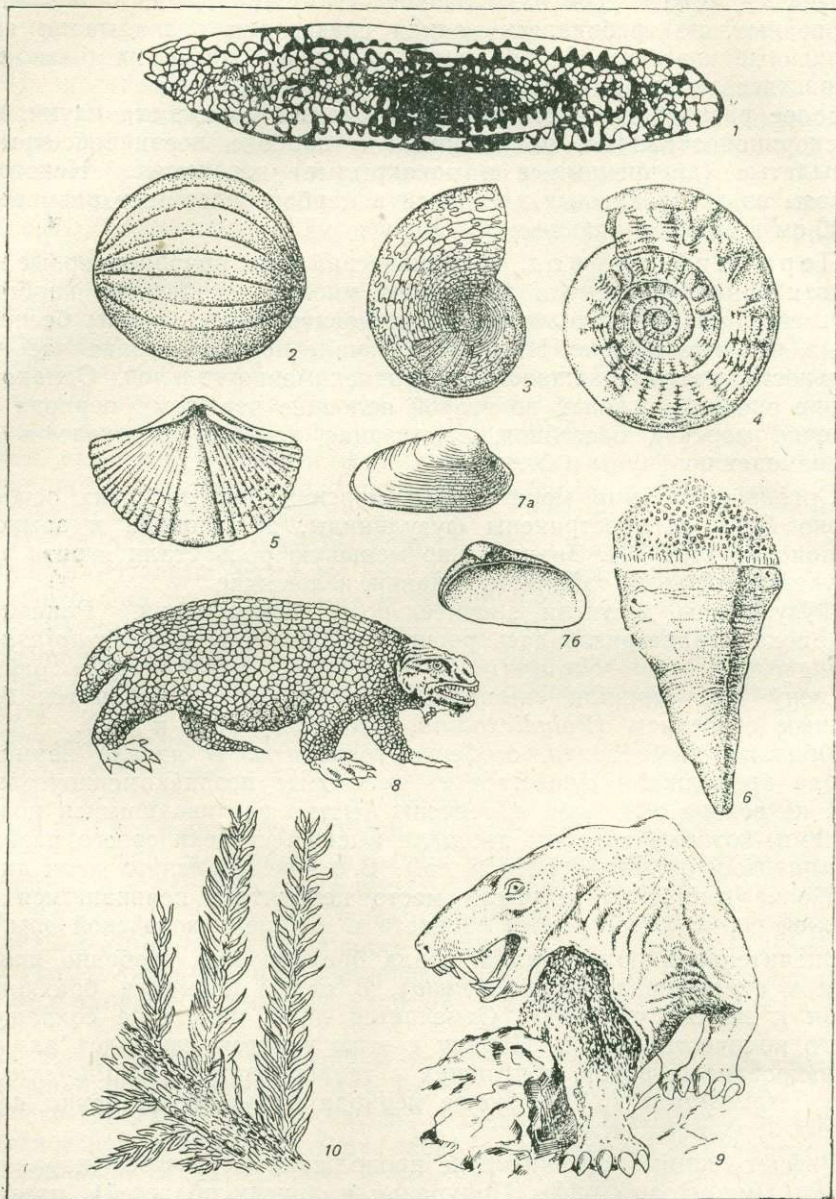
Фузулиниды достигли значительного разнообразия. Раннепермская эпоха характеризовалась расцветом швагеринид (*Pseudofusulina*, *Schwagerina*, *Pseudoschwagerina*). В поздней перми в ряде районов на смену им пришли «высшие» фузулиниды, отличавшиеся более сложным строением (*Polydixodina*, *Neoschwagerina* и др.).

Обильны аммоноидеи, особенно гониатиты. В начале пермского периода продолжали существовать некоторые позднекаменноугольные роды, но вскоре они были вытеснены быстро развивавшимися новыми группами, которые в перми достигли высшей степени своего развития (*Paragastrioceras*, *Medlicottia* и др.). В конце пермского периода палеозойские гониатиты уступили место цератитам, появившимся еще в ранней перми и достигшим расцвета в начале мезозойской эры.

Значительная роль принадлежала брахиоподам, особенно продуктидам и спириферадам (*Licharewia*). В целом пермские брахиоподы близки к каменноугольным. Отмечается лишь некоторое сокращение общего количества родов. Наряду с этим в перми появился ряд специализированных родов, обитавших в теплых морях (*Richthofenia*, *Sicelia*, *Enteletella* и др.). В конце периода большинство групп палеозойских брахиопод вымерло.

Рифостроящими организмами продолжали оставаться кораллы и мшанки (мшанковые рифы Приуралья и других областей), известковые водоросли. Увеличилась роль двустворок и гастропод, которые обитали главным образом в пресных и солоноватоводных бассейнах; продолжали свое развитие губки, остракоды и конодонты.

Среди водных позвоночных в начале периода были обильны рыбы (в том числе и пресноводные), но к концу периода вымерли древние лучеперые, сократилось количество акуловых, кистеперых, двоякодышащих. Некоторые рептилии приспособились к водному образу жизни (*Mesosaurus*).



**Рис. 79.** Характерные ископаемые остатки пермских организмов

Простейшие: 1 — *Pseudofusulina* (поздний карбон — пермь); 2 — *Schwagerina* (ранняя пермь); агониаты: 3 — *Medlicottia* (пермь); гониатиты: 4 — *Paragastrioceras* (ранняя пермь); брахиоподы: 5 — *Licharewia* (преимущественно поздняя пермь), 6 — *Richthofenia* (поздняя пермь); бивальвии: 7a, 6 — *Palaeonadonta* (пермь); пресмыкающиеся: 8 — *Pareiasaurus* (поздняя пермь), 9 — *Inostrancevia* (поздняя пермь); растения хвойные: 10 — *Walchia* (поздний карбон — ранняя пермь)

Органический мир суши. Как уже отмечалось, в начале перми растительный мир незначительно отличался от позднекаменноугольного, особенно в местах с достаточным увлажнением. Сохранилась зональность, установившаяся в карбоне. Во второй половине пермского периода климат стал более засушливым, что привело к более резкой климатической дифференциации и появлению новых групп растений. Особенно сильно это сказалось на растительности тропической зоны, где место влаголюбивых споровых плауновидных, членистостебельных и папоротников заняли различные голосеменные, преимущественно птеридоспермиды и хвойные; впервые появились цикадовые, продолжали развиваться гинкговые. Таким образом, в позднем палеозое зародилась флора мезозойского облика.

В северной и южной умеренно-теплых зонах флора не претерпела столь резких изменений и на протяжении пермского периода постепенно эволюционировала.

По ископаемым сообществам растений установлено, что смена палеозойской флоры мезозойской проходила на земной поверхности не одновременно. На территории современной Европы существенное изменение флоры произошло на рубеже ранней и поздней перми (именно в это время здесь наступила резкая аридизация климата), на территории современной Сибири — на рубеже перми и триаса и в Гондване — на рубеже раннего и среднего триаса.

Увеличение резкости климатических контрастов и появление обширных аридных зон отразилось и на наземных позвоночных. Если в начале перми были еще обильны и разнообразны земноводные (стегоцефалы), то к концу периода многие из них вымерли. Создались благоприятные условия для развития пресмыкающихся, наиболее приспособленных в то время к наземному образу жизни. К ним относились довольно крупные (2—3 м) растительноядные неуклюжие парейзавры (*Pareiasaurus*), обильные остатки их скелетов были обнаружены в пермских породах в бассейне Северной Двины. Были и хищники — звероподобные рептилии с мощными клыками и когтями (*Inostrancevia*). Продолжалось активное развитие наземных членистоногих.

В конце перми подавляющее большинство палеозойских групп организмов вымерло. Исчезли фузулиниды, четырехлучевые кораллы, табуляты, почти все палеозойские брахиоподы, гониатиты и наутилоидеи с прямой раковиной, трилобиты, древние морские ежи и древние морские лилии, многие палеозойские рыбы и позвоночные, а также растения. Процесс вымирания палеозойских животных и растений происходил медленно, в течение длительного времени. Он был обусловлен, с одной стороны, естественными законами эволюционного развития органического мира (борьбой за существование, естественным отбором), с другой — изменениями условий существования.

## СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основными структурными элементами земной коры в начале позднего палеозоя продолжали оставаться древние платформы и геосинклинальные пояса. В строении геосинклинальных поясов к этому времени произошли заметные изменения, которые были вызваны каледонским (эрийским) орогенезом, проявившимся в конце раннего палеозоя и приведшим к завершению геосинклинального режима в ряде областей,

где возникли сложно построенные складчатые горные сооружения — каледониды.

Таким образом, к началу позднего палеозоя структура геосинклинальных поясов усложнилась. В их пределах существовали области байкальской складчатости, частично вступившие на платформенный путь развития еще в раннем палеозое; значительные площади занимали возникшие каледониды и, наконец, на обширных пространствах поясов сохранился геосинклинальный режим.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Геосинклинальные пояса в течение позднего палеозоя развивались по-разному. Большую роль в некоторых из них сыграла герцинская складчатость, приведшая к возникновению обширных областей сложно построенных складчатых структур — герцинид.

### УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

В позднем палеозое в Урало-Монгольском поясе выделялись области с различным строением и историей развития (см. рис. 55). Большую часть пояса занимали геосинклинальные области, состоявшие из систем прогибов и поднятий. Примерами таких областей могут служить Урало-Тяньшанская и Казахстано-Монгольская. Наряду с геосинклинальными областями существовали крупные относительно устойчивые блоки (массивы) ранней консолидации: байкальской и каледонской. Многие черты развития этих блоков (массивов) в позднем палеозое были близки к платформенным.

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

#### Урало-Тяньшанская область

Эта область охватывала Пай-Хой, Урал и Южный Тянь-Шань. Породы верхнего палеозоя здесь широко распространены; они слагают в настоящее время крупные сложные складчатые структуры. Историю геологического развития этой области в позднем палеозое рассмотрим на примере Урала.

На Урале в девоне и раннем карбоне продолжали существовать две зоны прогибов (рис. 80), отличавшихся интенсивностью тектонических движений и характером формаций: зона западных (внешних) и зона восточных (внутренних) прогибов. Так же как и в раннем палеозое, зона западных прогибов была местом накопления терригенных и карбонатных отложений, что характерно для миогеосинклиналей, а зона восточных прогибов — местом накопления мощных вулканогенных толщ, что свойственно эвгеосинклиналям.

Зоны прогибов на отдельных участках были разделены Центрально-Уральским геоантиклинальным поднятием.

Девонский период. Девонские отложения на Западном склоне Урала развиты широко; наиболее полные и мощные разрезы отмечаются на севере и на юге; на Среднем Урале мощность девонских отложений резко сокращена, отдельные горизонты выпадают из разреза.

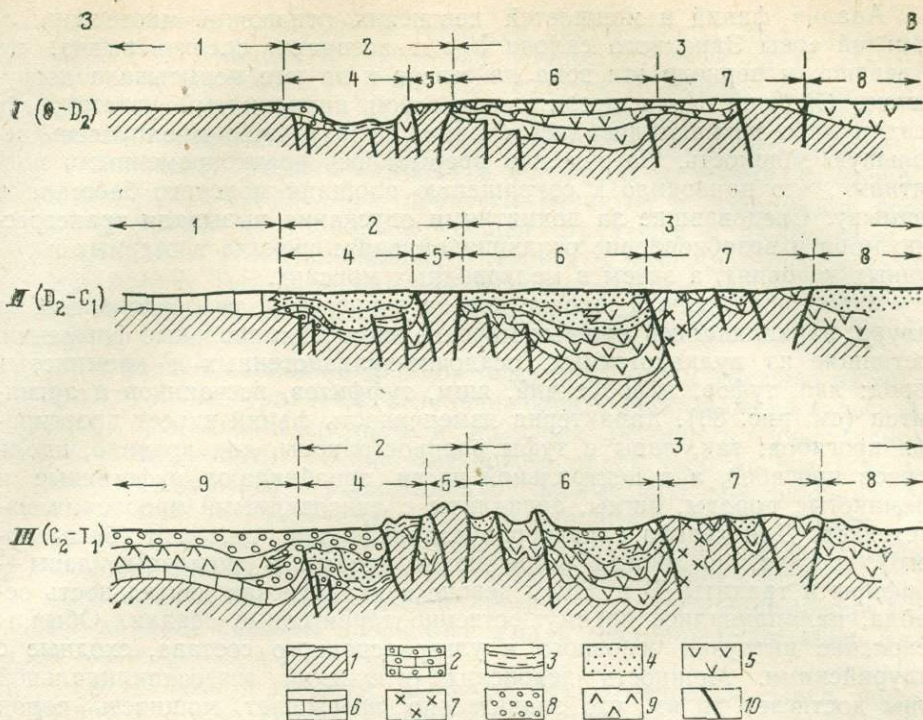


Рис. 80. Схема развития основных структурных элементов южной части Урала в палеозое. По А. С. Перфильеву и Н. П. Хераскову (1964 г.), с упрощением

I — для времени формирования нижнего структурного этажа геосинклинального комплекса (ордовик — средний девон); II — для времени формирования верхнего структурного этажа геосинклинального комплекса (средний девон — ранний карбон); III — для времени формирования орогенного (молагосового) комплекса (средний карбон — ранний триас). Цифры на схеме: 1 — Восточно-Европейская платформа; 2—8 — Уральская складчатая система (2 — миогеосинклинальная зона, 3 — эвгеосинклинальная зона; 4 — Зилаирский синклиниорий, 5 — Центрально-Уральский антиклинариий, 6 — Магнитогорский синклиниорий, 7 — Урало-Тобольский антиклинариий; 8 — Аятский синклиниорий); 9 — Предуральский краевой прогиб. 1 — доордовикские отложения Восточно-Европейской платформы и комплекса основания Уральской системы; 2 — карбонатные отложения миогеосинклинальной зоны; 3 — глинистые сланцы некомпенсированной внутренней части миогеосинклинальной зоны; 4 — осадочные толщи Уральской системы; 5 — вулканогенные толщи эвгеосинклинальной зоны; 6 — терригенно-карбонатные отложения девона и карбона на Восточно-Европейской платформе; 7 — граниты; 8 — молагосовые отложения; 9 — гипсоносно-соленосные толщи; 10 — крупные разломы

На севере Западного склона Урала (Пай-Хой, Полярный Урал) в разрезе девона преобладают морские отложения: глинистые известняки, часто битуминозные, отмечены озерные отложения с остатками растений и панцирных рыб и лагунные отложения — чередующиеся глинистые известняки, мергели и доломиты. Общая мощность девонских отложений в этих районах составляет 2—2,5 км.

На Среднем Урале нижний девон отсутствует, а средний и верхний представлен органогенными известняками и песчаниками мощностью до 100—110 м.

На юге Западного склона Урала девонская система, так же как и на севере, представлена полно. Нижний и средний девон сложены карбонатно-глинистыми породами с редкими прослоями туфов основного состава, а верхний — толщей ритмично чередующихся песчано-глинистых и мергелистых пород с прослоями кремнистых пород. Это флишеподобная зилаирская свита мощностью 1,7 км, верхняя часть которой имеет турнейский возраст.

Анализ фаций и мощностей девонских отложений миогеосинклинальной зоны Западного склона Урала позволяет сделать вывод, что в девонском периоде эта зона на севере и на юге испытывала погружение. Средний Урал представлял собой приподнятый участок, где осадки либо не накапливались (ранний девон), либо имели очень небольшую мощность. Погружение прерывалось кратковременными поднятиями, что приводило к сокращению площади морского бассейна и размыву. Следовавшие за поднятиями опускания вызывали трансгрессию моря и возобновление осадконакопления: сначала в озерных и лагунных условиях, а затем в мелководных морских.

В восточной зоне в течение девона в прогибах, унаследованных от силура, накапливались мощные морские эвгеосинклинальные формации, состоящие из вулканогенных, осадочно-вулканогенных и кремнистых пород: лав, туфов, туфобрекчий, яшм, туффигов, песчаников и аргиллитов (см. рис. 80). Характерна изменчивость фаций вкрест простирания прогибов; так, лавы и туфы распространены, как правило, вдоль бортов прогибов, а в центральной части преобладают туфогенные и кремнистые породы, яшмы, аргиллиты с линзовидными прослоями известняков. Для девона характерно излияние лав основного (базальтового) состава, но иногда встречаются кислые и щелочные лавы — порфиры и трахиты. В позднем девоне вулканическая деятельность ослабла, накапливались преимущественно терригенные осадки. Обычны девонские интрузии основного и ультраосновного состава, сходные с силурийскими. Мощность девонских отложений эвгеосинклинальной зоны достигает 10 км, что значительно превышает мощность пород миогеосинклинальной зоны.

Девонские отложения в геоантиклинальных участках эвгеосинклинальной зоны развиты не повсеместно. Преобладают фации мелководных органогенных известняков небольшой мощности (100—400 м); встречаются также пачки кислых и щелочных эффузивных пород, лав, туфов, брекчий. Эти факты позволяют сделать вывод, что геоантиклиналы представляли собой в девоне островные поднятия, разделенные неглубокими проливами.

Каменноугольный период. В каменноугольной истории Урала выделяются два существенно различных этапа: раннекаменноугольный и средне-позднекаменноугольный. Первый из них являлся продолжением предшествующего геосинклинального этапа. В среднем карбоне начался второй — орогенный этап, когда опускания сменились общими поднятиями и складкообразованием.

Отложения нижнего карбона в миогеосинклинальной зоне залегают обычно согласно на породах девона и представлены в основном известняками с обильными остатками морских организмов. Лишь на Среднем Урале в нижнем визе имеются континентальные угленосные отложения, с которыми связаны угли Кизеловского бассейна. Мощность нижнего карбона на севере 600—700 м. На юге, в Зилаирском прогибе, известны только турнейский и нижняя часть визейского яруса — это верхняя часть флишовой зилаирской свиты. Таким образом, в миогеосинклинальной зоне в раннем карбоне продолжалось умеренное прогибание в морских условиях. В середине визейского века произошло замыкание некоторых геосинклинальных прогибов.

В восточной эвгеосинклинальной зоне Урала в раннем карбоне продолжали развиваться те же структуры, что и в девоне. В прогибах отложения нижнего карбона залегают согласно на породах девона и

представлены сложным комплексом лав и туфов, яшм, кремнистых и туфогенных сланцев и песчаников. Мощность этого осадочно-вулкано-генного комплекса 2,7—3 км. На геосинклинальных поднятиях отложения нижнего карбона развиты не повсеместно и представлены мелководными известняками с пачками континентальных угленосных пород.

В течение раннего карбона в восточной эвгеосинклинальной зоне неоднократно проявлялись процессы поднятий и деформации осадков, что приводило к усложнению общей структуры и в конечном итоге к отмиранию геосинклинального режима и возникновению складчатых сооружений. Тектоническая активизация особенно интенсивно проявилась в конце раннего карбона (судетская фаза герцинской складчатости).

В раннем карбоне вдоль бортовых разломов и особенно вдоль главного глубинного разлома, ограничивающего Центрально-Уральское поднятие, продолжали внедряться интрузии основного, ультраосновного (редко щелочного) состава, близкого к лавам того же возраста. Силурийские, девонские и раннекаменноугольные интрузии основного состава образуют так называемую габбро-перидотитовую формацию. С ними связано большое количество ценных полезных ископаемых: хромиты, сульфиды никеля и кобальта, титаномагнетит, асбест и тальк.

С комплексом вулкано-кремнистых отложений девона и нижнего карбона связаны на востоке Урала месторождения яшм, малахита, колчеданных медных руд.

В среднем и позднем карбоне, как отмечалось ранее, характер развития Урала сильно изменился. С этого времени в отдельных его районах начался орогенный этап, который охватил весь Урал в пермском периоде и закончился в разных частях в раннем или среднем, а на севере, вероятно, в позднем триасе.

Изменения начались на востоке в эвгеосинклинальной зоне. Отложения среднего карбона здесь развиты в изолированных небольших межгорных впадинах, где залегают обычно несогласно на более древних складчатых толщах и характеризуются резкой фациальной изменчивостью. В их составе преобладают морские песчано-глинистые толщи с прослоями известняков, но с пачками грубых конгломератов и гравелитов, а в верхах разреза местами развиты лагунные и континентальные пестроцветные толщи с гипсами и остатками наземных растений (до 1000 м). К верхнему карбону в эвгеосинклинальной зоне Урала предположительно относятся локально развитые конгломераты и песчаники (300—400 м).

Таким образом, в среднем и позднем карбоне в эвгеосинклинальной зоне Урала преобладали процессы поднятий и происходила регрессия моря. Раздельное развитие существовавших здесь ранее геосинклинальных прогибов и геосинклиналей заканчивалось. Процессы складчатости, метаморфизма и магматизма превратили их в сложные линейные складчатые горные сооружения. Между ними формировались узкие межгорные прогибы, в которых частично в морских условиях накапливались молассы. К концу карбона вся восточная и центральная части Урала превратились в горную страну, подвергавшуюся процессам размыва.

В западной миогеосинклинальной зоне Урала широко развиты морские отложения среднего и верхнего карбона. Это в основном карбонатные породы, сходные по составу с отложениями соседних частей платформ, но имеющие большую мощность. В южной части зоны

средний и верхний карбон представлены терригенной флишевой формацией. На востоке зоны в среднем и особенно в верхнем карбоне местами развиты мощные (около 1000 м) грубообломочные толщи песчаников с линзами конгломератов.

Итак, миогеосинклинальная зона в среднем и позднем карбоне испытала преимущественно прогибание. Здесь существовал морской бассейн, сливавшийся на западе с бассейном платформы. Но уже в конце среднего и в позднем карбоне в восточной части этой зоны стали накапливаться толщи грубообломочных моласс за счет сноса с поднимавшихся на востоке гор. Началось формирование структур Предуральского краевого прогиба, развитие которого происходило в ранней перми.

Одновременно с общим поднятием Урала стали формироваться многочисленные интрузии гранитов, состоящие из ряда последовательных разновозрастных комплексов. С течением времени интрузии среднего состава сменились комплексом типичных кислых гранитных интрузий, а последние — интрузиями щелочного состава. С гранитоидным магматизмом были связаны процессы рудообразования: сформировались месторождения железа, мышьяка, вольфрама, молибдена, олова и других металлов.

Пермский период. В пермском периоде вся территория Урала находилась на орогенном этапе, максимум поднятий наблюдался в раннепермскую эпоху. Пермские отложения в складчатой системе Урала отсутствуют, так как она превратилась в сложно расчлененную горную страну, которая подвергалась интенсивным процессам денудации. Продолжали формироваться интрузии: в ранней перми внедрялись крупные массы гранитной магмы, а в поздней перми — щелочные (нефелин-сиенитовые) интрузии, дайки гранит-порфиров и других пород. С пермским магматизмом связаны разнообразные месторождения. К ним относятся кварцевые жилы с рудами самых различных металлов (золота, молибдена, свинца, цинка, никеля, кобальта и др.), а также рудоносные пегматиты с редкими и редкоземельными элементами (ниобия, тантала, циркония, ванадия, рубидия, мышьяка, бария и галлия). К пегматитам приурочены месторождения знаменитых уральских драгоценных и полудрагоценных камней (изумрудов, топазов, турмалинов, аметистов и др.).

Предуральский краевой прогиб в ранней перми протягивался вдоль складчатой системы Урала, накладываясь на край Восточно-Европейской платформы и эпибайкальской Тимано-Печорской плиты.

Поперечные поднятия делили прогиб на несколько впадин. Для прогиба в целом характерно изменение состава и мощности геологических формаций в меридиональном (продольном) направлении; в каждой впадине наблюдаются также изменения и в широтном (поперечном) направлении (рис. 81).

В восточной части краевого прогиба отложения нижней перми представлены грубообломочными песчаниками и конгломератами. Это морская моласса, мощность которой достигает 2—3 км. По мере движения на запад мощность молассовой формации уменьшается и состав ее становится все более тонкообломочным. Большие мощности отложений указывают на интенсивность опусканий краевого прогиба. При этом опускание восточной части прогиба компенсировалось быстрым накоплением огромных масс обломочных осадков и морской бассейн здесь оставался мелководным.

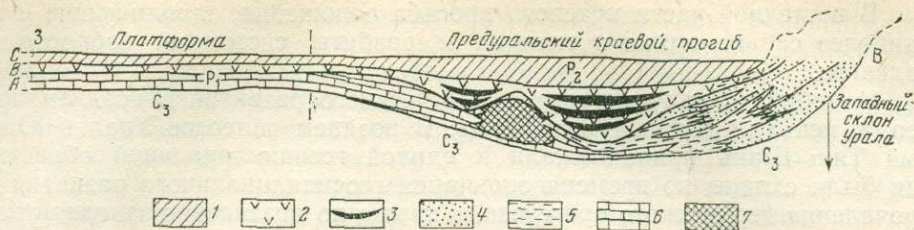


Рис. 81. Фациальный разрез пермских отложений Предуральского краевого прогиба. По В. Д. Наливкину (1956 г.)

А — нижняя пермь (ассельский, сакмарский и артинский ярусы); В — нижняя пермь (кунгурский ярус); С — верхняя пермь. 1 — континентальные красноцветные отложения; 2 — лагунные гипсоносные отложения; 3 — соленосная толща (галит, сильвин, карналлит); 4 — песчаники и конгломераты; 5 — глины; 6 — известняки, 7 — рифы

В центральной зоне прогиба те же по возрасту отложения представлены глинами и мергелями мощностью всего 50—300 м. Сюда не доносился грубообломочный материал, и поэтому существовали глубоководные условия некомпенсированного прогиба.

В западной части прогиба в ранней перми известны мшанковые рифовые массивы, имеющие неправильно-коническую форму. Некоторые из них обнажены в современном рельефе и слагают пологие холмы — стерлитамакские шиханы. Многие рифовые массивы погребены под более молодыми толщами; к некоторым в Приуралье приурочены месторождения нефти (например, месторождения в районе Ишимбая).

В кунгурском веке в южных и средних частях Предуральского краевого прогиба формировалась мощная соленосная толща. В низах она сложена преимущественно глинами, гипсами и ангидритами мощностью 300—400 м, а выше — каменной солью (галитом) с пачками калийных и калийно-магниевого солей (сильвинита и карналлита). Общая мощность солей достигает 500—600 м и более. Образование соленосных толщ происходило в обширных осолоненных морских бассейнах, в условиях жаркого и засушливого климата. Каменная соль добывается в крупных выработках и без переработки используется в пищу. На севере краевого прогиба (Воркутинская впадина), в отличие от более южных районов, кунгурский ярус представлен угленосной толщей мощностью до 1 км. Угленосными являются также и отложения уфимского яруса верхней перми, с ними связаны угли Печорского бассейна.

Изменения состава кунгурских отложений были обусловлены резко выраженной в перми климатической зональностью. Северная часть краевого прогиба, в отличие от южной, располагалась в зоне умеренного влажного климата, где пышно развивалась наземная флора. Поэтому в сходных тектонических условиях в краевом прогибе на севере образовалась не соленосная, а угленосная толща.

В течение ранней перми за счет разрастания поднятий на Урале происходило постепенное смещение краевого прогиба на западный край платформы. Мигрировала к западу и зона максимального накопления грубообломочных моласс. Поэтому верхнепермские отложения развиты в западной части краевого прогиба. Это в основном континентальные молассы: красноцветные глины, песчаники, конгломераты; иногда в них встречаются пачки медистых песчаников. В поздней перми поднятие палео-Урала замедлилось.

В восточной части краевого прогиба отложения, заполняющие его, наиболее сильно смяты в складки и разбиты системами взбросов и надвигов.

Подобную Уралу историю геологического развития в позднем палеозое испытал Южный Тянь-Шань. В позднем палеозое Урал и Южный Тянь-Шань принадлежали к единой геосинклинальной области; они были сходны по времени окончания геосинклинального развития и проявления герцинского орогенеза, а также по интенсивности гранитного магматизма.

### Казахстано-Монгольская область

Эта область располагалась в юго-восточной части Урало-Монгольского геосинклинального пояса (рис. 82) на месте Чингиза, Калбинского хребта, Рудного и Монгольского Алтая, Салаира и характеризовалась чрезвычайно сложным строением. Однако она имела сходное развитие с Урало-Тяньшанской областью. В девоне и раннем карбоне продолжала

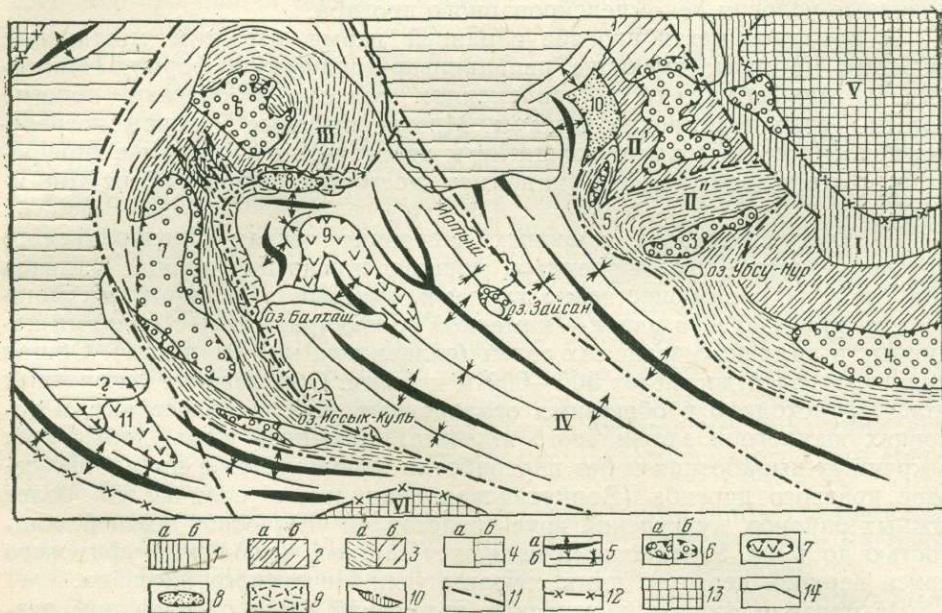


Рис. 82. Тектоническая схема южной части Урало-Монгольского пояса

1 — байкалиды (окончание геосинклинального режима в рифе): а — выступающие на поверхность, б — погребенные под чехлом; 2 — каледониды ранние — салаириды (окончание геосинклинального режима в середине кембрия): а — выступающие на поверхность, б — погребенные; 3 — каледониды поздние (окончание геосинклинального режима в силуре): а — выступающие на поверхность, б — погребенные; 4 — герциниды: а — выступающие на поверхность, б — погребенные; 5 — наиболее крупные структуры герцинид: а — антиклинории, б — синклинории; 6 — межгорные впадины на каледонском и байкальском основании: а — выступающие на поверхность, б — погребенные; 7 — межгорные впадины орогенного (постгеосинклинального) режима герцинид (7 — с преобладанием вулканогенных пород, 8 — с преобладанием терригенных, часто угленосных пород); 9 — девонский вулканический пояс; 10 — грабен-синклинали Сарысу-Тенизского водораздела; 11 — главные глубинные разломы; 12 — границы Урало-Монгольского пояса; 13 — древние платформы; 14 — современная граница палеозойских структур, выступающих на поверхность. Структуры: I — Байкало-Енисейская область; II' — II'' — Алтае-Саянская область (II' — Кузнецко-Саянский регион, II'' — Алтае-Тувинский регион); III — Кокчетавско-Киргизская область; IV — Казахстано-Монгольская область; V — Сибирская платформа; VI — Таримская платформа. Цифры на схеме: впадины: 1 — Канско-Рыбинская, 2 — Минусинские, 3 — Тувинская, 4 — Монгольская, 5 — Уймеевская, 6 — Тенизская, 7 — Джезказганская, 8 — Карагандинская, 9 — Северо-Балхашская, 10 — Кузнецкий прогиб, 11 — Кураминская

ли существовать геосинклинальные условия; прогибы, начавшие свое развитие в раннем палеозое или возникшие в девоне, заполнялись мощными геосинклинальными формациями. Геоантиклинальные поднятия, лишь слабо наметившиеся в силуре, продолжали расширяться. С конца раннего карбона по пермь Казахстано-Монгольская область находилась на орогенном этапе.

Девонский период. На рассматриваемой площади в девоне развивались прогибы двух типов: внешние и внутренние. Внешние прогибы располагались по периферии области и возникали на погруженных и раздробленных краях крупных массивов ранней консолидации. Наиболее типичными являются прогибы Рудного Алтая, где девонские отложения залегают резко несогласно на складчатых докембрийских (?) и нижнепалеозойских породах. В прогибах они представлены толщей мощностью 6—8 км лав кислого, реже среднего и основного состава, туфов, туфоалевролитов, кремнистых пород с линзами известняков с остатками морских беспозвоночных. На геоантиклинальных поднятиях отложения девона не превышают 1,5—3 км и представлены преимущественно вулканитами с преобладанием дацитовых и липаритовых лав, часто континентальными, с линзами красных песчаников, конгломератов и известняков.

Внутренние прогибы занимали центральную часть области (Калбинский хребет, Южная Монголия). Их ориентировка была обусловлена глубинными разломами. Преобладали эвгеосинклинальные прогибы (например, прогибы Южной Монголии), которые в начале девона заполнялись вулканитами преимущественно основного состава (спилитами) и кремнистыми породами, к этим образованиям приурочены гипербазиты; в среднем и позднем девоне — вулканогенно-осадочными толщами андезит-базальтового и андезит-дацитового состава. По простиранию вулканиты замещались туфогенно-терригенными отложениями. Некоторые внутренние прогибы были местом накопления в основном терригенных ритмично построенных формаций с редкими горизонтами диабазов и кремнистых пород (Калбинский хребет, Южный Алтай).

В целом для девона рассматриваемой области характерны морские условия осадконакопления. Тектонические движения в это время носили резко дифференцированный характер.

Каменноугольный и пермский периоды. Унаследованно развивались геосинклинальные прогибы, где накапливались мощные, преимущественно терригенные и отчасти терригенно-карбонатные отложения, согласно сменяющие девонские. Лишь местами каменноугольные породы залегают на подстилающих со следами размыва.

В некоторых внутренних прогибах (Южный Алтай, Калбинский хребет) шло формирование флишеидных толщ; в них иногда содержатся пачки кремнисто-вулканогенных пород (верхи визе). Общая мощность нижнего карбона в прогибах составляет 7—8 км.

В раннем карбоне вулканическая деятельность ослабла, местами вообще прекратилась. Наиболее интенсивно она проявлялась в конце визейского века лишь вдоль глубоких разрывов, где изливались лавы основного, среднего и кислого состава, а также накапливался пирокластический материал.

В конце визейского века в Казахстано-Монгольской области проявилась судетская складчатость, которая привела к завершению геосинклинального развития. Тектонические поднятия вызвали обшир-

ную регрессию морских бассейнов и поэтому рассматриваемая область в серпуховском веке почти полностью превратилась в сушу. Одновременно возросла интенсивность складкообразования и формирования разрывных нарушений; отложения девона и нижнего карбона были дислоцированы, а прогибы и геантиклинали превратились в синклинии и антиклинории. Как и на Урале, возникла горная, сложно построенная герцинская складчатая область.

Отложения серпуховского яруса, среднего, верхнего карбона и перми в казахстанских и монгольских герцинидах распространены на меньших площадях, чем отложения девона, турнейского и визейского ярусов нижнего карбона. Это континентальные, в меньшей степени мелководные морские отложения, которые накапливались в межгорных впадинах. Залегают они с угловым несогласием на сложно дислоцированных породах силура, девона и нижнего карбона. Среди них выделяется два типа молассовых формаций: вулканогенные и угленосные.

Одновременно с развитием межгорных впадин в течение среднего — позднего карбона и перми на территории герцинид Казахстано-Монгольской области формировались многочисленные интрузии гранитоидов. Наиболее ранние из них имеют обычно средний состав (диориты), а более поздние — кислый и щелочной (граниты, щелочные граниты). Многие из интрузий имеют близкий химический состав, тесную пространственную и генетическую связь с вулканогенными комплексами, так как являлись продуктами общих магматических очагов.

Специфическими чертами развития характеризовался во второй половине карбона и в течение перми прогиб, располагавшийся на месте современного Кузнецкого бассейна (см. рис. 82). Контуры Кузнецкого прогиба наметились еще в начале девона. Начиная с конца раннего карбона и до конца перми здесь накапливалась мощная, до 9—10 км, угленосная моласса. Углеобразование шло в обводненных болотах, а также на обширных прибрежных равнинах. Местонахождение, некоторая асимметрия строения, возраст и характер формаций Кузнецкого бассейна указывают на то, что эта структура близка к герцинским краевым прогибам.

Таким образом, в позднепалеозойской истории герцинид Урало-Монгольского пояса выделяются два крупных этапа, отличающиеся тектоническим развитием: девоно-раннекаменноугольный и средне-позднекаменноугольный — пермский (включая серпуховский век).

Первый этап тесно связан с предыдущим раннепалеозойским. В Урало-Тяньшанской и Казахстано-Монгольской областях продолжались геосинклинальные условия. Здесь существовали геосинклинальные прогибы (внешние и внутренние), возникшие как в раннем палеозое, так и новые — девонские. Прогибы были отделены друг от друга геантиклинальными поднятиями или крупными блоками континентальной коры, возникшей в результате дорифейской, байкальской и каледонской складчатостей. Тектонические движения имели резко дифференцированный характер, преобладали процессы опускания, что обуславливало в основном морской режим осадконакопления. Внешние прогибы, залеженные на континентальной земной коре, заполнялись либо терригенно-карбонатными осадками (миогеосинклинальная зона Западного склона Урала), либо в основном вулканитами. В отличие от эвгеосинклиналей, вулканические продукты имели сред-

ний и кислый состав. Это прогибы Рудного Алтая, Джунгарии и др. Внутренние — эвгеосинклинальные прогибы развивались на земной коре океанского типа; в них накапливались вулканические продукты преимущественно основного состава (базальты), кремнистые и глинистые отложения. Примером являются прогибы Восточного склона Урала, Калбы, Южной Монголии и др. В конце этапа в результате судетской фазы складчатости происходило замыкание геосинклинальных прогибов, смятие накопившихся отложений в складки, формирование гранитных и других интрузий.

Второй — орогенный этап, который начался в конце раннего карбона (в серпуховском веке) и продолжался до конца перми, характеризовался нарастанием положительных тектонических движений, усложнением возникших складчатых структур, образованием горного рельефа. Наряду с образованием гор шло развитие межгорных впадин и краевых прогибов, которые заполнялись молассовой формацией, часто угленосной или вулканогенной. К концу орогенного этапа завершилось формирование впадин и прогибов, они также были втянуты в поднятия; заполнившие их породы были смяты в складки и нарушены разрывами, иногда очень пологими, типа надвигов. Многие исследователи связывают складко-и горообразование с процессами сжатия земной коры.

## СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Как уже отмечалось ранее, в Урало-Монгольском поясе в позднем палеозое наряду с геосинклинальными областями существовали устойчивые блоки ранней консолидации. Они располагались либо внутри пояса (срединные массивы), либо примыкали к его краям. Историю развития таких блоков рассмотрим на примере Кокчетавско-Киргизской и Алтае-Саянской областей каледонской складчатости.

### Кокчетавско-Киргизская область

Эта область охватывает западную часть Казахского мелкосопочника, горы Улутау, Каратау и Северный Тянь-Шань (см. рис. 55 и 79). В позднем палеозое она представляла собой относительно устойчивый блок земной коры, который располагался в центральной части Урало-Монгольского пояса и являлся эпикаледонским срединным массивом.

Девонский период. В начале девонского периода на востоке Кокчетавско-Киргизского срединного массива в месте его сочленения с Казахстано-Монгольской геосинклинальной областью формировался краевой вулканический пояс (рис. 83). Он являлся выражением системы краевых разломов, возникших здесь после каледонской складчатости, и местом образования сложных по строению и различных по составу толщ вулканогенных пород. В пределах этого вулканического пояса выделяется три таких толщи. Нижняя сложена андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами и дацитами, т. е. лавами основного, среднего и реже кислого состава. Средняя толща представлена преимущественно липаритами; в отдельных районах к верхней части этой толщи приурочены игнимбриты, т. е. туфолавы, возникавшие из смеси газов, тонких частиц лавы (стеклянной пыли) и более крупных обломков пемзы, обсидиана и др. Подобные породы образовывались в результате катастрофических извержений кислой магмы, перенос-

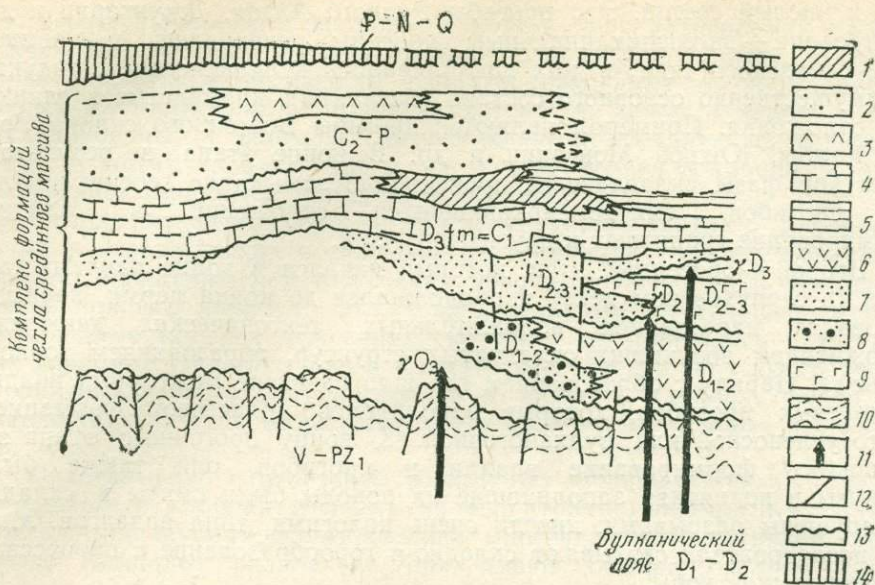


Рис. 83. Верхнепалеозойские комплексы чехла Кокчетавско-Киргизского эпикаледонского срединного массива. По О. А. Мазаровичу (1977 г.), с упрощением

1—9 — формации (1 — морская терригенно-карбонатная, 2 — верхняя молассовая, 3 — соленосная, 4 — морская карбонатная, 5 — угленосная, 6 — нижняя вулканогенная, 7 — средняя молассовая, 8 — нижняя молассовая, 9 — верхняя вулканогенная); 10 — геосинклинальный комплекс; 11 — зона внедрения гранитоидов, 12 — разломы (фундамента и отраженные в комплексе срединного массива); 13 — поверхность несогласия и размыва; 14 — комплекс платформенных формаций

ненной газами. Верхняя толща состоит из лав как кислого, так и средне-основного состава. Для всех трех толщ характерны линзы туфов, красноцветных песчаников и конгломератов, залегающих среди лав. Образование вулканогенных пород происходило в континентальных условиях. Общая мощность 6—7,5 км.

После формирования вулканического пояса в середине девонского периода произошли крупные поднятия на всей территории, сопровождавшиеся внедрением гранитных интрузий, реже небольших тел щелочных пород (нефелиновых сиенитов). Вулканический пояс являлся не только областью накопления, но и зоной размыва, откуда на территорию эпикаледонского срединного массива сносилось огромное количество обломочного материала (см. рис. 83).

В среднем девоне на территории кокчетавско-киргизских каледонид возникли новые структуры — более или менее крупные впадины или узкие грабенообразные прогибы. В это время заложилась Тенизская и Джекказганская впадины (см. рис. 82), ряд субширотных впадин Северной Киргизии. В среднем и начале позднего девона в них накапливались галечники и пески (рис. 84). Характерны фациальная изменчивость и пестрая (часто красная) окраска пород. О вулканических процессах в это время свидетельствуют мощные, быстро выклинивающиеся линзы порфиринов, реже кислых лав и туфов. Формирование осадочно-вулканогенной толщи, мощность которой достигает 2,5 км, происходило в континентальных условиях. Континентальные вулканогенно-осадочные отложения девона свидетельствуют об обра-

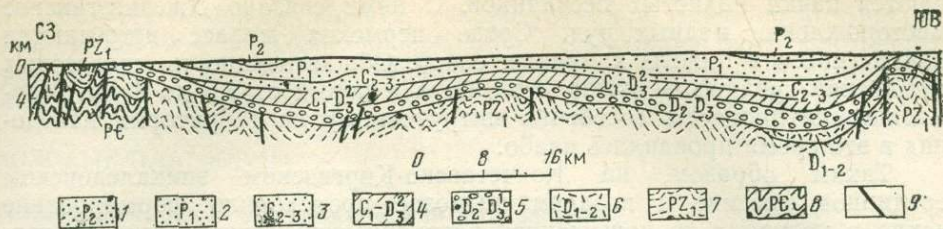


Рис. 84. Геологический разрез через северо-западную часть Тенизской впадины. По А. Е. Михайлову (1961 г.), с упрощением

Пестроцветная и красноцветная континентальная моласса: 1 — верхняя пермь — известняки, красноцветные песчаники и алевролиты; 2 — нижняя пермь — песчаники, аргиллиты, мергели и известняки; 3 — средний и верхний карбон — красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, мергели; 4 — нижний карбон — девон (фаменский ярус) — известняки, доломиты, мергели, в верхах — песчаники и алевролиты; 5 — девон (франский и живетский ярусы) — красноцветные песчаники и алевролиты, порфириты и туфы; 6 — нижний и средний девон — вулканогенные породы песчаники и конгломераты; 7 — нижний палеозой — серицитовые и хлоритовые сланцы, песчаники, известняки, эффузивные и кремнистые породы; 8 — докембрий — метаморфические породы; 9 — разрывные нарушения

зовании горного рельефа на Кокчетавско-Киргизском срединном массиве в результате тектонической активизации.

К концу девона (фаменский век) рассматриваемая территория была уже выровнена, большую северную ее часть (Центральный Казахстан) с юго-востока заливало море; возник тектонический режим, очень близкий к платформенному. Фаменские известняки, переполненные остатками беспозвоночных, имеют мощность 300—400 м (лишь на отдельных участках до 1—1,5 км). К этим известнякам приурочены осадочные марганцевые и железные руды Атасуйского месторождения. Южная часть каледонид (Северный Тянь-Шань) морем не покрывалась.

Каменноугольный и пермский периоды. Нижний карбон образует единый комплекс с фаменскими отложениями. В это время продолжались погружение и трансгрессия моря, которая охватила значительную часть кокчетавско-киргизских каледонид.

Морские отложения нижнего карбона в Центральном Казахстане представлены известняками с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью 900—1500 м. В Северной Киргизии и Малом Каратау отложения этого возраста представлены красноцветными континентальными и прибрежно-морскими обломочными породами — конгломератами, песчаниками, алевролитами. На востоке, в районе Караганды, известны угленосные визейские отложения с прослоями морских глинистых и карбонатных пород. Здесь с визейского века образовалась прибрежная равнина, временами затопляемая морем. В условиях жаркого и влажного климата росла пышная растительность — материал для угленакопления.

В серпуховском веке в кокчетавско-киргизских каледонидах вновь произошла тектоническая активизация; в это время возникло Сарысу-Тенизское поднятие, разделившее обширные Тенизскую и Джекказганскую впадины, где до конца карбона и в перми формировались континентальные пестроцветные молассы (см. рис. 82). Они представлены чередующимися пестрыми песчаниками, часто с косой слоистостью, пачками зеленых, фиолетовых и малиновых аргиллитов и алевролитов, конгломератов, а также прослоями известняков и мергелей. Среди отложений среднего и особенно верхнего карбона встре-

чаются пачки медистых песчаников. С ними связано Джезказганское месторождение медных руд. Среди пермских моласс встречаются пачки гипсов и пласты каменных солей. Общая мощность молассовых отложений среднего — верхнего карбона и перми от 2,5 до 4 км. Магматические процессы (особенно интрузивные) на территории каледонид в это время проявились слабо.

Таким образом, на Кокчетавско-Киргизском эпикаледонском среднем массиве в позднем палеозое происходило формирование чехла в условиях то повышенной тектонической активизации, то тектонического покоя. Это был орогенный этап развития.

### Алтае-Саянская область

Эта область в начале позднего палеозоя имела сложное строение, так как наряду с участками, где геосинклинальный режим закончился в середине кембрия (ранние каледониды), существовали участки, где геосинклинальный режим продолжался до конца силура (каледониды). Несмотря на это, в течение позднего палеозоя Алтае-Саянская область развивалась как единое целое, ее история развития в позднем палеозое во многом напоминает историю кокчетавско-киргизских каледонид. Здесь формировались крупные межгорные впадины, окруженные более или менее высокими поднятиями. Эти впадины были местом накопления преимущественно континентальных отложений; наиболее крупными из них являются Минусинская и Тувинская.

Девонский период. В девоне Алтае-Саянская область претерпела тектоно-магматическую активизацию, приведшую к установлению орогенного режима. Произошло раздробление ранее сформированных тектонических элементов, началось горообразование, проявился мощный вулканизм. Возникли наложенные или унаследованные межгорные и предгорные впадины, заполнявшиеся вулканогенной и терригенной молассой. Лишь временами наступала пауза в тектонических движениях, что приводило к выравниванию рельефа, а последующие погружения вызывали трансгрессию моря (эйфельский и живетский века). В морских бассейнах шло накопление карбонатных, глинистых и слесеносных осадков.

Каменноугольный и пермский периоды. В начале раннего карбона в межгорных впадинах накапливались мелководные морские, лагунные и континентальные толщи песчаников, известняков и доломитов с прослоями тонких пепловых туфов и туффитов. Мощность нижнего карбона до 2,2 км. Наступание моря происходило с запада. Новые поднятия начались в конце визейского века.

Отложения верхней части нижнего карбона, среднего, верхнего карбона и нижней перми во впадинах представлены континентальными угленосными отложениями мощностью до 1,3—1,6 км. Это обычно чередующиеся аргиллиты, песчаники, конгломераты и пласты каменного угля. Следовательно, после регрессии визейского моря, вплоть до перми, Минусинская, Тувинская и другие впадины представляли собой пониженные участки суши, где текли реки, находились озера и болота, произрастала древесная растительность. Физико-географические условия здесь в это время были, очевидно, близки к тем, которые отмечались для Кузнецкой впадины.

Магматические процессы проявились очень слабо. В перми закончилось формирование впадин и происходило постепенное выравнивание горной складчатой области.

В Алтае-Саянской области, так же как и в Кокчетавско-Киргизской, в позднем палеозое происходило чередование эпох повторного орогенеза и тектонического выравнивания. Настоящий платформенный режим еще не наступил.

## МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

### Тимано-Печорская эпибайкальская платформа

Эта область, охватывающая Тиман и Печорскую низменность, вступила на платформенный путь развития в раннем палеозое. В позднем палеозое продолжалось формирование платформенного чехла. Верхнепалеозойские отложения имеют здесь широкое развитие. Они обнажены на Тиманском кряже и вскрыты многочисленными скважинами в Печорской низменности.

Девонский период. Девон в Тимано-Печорской области представлен породами осадочного происхождения, хотя в некоторых районах Тиманского кряжа широко развиты базальтовые покровы и дайки диабазов, приуроченные к определенным тектоническим зонам. Мощность девонских отложений до 550 м.

Тимано-Печорская эпибайкальская платформа в начале девонского периода, так же как и соседняя древняя Восточно-Европейская платформа, испытала поднятие. Осадконакопление в это время происходило на небольших площадях в континентальных условиях. В конце раннего девона началась трансгрессия моря с севера и востока, которая распространилась и на Восточно-Европейскую платформу. Морской бассейн в течение всего девонского периода был чрезвычайно мелководным: в западной его части накапливались терригенные осадки, а в восточной — карбонатные.

Каменноугольный и пермский периоды. Отложения этого возраста представлены в полном объеме и широко распространены. Это морские, преимущественно карбонатные породы — известняки, мергели, доломиты с обильными остатками беспозвоночных. В составе верхнепермских отложений увеличивается роль терригенных пород — это пестроокрашенные песчаники, алевролиты, глины с тонкими прослоями угля. Мощность карбона и перми колеблется от 200—300 м на западе до 3 км на востоке.

Начавшееся в среднем девоне погружение продолжалось до конца перми. Медленное поднятие всей области началось в перми, морские условия сменялись лагунными, а затем континентальными.

Позднепалеозойская история Тимано-Печорской эпибайкальской платформы обнаруживает большое сходство с историей древней Восточно-Европейской платформы.

## СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

Обширный Средиземноморский геосинклинальный пояс в позднем палеозое имел сложное строение, как и в раннем палеозое. Здесь продолжали развиваться геосинклинальные прогибы, большая часть которых возникла в предшествующий этап — в раннем палеозое. Каледонские движения, проявившиеся лишь в Западной Европе, не привели к становлению устойчивых участков земной коры. В начале позднего палеозоя, после кратковременной стабилизации здесь вновь возобно-

вился геосинклинальный режим. Продолжали развиваться также геоантиклинальные поднятия и срединные массивы — устойчивые блоки земной коры допалеозойской складчатости, не подвергшиеся раздроблению в палеозое. Они имели достаточно большие размеры и развивались, подобно платформам: здесь формировался чехол срединных массивов.

История геосинклинального развития Средиземноморского пояса в позднем палеозое наиболее полно восстановлена в его европейской части, которая именуется Европейской областью. В этой части пояса породы верхнего палеозоя имеют широкое распространение и хорошо изучены. Именно здесь были впервые установлены главнейшие стратиграфические подразделения девонской и каменноугольной систем. Позднепалеозойская история азиатской части Средиземноморского пояса, условно называемой Азиатской областью, восстановлена менее детально, так как верхнепалеозойские породы перекрыты более молодыми отложениями и поэтому слабо обнажены.

### ЕВРОПЕЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область, как и в раннем палеозое, состояла из двух систем прогибов — Северной и Южной и разделявшего их Франко-Чешского срединного массива. Напомним, что Северная система геосинклинальных прогибов располагалась на месте п-ова Корнуолл в Англии, Арденн, Рейнских Сланцевых и Рудных гор, Гарца и Судетов. Франко-Чешский срединный массив охватывал Центральный массив Франции, Вогезы, Шварцвальд и Чешский массив. Южная система геосинклинальных прогибов располагалась между Франко-Чешским массивом и Северо-Африканской древней платформой, т. е. охватывала территорию Пиренеев, Пиренейского полуострова, Альп, Карпат, Балкан и других горных сооружений Южной Европы.

Девонский период. Отложения девонской системы имеют широкое распространение в Северной и менее широкое в Южной системах геосинклинальных прогибов. Ими сложены Арденны, Рейнские Сланцевые и Рудные горы, Гарц, Судеты. Выходы девонских пород прослеживаются на территории Испании и Португалии, а также в Восточных Альпах, Западных Карпатах, Балканах и Динарских горах. Всюду в перечисленных районах они представлены геосинклинальными комплексами и достигают огромных мощностей (7—8 км).

В Северной системе геосинклинальных прогибов девонские отложения залегают с угловым несогласием на подстилающих породах и представлены всеми тремя отделами. Наиболее полно они изучены в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах (рис. 85). Мощность и фации чрезвычайно изменчивы. В прогибах (Айфельский, Зауэрланд, Гессенский) преобладают глубоководные глинистые и карбонатные отложения с небольшими пачками песчаных пород. В краевых частях зоны прогибов (Арденны) и на геоантиклинальных поднятиях (блок Зигерланд) увеличивается роль обломочных пород — песчаников и конгломератов, а также мелководных, иногда рифовых известняков.

Вулканическая деятельность в среднем девоне привела к образованию лав основного состава и туфов, с которыми связаны пласты бурых железняков — продуктов вулканической эманации.

В пределах Франко-Чешского срединного массива девон известен лишь в Пражской мульде, где согласно залегают на силурийских известняках и представлен в нижней части также известняками с обильны-

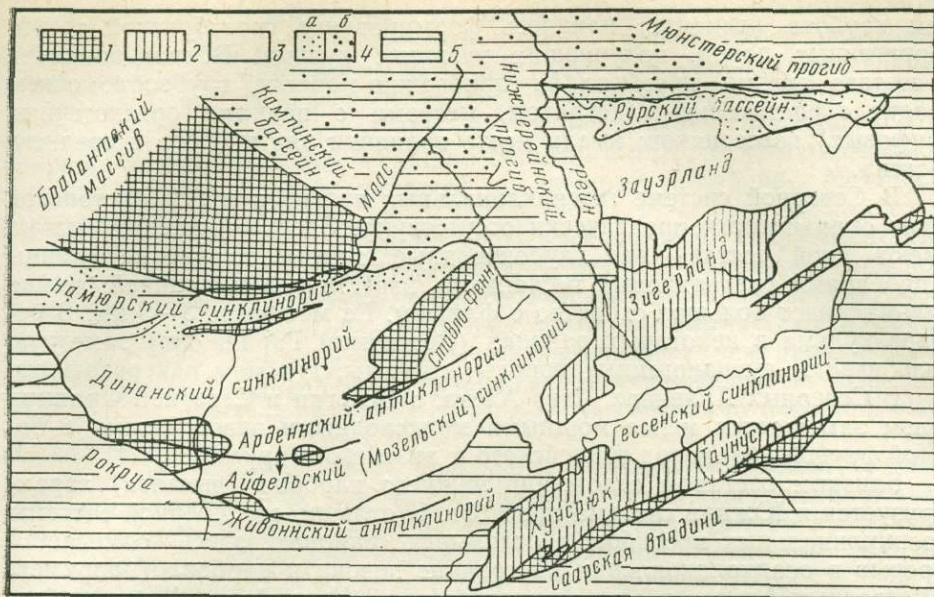


Рис. 85. Структурная схема Арденн и Рейнских Сланцевых гор. По С. Бубнову (1960 г.)

1 — раннепалеозойский складчатый комплекс; 2 — нижний и средний девон; 3 — верхний девон — нижний карбон; 4 — средний и верхний карбон (силезий); а — на поверхности, б — под чехлом; 5 — послепалеозойский чехол

ми остатками беспозвоночных. Отсутствие перерыва между отложениями силура и девона свидетельствует о том, что каледонские движения здесь не проявились. Толщу силурийско-нижнедевонских известняков называют «герцинскими известняками», аналоги которых имеют распространение и в других районах (например, на Урале). Верхняя часть девона в Пражской мульде представлена континентальными терригенными породами небольшой мощности.

В Южной системе геосинклинальных прогибов девонские отложения представлены типично геосинклинальными граувакко-сланцевыми толщами с эффузивами (Восточные Альпы, Западные Карпаты, Динарские горы) значительной мощности.

Таким образом, Европейская геосинклинальная область в девонском периоде испытывала геосинклинальное развитие. Существовавшие прогибы интенсивно погружались и заполнялись мощными осадками, проявлялся вулканизм; преобладали условия морского осадконакопления. Тектонические движения носили резко дифференцированный характер: наряду с участками, испытывавшими погружение, существовали участки устойчивых поднятий.

В конце девонского периода проявилась бретонская фаза складчатости, которая охватила Франко-Чешский срединный массив и прилегающие районы. Поднятия сопровождалась складкообразованием и внедрением гранитоидов. Перерыв в осадконакоплении продолжался в течение почти всего позднего девона и турнейского века.

Каменноугольный период. Произшедшие в конце девона поднятия привели к усилению сноса обломочного материала как в Северную, так и в Южную систему геосинклинальных прогибов. В ран-

нем карбоне (динанте) началось формирование своеобразной толщи терригенных пород, получивших название кульма. Вблизи поднятий в составе кульма преобладали прибрежно-морские грубообломочные осадки с растительным детритом, местами с пачками органогенных (рифовых) известняков; имели место излияния лав кислого и среднего состава.

В Северной системе геосинклинальных прогибов следы бретонской фазы складчатости практически отсутствуют. Здесь отложения кульма имеют иной состав—это глубоководные темные глинистые сланцы с прослоями граувакковых песчаников, известняков и кремней; толщина кульма имеет большое сходство с флишем. Ее мощность 3—5 км. В составе кульма в некоторых районах (Восточный Гарц и др.) заметную роль играют вулканогенные породы: спилиты, диабазы и кератофиры.

В Северных Арденнах, близ Ахена, в Бельгии и Северной Франции кульм замещается менее мощными мелководными известняками с богатой фауной брахиопод турнейского и визейского ярусов.

Близким составом отложений нижнего карбона (динанта) характеризуется и Южная система прогибов. В отличие от Северной системы геосинклинальных прогибов, в отдельных районах здесь отмечается перерыв в осадконакоплении на границе девона и карбона (например, в Восточных Альпах и др.). В прогибах же (Карнийские Альпы) образовывались сначала глубоководные маломощные (100 м) известняки и радиолариты, а затем толщи флиша мощностью до 1000 м.

После накопления отложений кульма, начиная с конца визейского века, все толщи, заполнявшие прогибы, были смяты в складки, сильно подняты; развитие прогибов прекратилось. Наступил перерыв в осадконакоплении. Это результат проявления одной из главных фаз герцинской эпохи складчатости, получившей название судетской. Ее обычно связывают с рубежом визейского и намюрского веков, но в ряде районов основные тектонические движения происходили в течение намюрского века и даже после него.

Судетские деформации охватили всю Европейскую геосинклинальную область и сопровождались метаморфизмом и гранитизацией; завершился геосинклинальный этап, продолжавшийся в течение раннего палеозоя, девона и первой половины карбона, и начался орогенный.

Отложения среднего и верхнего карбона (силезий—см. табл. 8) образуют не только другой осадочный комплекс, но и распространены иначе, чем более древние породы, заполняя ряд глубоких, но достаточно узких, частично асимметричных впадин, вытянутых вдоль края герцинской складчатой системы. Эти впадины образуют полосу в Южной Англии и на севере Франции, тянутся через всю Бельгию в ФРГ; близ г. Ахена эта полоса расширяется, образуя Вестфальско-Рурский угольный бассейн, затем прерывается и продолжением ее служит Силезский бассейн в Чехословакии и Польше. Все эти впадины образуют зону краевого прогиба герцинской складчатой системы. Внутри самой складчатой системы в это же время возникли многочисленные межгорные впадины.

В пределах краевого прогиба отложения среднего карбона представлены угленосной серией, которая состоит из чередующихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с многочисленными пластами каменного угля и прослоями известняков, выдержанных по простиранию и образовавшихся в морских условиях. Каменноугольная угленосная серия является типичным примером паралической угленосной

толщи, сформировавшейся на прибрежной равнине, периодически заливавшейся на относительно короткое время морем. Многочисленные угольные пласты отличаются высоким качеством. Вся система впадин представляет собой ряд крупных бассейнов каменного угля Западной Европы, на которых базируется значительная часть промышленности Южной Англии, Северной Франции, Бельгии и ФРГ. В частности, Вестфальско-Рурский бассейн является крупнейшим в Европе. Мощность угленосной серии от 2 до 5 км.

Межгорные впадины, расположенные в пределах Северной системы геосинклинальных прогибов, заполнялись континентальными угленосными отложениями: конгломераты, грубые песчаники, глинистые породы с многочисленными пластами угля озерного (лимнического) происхождения. Эти угли значительно хуже по качеству, чем паралические. Временами осадконакопление сопровождалось проявлением вулканизма. Особенно большая впадина Саарского бассейна, где мощность угленосной серии 4 км.

В это же время возникли межгорные впадины на Франко-Чешском срединном массиве. В них накапливались также угленосные отложения, которые залегают прямо на кристаллических сланцах протерозоя. Эти впадины являются угленосными бассейнами; некоторые из них имеют промышленное значение (Ле-Крёзо, Деказвиль).

В Южной системе геосинклинальных прогибов межгорные впадины известны в Бриансонской зоне Альп, в Западных и Южных Карпатах и других районах.

На рубеже вестфальского и стефанского веков произошло оживление тектонических движений. Проявилась астурийская фаза герцинского тектогенеза, которая привела к замыканию краевого прогиба и некоторых межгорных впадин и возникновению на их месте складчато-надвиговых деформаций. С этой фазой складчатости связано образование крупных гранитных интрузий Юго-Западной Англии, Гарца, Саксонии, несущих оловянное оруденение.

**Пермский период.** В начале пермского периода продолжали развиваться отдельные межгорные впадины, в которых накапливалась континентальная моласса. Наибольшей мощности нижнепермские отложения достигают в Саарском бассейне (до 3 км). В нижней части это песчаники, углистые и глинистые сланцы с отпечатками растений и прослоями каменного угля. Выше — серые сланцы, в которых встречаются остатки флоры, гигантских земноводных и рыб. Затем залегают красные песчаники, чередующиеся с пластами лав среднего и кислого состава, красные и бурые глинистые сланцы.

Накоплением нижнепермских отложений закончилось формирование межгорных впадин в Северной системе геосинклинальных прогибов и на Франко-Чешском срединном массиве. В середине пермского периода произошли новые поднятия и деформации, вызванные заальской фазой складчатости.

Верхнепермские отложения в указанных районах не участвуют ни в заполнении межгорных впадин, ни в строении складчатых структур, а несогласно налегают на них в виде платформенного чехла. Они довольно широко распространены здесь и получили наименование «цехштейна». Начался платформенный этап развития.

В основании «цехштейна» залегают конгломераты и песчаники, которые сменяются маломощным (до 0,3 м), выдержанным по простиранию слоем темных глинистых пород, называемых медистыми сланцами.

В отдельных местах их разрабатывают как руду на медь (Мансфельд и др.). Это озерные и частично морские отложения. Их сменяет вверх по разрезу цехштейновый известняк, содержащий морскую фауну поздней перми. Выше лежат известняки, доломиты с прослоями ангидрита и каменной соли. Мощность, «цехштейна» более 1000 м.

На территории Южной системы геосинклинальных прогибов отложения перми развиты спорадически; они выполняют межгорные впадины в Альпах, Южных Карпатах и других районах и представлены угленосной и красноцветной молассой с эффузивами.

В то время когда Северная система геосинклинальных прогибов в поздней перми испытала погружение и трансгрессию цехштейнового моря с севера, в Южной системе геосинклинальных прогибов сохранялся гористый рельеф и продолжали развиваться межгорные впадины. В отличие от раннепермских, эти впадины были более обширными.

#### АЗИАТСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Азиатская область простиралась от Малой Азии на западе до Индонезийского архипелага на востоке. В ее состав входили современные Анатолийское нагорье, Загрос, Эльбурс, Копетдаг, Иранское нагорье, Кавказ, Памир, Куньлунь, Гималаи и другие горные сооружения, расположенные на юге Азиатского материка.

Особенностью строения Азиатской области в позднем палеозое, так же как и в раннем палеозое, являлось присутствие крупных срединных и краевых массивов. Геосинклинальные прогибы были немногочисленны, они располагались на месте Большого Кавказа, Паропамиза, Северного Памира, Куньлуна, Сино-Тибетских гор, Циньлина и о-ва Калимантан. Позднепалеозойская история этой системы прогибов восстановлена недостаточно из-за чрезвычайно слабой изученности. Более детально изучена позднепалеозойская история Кавказа и Северного Памира.

В зоне северного склона Большого Кавказа в девонское и раннекаменноугольное время формировалась мощная (5—6 км) вулканогенно-осадочная толща, представленная основными, реже кислыми эффузивами, их туфами, яшмами, глинистыми сланцами, песчаниками и известняками. В зоне южного склона Большого Кавказа накапливались мелководные, местами рифогенные известняки.

В конце раннего карбона в зоне северного склона Большого Кавказа проявилась складчатость. Средний и верхний карбон представлены типичной молассой, сложенной песчано-глинистыми породами с пачками и прослоями конгломератов, кислых эффузивов и углей (2 км). Пермские отложения представлены континентальными песчаниками, конгломератами и кислыми вулканитами (3—5 км). На южном склоне наблюдается непрерывный разрез от девона до перми в морских карбонатных фациях.

В геосинклинальных прогибах Северного Памира в течение девона, карбона и ранней перми накапливались мощные (3—10 км) осадочные и осадочно-вулканогенные формации. Наличие офиолитовой формации указывает на то, что эти прогибы развивались на земной коре океанского типа, т. е. были эвгеосинклинальными. В отличие от геосинклинальной Европейской области, здесь геосинклинальный режим был более длительным и закончился в середине пермского периода, хотя некоторые прогибы замкнулись еще до среднего карбона в

результате судетской фазы складчатости. Герцинские складчатые структуры возникли также на месте Куньлуня, Циньлина и Сино-Тибетских гор.

В поздней перми на территории Северного Памира начался орогенный этап, о чем свидетельствуют угленосные континентальные отложения и вулканы позднепермского возраста. Они заполняли межгорные впадины.

Вся остальная территория Азиатской геосинклинальной области (за исключением упомянутых геосинклинальных прогибов) представляла собой в позднем палеозое, как и прежде, эпибайкальские срединные и краевые массивы. На их поверхности в условиях преимущественно мелководного эпиконтинентального морского бассейна шло накопление чехла, в составе которого известны девонские, каменноугольные и пермские преимущественно карбонатные отложения.

В позднем палеозое очертания морского бассейна неоднократно менялись: временами он покрывал всю рассматриваемую территорию, а временами распадался на отдельные бассейны, заливы, лагуны, между которыми возникали участки суши.

Историю развития Средиземноморского геосинклинального пояса (так же как и других поясов) в позднем палеозое рассматривают с разных, часто диаметрально противоположных точек зрения. Одна из них базируется на троговой концепции, предусматривающей появление геосинклинальных трогов (прогибов) либо за счет погружения узких континентальных блоков по расколам, либо за счет раздвига блоков или горизонтального их смещения (сдвига) также по разломам. При этом предполагается постоянство сети глубинных разломов и отдается предпочтение вертикальным разнонаправленным движениям земной коры в процессе развития геосинклинальных структур. Размеры и положение Средиземноморского пояса согласно этой концепции в позднем палеозое были близки к современным.

Согласно концепции тектоники плит, на месте Средиземноморского пояса в позднем палеозое продолжал существовать океан палео-Тетис. Контуры его и размеры не совпадали с современными очертаниями Средиземноморского пояса: он был значительно шире. По его северной окраине протягивались шельф, континентальный склон, краевые и внутренние моря, островные дуги и микроконтиненты, что позволяет приверженцам данной гипотезы видеть здесь активную континентальную окраину палео-Тетиса. Южнее островных дуг и микроконтинентов располагался океан палео-Тетис, еще южнее — пассивная обширная окраина материка Гондваны, на ней формировались мелководные осадки платформенного типа. Океанская впадина из-за столкновения материковых массивов Гондваны и Восточной Европы, а также субдукции океанской коры «закрылась», перестала существовать. В начале мезозоя здесь остался узкий шов, в котором до сих пор видны офиолиты.

## ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

В позднем палеозое Тихоокеанский пояс продолжал находиться в геосинклинальных условиях. Геосинклинальные области окружали Тихий океан и примыкали к древним платформам, образуя колоссальное по протяженности геосинклинальное кольцо, ширина которого была сравнительно небольшой и варьировала в различных участках. На боль-

шей части пояса сохранялся геосинклинальный режим. В пределах же сравнительно небольших участков Катазии и Восточной Австралии, где возникли каледонские складчатые системы, начался орогенный этап развития.

Почти повсеместно в пределах пояса проявились герцинские складчатые движения, но они были значительно слабее, чем в Атлантическом, Урало-Монгольском и Средиземноморском поясах. Интенсивность тектонических движений постепенно нарастала в течение позднего палеозоя и достигала наибольшей величины в конце карбона и в перми. Складчатость сопровождалась магматизмом.

По всему поясу в позднем палеозое наблюдалась закономерность распределения мио- и эвгеосинклинальных прогибов. Первые из них располагались во внешней части пояса, примыкая к платформам, вторые — более обширные — тяготели к впадине Тихого океана.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

### Северо-восток Азии

Эта область располагалась на северо-востоке Азии и в районе Сихотэ-Алиня. В позднем палеозое здесь существовала сложная система геосинклинальных прогибов, разделенных срединными массивами. В течение девона и раннего карбона преобладали процессы прогибания земной коры, а начиная со среднего карбона в разных участках проявились горообразовательные движения.

На западе, в пределах Яно-Колымской геосинклинальной системы, существовали прогибы миогосинклинального типа, в которых в девоне и раннем карбоне накапливались преимущественно морские карбонатные и терригенные отложения. Характер осадконакопления изменился со среднего карбона, когда начала формироваться очень мощная верхоянская серия песчано-глинистого состава. В конце перми здесь проявились горообразовательные движения, породы верхней перми и нижнего триаса представлены грубообломочными породами, нередко с прослоями углей.

В восточном направлении миогосинклинальные формации постепенно сменяются эвгеосинклинальными: в разрезах верхнего палеозоя большую роль начинают играть вулканогенные породы и в пределах Корякско-Камчатской геосинклинальной системы они становятся преобладающими. Отложения среднего и верхнего карбона здесь отсутствуют, что свидетельствует о проявлении герцинских движений.

### Кордильерская область

В позднем палеозое здесь существовали два крупных меридионально вытянутых прогиба: западный — Тихоокеанский и восточный — прогиб Скалистых гор. Расположенная между ними геосинклиналь обособилась в начале карбона после складкообразовательных движений. В обоих прогибах существовали геосинклинальные условия, но западный испытал более сильное опускание, чем восточный.

Западный прогиб представлял собой эвгеосинклиналь, где в морских условиях шло накопление мощной вулканогенно-осадочной формации (лавы, туфогенные песчаники и аргиллиты); все породы здесь метаморфизованы. Наиболее сильно вулканизм проявился в пермском

периоде. На огромном протяжении от Аляски до Калифорнии существовал вулканический архипелаг, являвшийся источником вулканического материала в отложениях смежных морей.

Восточный прогиб представлял собой миогеосинклиналь, здесь накапливались терригенные и карбонатные осадки (песчаники, глины, известняки), которые не подверглись метаморфизму.

Герцинские движения слабо сказались в Кордильерской области. На юге они совсем не проявились, на севере — незначительно. Геосинклинальный режим продолжался в мезозое.

### Андийская область

Эта область в позднем палеозое представляла, как и ранее, крупнейшую геосинклинальную структуру с прогибами миогеосинклинального типа. Геосинклинальный режим завершился к концу ранней перми, в поздней перми начался орогенный этап. Однако эти процессы складкообразования не привели к консолидации земной коры в южноамериканском секторе Тихоокеанского пояса; в мезозое здесь начался новый этап геосинклинального развития.

### Австралийская область

В позднем палеозое Восточная Австралия находилась в геосинклинальных условиях, которые в конце палеозойской эры сменились платформенными. Восточная и западные части этой обширной территории развивались по-разному.

На западе, примыкая к докембрийской платформе широкой меридиональной полосой, протягивалась зона каледонских структур. Геосинклинальное развитие закончилось здесь в середине девонского периода и, начиная с позднего девона до перми, в межгорных впадинах шло образование молассовой формации, представленной преимущественно грубыми красноцветными песчаниками с остатками панцирных рыб, эффузивами, а в краевых зонах — мелководными морскими отложениями. В перми формировались маломощные (до 300—500 м) платформенные континентальные, лагунные и морские осадки.

Иные условия были в восточной геосинклинальной системе Новой Англии, где в течение девона и большей части карбона формировались эффузивно-осадочные отложения мощностью до 12 км. В конце карбона и в начале перми интенсивные горообразовательные движения привели к созданию складчатой горной системы герцинского типа. В ранней перми произошло внедрение крупных гранитных интрузий, с которыми связаны месторождения олова, меди, золота, висмута и полиметаллов. Пермские отложения слабо дислоцированы, это в основном континентальные, часто угленосные толщи, заполняющие межгорные впадины. Мощности пермских отложений невелики (300—600 м), но в грабенах Австралийских Кордильер они достигают огромной величины (например, в грабене Бовен мощность перми более 7 км), а во впадине Сиднея до 5 км). К этим грабенообразным впадинам приурочены главные угольные бассейны страны.

Итак, пермский период — это время орогенного и начало платформенного этапов развития герцинид Новой Англии.

**Катазиатская область**

На юго-востоке КНР в области развития каледонских складчатых сооружений девонские отложения представлены повсюду терригенными красноцветами, слагающими молассы, заполняющие отдельные впадины. Мощность девона достигает 3 км. В конце девона и в течение каменноугольного периода на юго-востоке КНР был морской шельф, в пределах которого в заливах, разделенных пологими возвышенностями, накапливались карбонатные, карбонатно-глинистые осадки, а местами песчано-глинистые отложения с прослоями углей. В девоне и карбоне, вероятно, протекал этап орогенного развития Катазии, а в перми в мелководном морском бассейне начали формироваться карбонатные и терригенные осадки платформенного чехла.

**АТЛАНТИЧЕСКИЙ ПОЯС**

В начале позднего палеозоя на значительной площади Атлантического пояса существовали сложные складчатые сооружения — каледониды. Исключение составляла Мексикано-Аппалачская геосинклинальная система, где каледонские движения не привели к ликвидации геосинклинального режима и он продолжался до конца раннего карбона. Поэтому в Атлантическом геосинклинальном поясе по истории геологического развития можно выделить две области.

**ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ****Мексикано-Аппалачская область**

Эта область располагалась на месте Южных Аппалачей и побережья Мексиканского залива, включая полуострова Флорида и Юкатан. В начале позднего палеозоя здесь сохранялся геосинклинальный режим, однако в отличие от раннего палеозоя прогибание испытывала лишь миогеосинклинальная зона. Тектонические движения, проявившиеся в конце ордовика (таконская фаза складчатости) и в девоне (акадская фаза), привели к замыканию эвгеосинклинали и возникновению на ее месте складчатых структур. Осадки, заполнившие эвгеосинклиналь в раннем палеозое, были метаморфизованы, прорваны интрузиями и подверглись в дальнейшем интенсивному размытию.

Девонский период. Отложения девонской системы известны лишь на территории Западных Аппалачей; они в виде узкой полосы протягиваются от г. Нью-Йорка до г. Нашвилл. В нижней части разреза залегают песчаники (100 м), в средней — известняки и аргиллиты, а в верхней резко возрастает роль песчаников. Все перечисленные отложения формировались в мелководном морском миогеосинклинальном бассейне, сообщавшемся с морями Западной Европы.

Акадский орогенез, начавшийся в среднем девоне в Северных Аппалачах, в Южных достиг максимальной интенсивности в конце девона. Отражением этого процесса явилось накопление грубообломочных отложений в начале раннего карбона.

Каменноугольный и пермский периоды. В течение карбона и перми, так же как и девона, эвгеосинклинальная область

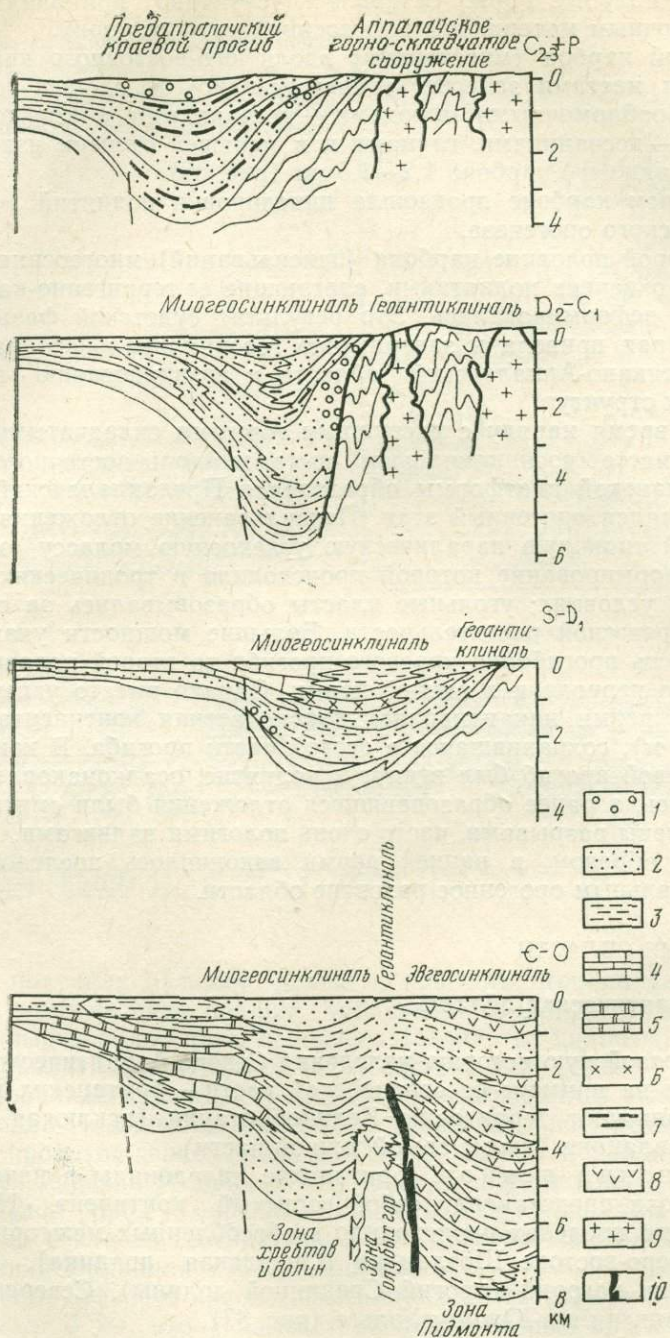


Рис. 86. Палеотектонические профили Южно-Аппалачской геосинклинальной системы. По В. Е. Хайну и М. Г. Ломизе (1971 г.)

1-3 — обломочные отложения (1 — грубообломочные, 2 — песчаные, 3 — алеврито-глинистые); 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — соленосные отложения; 7 — угленосные отложения; 8 — вулканические породы основного и среднего состава; 9 — гранитоиды; 10 — гнейсы

(Пидмонт, Голубые Горы) оставалась устойчиво приподнятой, снабжая обломочным материалом миогеосинклиналиную зону.

Нижний карбон (миссисипий) вдоль юго-восточного края миогеосинклинали местами залегает трансгрессивно; он сложен в нижней части грубообломочными породами — песчаниками и конгломератами, а верхней — песчаниками, глинами и в меньшей степени известняками. Мощность нижнего карбона 1,2—1,5 км (рис. 86).

В раннем карбоне произошла нивелировка поднятий, возникших после акадского орогенеза.

Во второй половине карбона (пенсильваний) миогеосинклиналиная зона была охвачена поднятиями, слагающие ее терригенно-карбонатные отложения деформировались. Это результат судетской фазы складчатости, которая привела к завершению геосинклиналиного развития во всей Мексикано-Аппалачской области и возникновению герцинских складчатых структур.

В это время наряду с растущими горными складчатыми сооружениями на месте геосинклиналиной системы вдоль восточного края Североамериканской платформы образовался Преаппалачский краевой прогиб; начался орогенный этап. Пенсильванские отложения представляют собой типичную паралическую угленосную молассу мощностью до 3 км, формирование которой происходило в тропических прибрежно-морских условиях; угольные пласты образовывались за счет теплолюбивой древесной растительности. Большие мощности указывают на интенсивность прогибания краевого прогиба во второй половине каменноугольного периода и в ранней перми. Однако вместо угленосных отложений в перми накапливалась красноцветная континентальная моласса (450 м), сохранившаяся в осевой части прогиба. В конце ранней перми краевой прогиб был втянут в поднятие, осадконакопление в нем прекратилось, а ранее образовавшиеся отложения были смяты в складки и нарушены разрывами, часто очень пологими надвигами.

Таким образом, в ранней перми закончилось последовавшее за геосинклиналиным орогенное развитие области.

## СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

### Северо-атлантическая область

Позднепалеозойскую историю каледонид Северо-Атлантической области рассмотрим на примере ее европейской части — британских каледонид, которые занимают территорию Великобритании (исключая п-ов Корнуолл) и Ирландии (кроме самой южной части).

Девонский период. Британские каледониды в начале девонского периода представляли собой гористый континент. Накопление осадков в его пределах происходило в обособленных межгорных впадинах на северо-востоке Шотландии (Оркадская впадина), в районе Шотландских нагорий (прогиб Срединной долины), Северной и Центральной Англии и в Южном Уэльсе (рис. 87).

Девонские отложения, заполняющие эти впадины, залегают либо согласно на силурийских, либо с резким угловым несогласием на смятых в складки породах нижнего палеозоя и докембрия. Они представлены молассовой формацией, сложенной фациально изменчивым комплексом пород: конгломератами, брекчиями, песчаниками, аргиллитами с линзами мергелей и известняков. Все эти породы имеют красноватую

Рис. 87. Схема распространения девонских красноцветных континентальных отложений на Британских островах

1 — континентальные отложения; 2 — морские отложения. 1 — Оркадская впадина; 2 — прогиб Срединной долины; 3 — прогиб Южного Уэльса

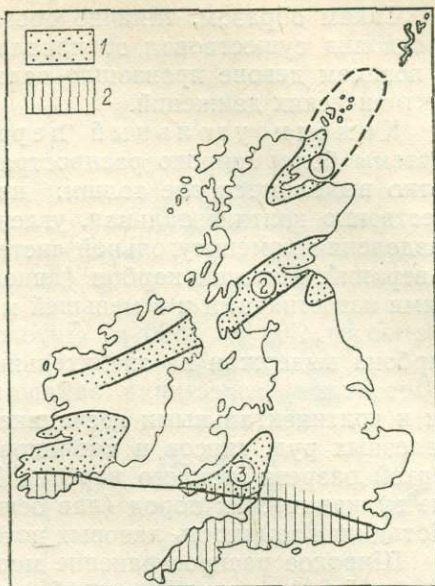
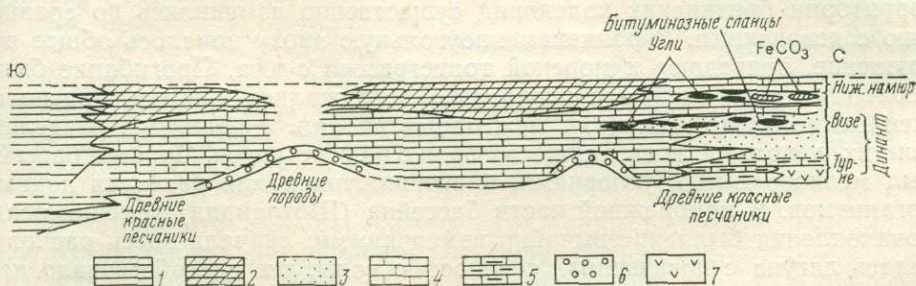


Рис. 88. Схема распределений фаций динанта (нижний карбон) на территории британских каледонид. По М. Жинью (1952 г.), с изменениями

1 — глины; 2 — глины с прослоями известняков; 3 — лагунные песчано-глинистые отложения; 4 — известняки; 5 — мергели; 6 — конгломераты; 7 — гипсы



окраску и получили название древнего красного песчаника. В строении девонского разреза ряда впадин принимают участие разнообразные вулканогенные породы; лавы основного (базальты, диабазы) и кислого (трахиты, риолиты, дациты, фельзиты) состава и их туфы.

Формирование красноцветных пород происходило в условиях жаркого засушливого климата; они имеют пролювиальное, речное, озерное и эоловое происхождение. Лишь в Южном Уэльсе периодически устанавливались морские условия, о чем говорят залегающие среди красноцветов прослой пород с морскими линиями и брахиоподами. Море проникало сюда с юга из геосинклинального прогиба, занимавшего территорию Южной Ирландии и п-ов Корнуолл.

Мощность древнего красного песчаника в центральных частях впадин достигает 6 км, что указывает на значительные прогибания в течение девонского периода. Опускания осуществлялись по разломам, которые также служили путями проникновения магмы из глубоких частей земной коры на поверхность. Лавовые излияния были трещинного и центрального типов.

К концу девонского периода рельеф на территории британских каледонид в значительной степени сnivelировался.

Таким образом, типично орогенный режим в области британских каледонид существовал от начала девона до конца среднего девона. В позднем девоне произошло ослабление активности и контрастности тектонических движений.

Каменноугольный период. Отложения каменноугольной системы более широко распространены, чем девонские. В их составе четко выделяются две толщи: нижняя морская и верхняя — преимущественно континентальная, угленосная. Это и послужило основанием разделения каменноугольной системы в Англии на два отдела: нижний и верхний. Нижний карбон (динант) сложен коралловыми и криноидными известняками и в меньшей мере аргиллитами и песчаниками мощностью от 300 до 1800 м. Литологический состав отложений нижнего карбона выдержан на значительных расстояниях и только на севере (Шотландия) известняки замещаются прибрежно-морскими, лагунными и континентальными песчаниками и аргиллитами с пластами углей, железных руд, гипсов и каолиновых глин (рис. 88). Отличительной чертой разреза нижнего карбона Шотландии является широкое развитие вулканических пород (лав основного состава и туфов). В Западной Шотландии мощность лавовых потоков достигает 600—900 м.

Широкое распространение морских карбонатных отложений указывает на то, что тектонический режим и условия осадконакопления на территории британских каледонид существенно изменились по сравнению с девонскими. В раннекаменноугольную эпоху началось общее погружение, приведшее к морской трансгрессии с юга. Прогибание было неравномерным: наиболее интенсивно погружались участки, расположенные на месте девонских межгорных впадин, а поднятия, разделявшие их, некоторое время существовали в виде островов. Морской бассейн был мелководным с условиями, благоприятными для развития донных организмов. В прибрежной части бассейна (Шотландия) условия осадконакопления были чрезвычайно изменчивыми: сначала здесь располагалась лагуна с повышенной соленостью воды, что способствовало при аридности климата осаждению доломитов и гипсов, а затем в периоды неоднократного осушения этой территории создавались условия для углеобразования. Таким образом, в раннем карбоне существовал режим, близкий к платформенному.

Отложения среднего и верхнего карбона (силезий) имеют широкое распространение. Разрез начинается толщей жернового песчаника (намюрский ярус), в составе которой преобладают грубозернистые песчаники и кварциты, служившие материалом для изготовления жерновов. Песчаники переслаиваются с аргиллитами и маломощными пластами угля. Мощность жернового песчаника колеблется от 200 м до 1650 м. В ряде мест эта толща залегает с размывом на подстилающих породах. В ее составе имеются морские прослои с раковинами гониатитов.

Верхняя часть разреза карбона (вестфальский и частично стефанский ярусы) сложена в основном угленосными отложениями. Пласты каменного угля издавна разрабатываются в Англии, Шотландии и Ирландии (рис. 89). В нижней части угленосной толщи встречаются маломощные прослои морских глин и глинистых известняков, а в верхней — континентальные красноцветные песчаники и мергели. Мощность угленосной толщи от 600 до 2500 м; наибольшей величины она достигает в отдельных впадинах, частично пространственно совпадающих с девонскими межгорными впадинами (Южный Уэльс и др.).

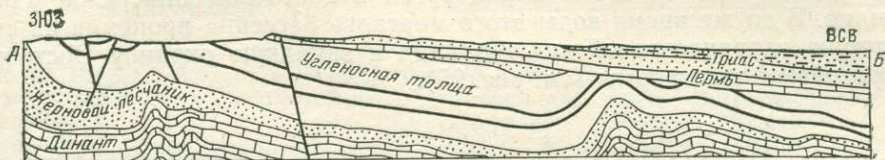
Рис. 89. Схема расположения угольных бассейнов Великобритании

1 — угленосные площади, выработанные, находящиеся в эксплуатации и под шахтным строительством; 2 — площади, разведанные и возможной угленосности. Цифры на схеме; бассейны: 1 — Шотландия, 2 — Нортумберленд — Дарем, 3 — Камберленд, 4 — Ланкашир, 5 — Йоркшир, Дербишир — Ноттингемшир, 6 — Северный Уэльс, 7 — Стаффордшир, 8 — Южный Уэльс, 9 — Фэрест-оф-Дин, Бристоль и Соммерсетшир, 10 — Кент. См. также рис. 90



Рис. 90. Разрез угольного месторождения Йоркшир — Ноттингемшир. По У. Эдвардсу (1951 г.), схематизировано

Положение разреза показано на рис. 89 (линия АБ). Жирные линии — угольные пласты



В намюрском веке британские каледониды испытали тектоническую активизацию, приведшую к воздыманию отдельных участков и сокращению морского бассейна, т. е. к возобновлению орогенного режима. В результате этих движений расширилась суша на севере, возникли поднятия в виде островов в южной части морского бассейна. Единая до этого область накопления осадков была разделена на две: северную и южную, которые до конца карбона продолжали оставаться областями устойчивого погружения. Реки, стекавшие с Северо-Атлантического континента, выносили в морской бассейн массу обломочного материала, за счет которого и сформировалась впоследствии толща жернового песчаника.

В вестфальском веке обширные площади британских каледонид превратились в болотистую лесную равнину, временами погружавшуюся под уровень моря. Повсеместно в ее пределах накапливались сначала в паралических, а затем в лимнических условиях угленосные отложения. Лесные массивы, покрывавшие равнину, состояли из плауновидных: лепидодендронов и сигиллярий, часто достигавших в высоту 30 м, членистостебельных и папоротникообразных. Климат того времени был жаркий и влажный.

В конце каменноугольного периода проявились тектонические движения, которые сопровождались общим поднятием и смятием пород девона и карбона в складки (рис. 90). Осадконакопление временно прекратилось (отложения стефанского яруса верхнего карбона почти повсеместно отсутствуют).

Пермский период. В начале пермского периода британские каледониды продолжали воздыматься; во второй половине ранней перми усилились эрозионные процессы и в отдельных вновь возникших впадинах возобновилось накопление осадков. Отложения нижней перми представлены красноцветными конгломератами и песчаниками, образование которых связано с временными потоками, стекавшими с возникших гор, и деятельностью ветра в условиях пустынного климата. В Шотландии проявился вулканизм. Мощность нижней перми более 300 м.

Отложения верхней перми залегают очень полого (практически горизонтально) и резко несогласно на смятых в складки подстилающих породах. Они сложены лагунными глинами, гипсоносными мергелями и морскими известняками с обильными брахиоподами. Мощность верхней перми около 200 м.

Характер залегания верхнепермских отложений показывает, что к поздней перми закончились активные тектонические движения и в платформенных условиях формировался осадочный чехол.

Начавшаяся в поздней перми погружение охватывало не только британские каледониды, но и огромную площадь северной части Атлантического пояса, что привело к развитию кратковременной морской трансгрессии. Отложения верхней перми платформенного типа с морской фауной известны на о-вах Шпицберген и восточном побережье Гренландии. В то же время воды этого морского бассейна проникли на территорию западноевропейских герцинид и западную окраину Восточно-Европейской платформы (см. рис. 95).

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

### ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Позднепалеозойская история Восточно-Европейской платформы существенно отличается от раннепалеозойской перестройкой и усложнением структуры платформы в целом. Если в раннем палеозое опусканиями были охвачены только северо-западная и западная части платформы, то в позднем палеозое началось погружение центральных и восточных районов.

Девонский период. Отложения девона имеют на платформе весьма широкое распространение, представлены всеми тремя отделами, однако площадь их развития весьма неодинакова. Наиболее распространены отложения среднего и особенно верхнего девона. Разрезы девона различных районов платформы существенно отличаются друг от друга как по составу, так и по мощности. На востоке, между Волгой и Уралом, а также в центральной части широко развиты морские карбонатные породы (рис. 91). На западе и северо-западе преобладают континентальные красноцветные и лагунные отложения с небольшими по мощности морскими прослоями. На большей части платформы девонские отложения залегают трансгрессивно на различных горизонтах нижнего палеозоя или прямо на кристаллических породах фундамента. И только на западе они постепенно сменяют силурийские отложения (Польско-Литовская синеклиза).

В начале девонского периода почти вся Восточно-Европейская платформа представляла собой обширный континент. Воздымание на-

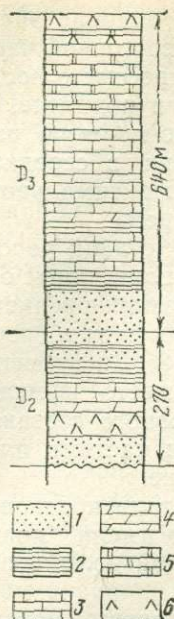


Рис. 91. Разрез девонских отложений в центральной части Московской синеклизы

1 — песчаники, пески, алевролиты; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — мергели; 5 — доломиты; 6 — гипсы и ангидриты

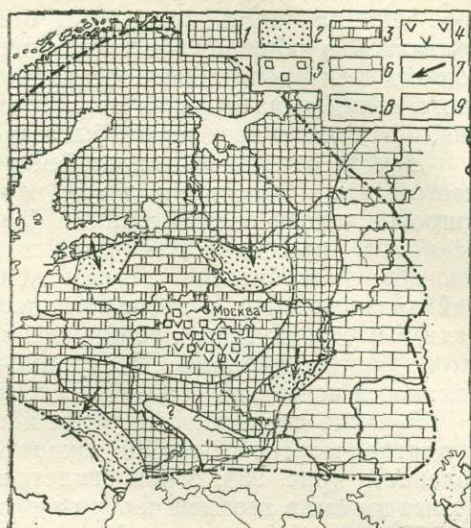


Рис. 92. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Восточно-Европейской платформы середины эйфельского века. По С. В. Тихомирову (1967 г.), с упрощением

1 — область размыва; 2 — область накопления дельтовых осадков; 3 — область накопления доломитовых осадков в морском бассейне с повышенной соленостью; 4 — гипс и ангидрит; 5 — гипс и каменная соль; 6 — область накопления карбонатных осадков в морском бассейне нормальной солености; 7 — направление сноса обломочного материала; 8 — границы платформы; 9 — границы областей с различными обстановками осадконакопления

чалось еще в конце силура и было отражением каледонских тектонических движений, интенсивно проявившихся в соседнем Атлантическом геосинклинальном поясе. Только западные окраины платформы находились ниже уровня моря. Во второй половине раннего девона поднятие усилилось и достигло максимума, на что указывает появление континентальных отложений там, где до этого существовал морской бассейн.

Отложения среднего и верхнего девона имеют более широкое распространение. С конца раннего девона начался новый этап в развитии Восточно-Европейской платформы, продолжавшийся до конца перми. Главной особенностью этого этапа было постепенное погружение платформы и, как следствие, трансгрессия моря. Погружение отдельных частей платформы происходило неодновременно. В конце раннего и начале среднего девона в опускание были вовлечены западные окраины и частично центральные районы, т. е. те участки, которые испытывали погружение и в раннем палеозое (унаследованное развитие) — см. рис. 92.

Перестройка структурного плана произошла в конце эйфельского века (средний девон), когда началось опускание восточной части платформы и постепенное расширение морской трансгрессии с востока. Северо-западная часть платформы была вовлечена в поднятие, она превратилась в обширную аллювиальную прибрежно-морскую равнину — область континентального осадконакопления. Лишь в середине фрякского века, когда морская трансгрессия достигла максимального значения, и эта часть платформы была вновь залита морем.

Другая отличительная особенность начальных стадий рассматриваемого этапа заключалась в том, что в ряде мест платформы опускание сопровождалось раскалыванием фундамента и возникновением вдоль разломов узких, но значительных по протяженности грабенообразных прогибов — авлакогенов. Ярким примером является Днепровско-Донецкий авлакоген, где в девонском периоде имела место вулканическая деятельность. Путиами проникновения магмы основного состава служили глубинные разломы. По сравнению с другими частями платформы авлакоген испытывал более интенсивное прогибание.

В конце девонского периода платформа испытала кратковременное поднятие, морской бассейн сократился; его воды имели повышенную соленость (рис. 93), о чем свидетельствуют прослой доломитов, гипсов и ангидритов в верхней части разреза.

Каменноугольный период. Каменноугольные отложения на Восточно-Европейской платформе распространены меньше, чем девонские, они почти всюду построены по единому плану, хотя в некоторых частях платформы значительно изменяются как по составу, так и по мощности; на девонских породах залегают со следами размыва.

После поднятия в конце девона Восточно-Европейская платформа с начала каменноугольного периода стала погружаться и ее территория

была покрыта мелководным морским бассейном. Западная окраина этого бассейна, наиболее близкая к берегу, часто подвергалась осушению и здесь накапливался сносившийся с Балтийского щита терригенный материал. Наиболее интенсивно погружалась восточная часть платформы, примыкавшая к Урало-Монгольскому геосинклинальному поясу.

В моменты осушения создавались условия для накопления угленосных отложений (начало визейского века). Угли, залегающие среди песков и глин, образуют один или несколько быстро выклинивающихся пластов мощностью до 8 м. Угли бурые, низкого качества, они содержат много влаги (до 35%) и минеральных примесей (45%). Угли разрабатываются в Подмосковном угольном бассейне и используются как энергетическое топли-

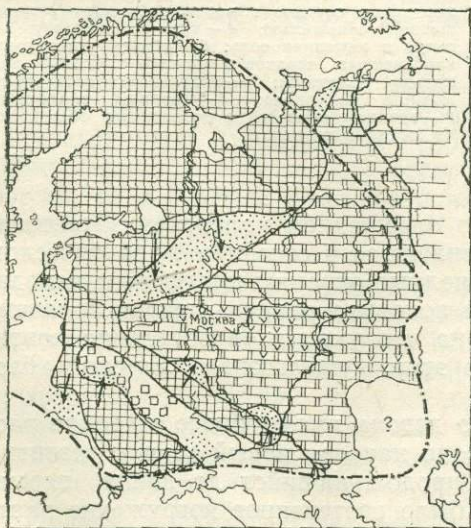


Рис. 93. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Восточно-Европейской платформы конца фамениского века. По С. В. Тихомирову (1967 г.), с упрощением. Условные обозначения см. рис. 92

во. На северо-запад угленосная толща фашиально замещается глинами с бокситами (г. Тихвин), а на восток — нефтеносными песками и глинами морского происхождения. Мощность угленосных отложений до 60 м.

Погружение платформы во второй половине визейского века привело к расширению трансгрессии моря с востока и накоплению карбонатных осадков. Морской бассейн отличался большой мелководностью. Временами возникали острова, поросшие деревьями. Увеличение мощности карбонатной толщи на востоке платформы указывает на более активное погружение ее восточной части по сравнению с западной.

Отложения среднего и верхнего карбона образуют единую толщу известняков и доломитов. В верхней части разреза появляются прослой гипса и ангидрита, а в основании залегают пески (часто нефтеносные) и красноцветные глины. Почти всюду (кроме восточных районов) средний карбон залегают с размывом и начинается с московского яруса. Мощность изменяется от 400 м (на западе) до 750 м (на востоке).

К началу среднего карбона почти вся платформа была поднята и подвергалась денудации. С началом опусканий в среднем карбоне морская трансгрессия вновь распространилась с востока и достигла максимума в московский век. Как и прежде, наибольшее погружение испытывала восточная часть платформы.

Таким образом, формирование отложений карбона на Восточно-Европейской платформе происходило на фоне общего опускания, которое прерывалось двумя фазами кратковременных поднятий (в конце турнейского и в конце серпуховского веков). Эти поднятия привели к появлению размывов в толще осадков карбона. Устойчивое воздымание платформы началось в конце каменноугольного периода и завершилось в перми.

Существенно иными чертами развития в каменноугольном периоде характеризовался Днепровско-Донецкий авлакоген. Разрез каменноугольных отложений в Донецком бассейне состоит из двух неравных частей.

Нижняя часть, отвечающая турнейскому и большей части визейского яруса, представлена известняками мощностью 300—600 м. Выше, вплоть до границы с пермью, следует колоссальная по мощности угленосная серия, состоящая из песчаников, алевролитов аргиллитов с прослоями известняков и углей. Пласты угля обычно залегают среди аргиллитов и многие из них прослеживаются на значительное расстояние. В Донбассе известно до 300 пластов угля, из них около 60 рабочей мощности. Угли высококачественные паралические. Общая мощность угленосной серии в юго-восточной части бассейна достигает 18 000 м; резкое ее уменьшение отмечается с юга на север, менее резкое с востока на запад. Перечисленные выше породы угленосной серии неоднократно повторяются в разрезе, образуя ритмы, отделенные друг от друга следами размыва (рис. 94).

В начале каменноугольного периода процессы осадконакопления в Днепровско-Донецком авлакогене были такими же, как на остальной территории платформы. В конце раннего карбона наступил коренной перелом — началось усиленное прогибание земной коры и формирование мощной угленосной серии.

Пермский период. Пермские отложения на Восточно-Европейской платформе занимают обширные площади. На подстилающих породах залегают согласно (за редким исключением).

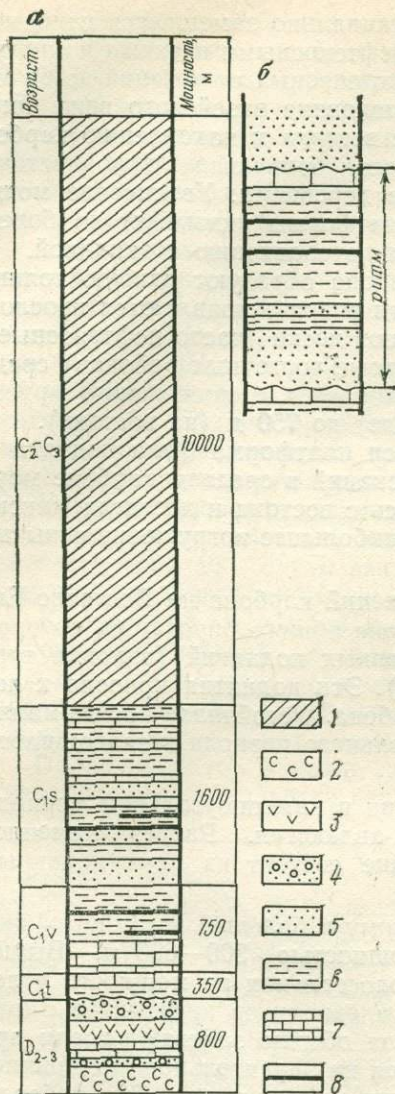
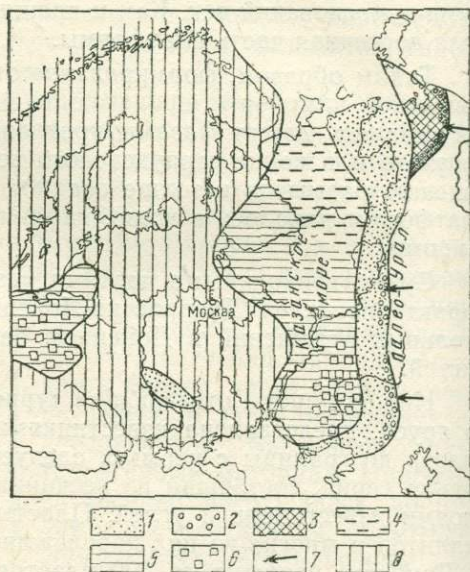


Рис. 94. Разрез девонских и каменноугольных отложений Донецкого бассейна (а) и одного ритма угленосной серии (б)

1 — угленосная серия; 2 — соленосные отложения; 3 — вулканиты (лавы, туфы); 4 — конгломераты; 5 — песчаники; 6 — аргиллиты и алевролиты; 7 — известняки; 8 — угольный пласт

Рис. 95. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Восточно-Европейской платформы (казанский век)

Внутриконтинентальная аллювиальная равнина: 1 — красноцветные песчано-глинистые отложения, 2 — галечники, 3 — угленосные отложения; области морского осадконакопления: 4 — карбонатные осадки; 5 — доломитово-карбонатные осадки, гипсы, ангидриты, 6 — каменная соль; 7 — направление сноса обломочного материала; 8 — суша, где осадконакопление не происходило



Осадконакопление в начале ранней перми происходило в мелководном, унаследованном от каменноугольного периода морском бассейне, занимавшем восточную часть платформы и Предуральский краевой прогиб. Сначала этот бассейн имел сообщение с Бореальным океаном и, очевидно, палео-Тетисом, что обуславливало нормальный солевой и соответствующий температурный режимы. В нем накапливались преимущественно карбонатные осадки.

В результате нарастающего поднятия, синхронного складкообразовательным движениям в Уральской геосинклинальной системе, морской бассейн начал сокращаться, потерял связь с океаном и к концу ранней перми превратился в огромную солеродную лагуну.

Отложения верхней перми по составу заметно отличаются от нижнепермских. Соленосные отложения постепенно сменяются конти-

ментальными красноцветными песчано-глинистыми, часто заглипсованными. Характерны косослоистые песчаники, являющиеся аллювиальными и частично дельтовыми. Местами песчаники нефтеносны. Наряду с ними встречаются и карбонатные породы с пресноводной фауной. Это осадки опресненных озер.

В начале позднепермской эпохи платформа представляла собой аккумулятивную равнину. Огромные массы обломочного материала сносились водными потоками с горных цепей палео-Урала.

В середине позднепермской эпохи (казанский век) произошло погружение северной и восточной частей платформы, которое вызвало кратковременную, но обширную трансгрессию из арктического бассейна. Вновь возник огромный меридионально вытянутый морской залив с неустойчивым солевым режимом и довольно разнообразными условиями осадконакопления (рис. 95): в северной его части формировались карбонатные осадки, а в южной — галогенные. На северо-западе также произошли погружения, сюда проникли воды «цехштейнового» моря, занимавшего в это время значительные пространства Западной Европы.

В конце пермского периода вся Восточно-Европейская платформа вновь превратилась в сушу и представляла собой огромную аккумулятивную равнину. На востоке ее ограничивали горы палео-Урала, за счет разрушения которых формировались весьма разнообразные, быстро сменяющие друг друга красноцветные песчано-глинистые осадки (пролювиальные, речные, эоловые и озерные).

Позднепалеозойский этап развития Восточно-Европейской платформы закончился общим поднятием в конце пермского периода, достигшим максимального значения в триасе. Окончание этого этапа совпало с завершением герцинских складкообразовательных движений в Урало-Тяньшанской геосинклинальной области.

## СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа в отличие от Восточно-Европейской в течение позднего палеозоя представляла собой сушу, на отдельных участках которой накапливались континентальные отложения. Только северная, северо-западная и частично восточная окраины платформы периодически погружались под уровень моря.

Девонский период. Отложения девонской системы распространены гораздо меньше, чем силурийские. Они обнажены на юго-западе (Канско-Тасеевская впадина), на севере и северо-западе (Тунгусская синеклиза), где известны наиболее полные и хорошо изученные разрезы (район г. Норильска, междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок), а также на востоке платформы в бассейне среднего течения р. Вилюй.

На северо-западе (Норильский район) в составе трех отделов девона большую роль играют красноцветные и пестроцветные аргиллиты, алевролиты, глинистые доломиты с обильными остатками ископаемых рыб (особенно в нижней части разреза); встречаются прослойки гипса, ангидрита, местами каменной соли. Среди красноцветных пород, которые образовались в лагунных и континентальных условиях аридного климата, залегают пачки морских известняков и аргиллитов с линзами фосфоритов и сидеритов. Из этого следует, что накопление лагунных и континентальных осадков неоднократно преры-

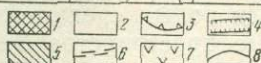
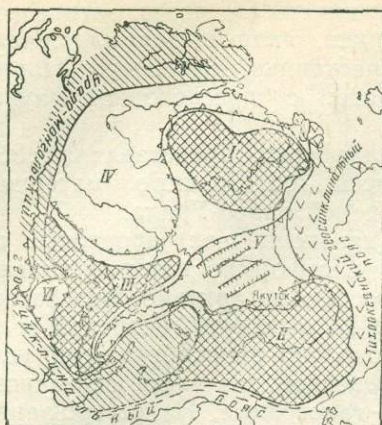


Рис. 96. Палеотектоническая схема Сибирской платформы (средне- и позднедевонская эпохи)

Основные структуры платформ: 1 — поднятия (I — Анабарская антеклиза, II — Алданский щит, III — Катангское поднятие); 2 — седловины и склоны поднятий, периодически погружающиеся; 3 — впадины (IV — Тунгусская синеклиза, V — Вилюйская синеклиза, VI — Канско-Тасеевская впадина); 4 — грабенообразные прогибы (авлакогены); 5 — области байкальской складчатости в пределах Урало-Монгольского пояса, 6 — Монголо-Охотская геосинклиналиная система, 7 — Верхояно-Чукотская геосинклиналиная область; 8 — границы платформы

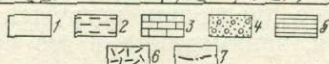
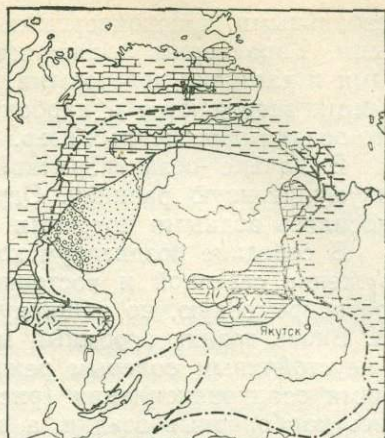


Рис. 97. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Сибирской платформы (туронийский век)

1 — суша; 2 — море; 3 — область накопления морских карбонатных осадков; 4 — область накопления прибрежно-морских осадков (галечники, пески); 5 — область накопления лагунно-континентальных осадков; 6 — вулканогенные осадки (туфы, туффиты); 7 — граница платформы

валось трансгрессиями моря с северо-запада из Арктического бассейна.

Мощность девонских отложений в Норильском районе достигает 1000 м, а к югу, в бассейне Подкаменной Тунгуски она уменьшается до 300 м; из разреза выпадает ряд горизонтов и появляется более грубый обломочный материал, свидетельствующий о близости области сноса.

На востоке платформы (западная часть Вилюйской синеклизы) девонские отложения представлены также красноцветными аргиллитами, алевролитами и мергелями с прослоями известняков и косослоистых песчаников. В нижней части разреза отмечены прослой гипса и каменной соли (р. Кемпендяйка), а в верхней — кислых пепловых туфов и туффитов мощностью около 650 м. Как и в большинстве других районов Сибирской платформы, на востоке существовали лагунные и континентальные условия, а море временами заходило из соседнего Тихоокеанского пояса. Наличие туфов и туффитов указывает на проявление здесь в девонском периоде вулканической деятельности, связанной с расколами, ограничивающими узкие грабенообразные прогибы — авлакогены (рис. 96).

На юго-западе (Канско-Тасеевская впадина) девонские отложения представлены толщей континентальных обломочных пород типа «древнего красного песчаника» мощностью 465 м. Эта часть платформы начала погружаться только в позднем девоне. Обломочный материал по-

ступал с юга и юго-запада, где существовали каледонские и байкальские горные складчатые сооружения.

Каменноугольный период. Каменноугольные отложения на Сибирской платформе заполняют Тунгусскую и частично Вилюйскую синеклизы, а также прогиб вдоль северного края платформы.

Раннекаменноугольная история Сибирской платформы являлась продолжением девонской. После кратковременного поднятия в конце девона с начала каменноугольного периода возобновилось опускание северной и северо-западной частей платформы, за которым последовала трансгрессия моря с севера (рис. 97). Погружение испытали также Вилюйская синеклиза и Канско-Тасеевская впадина, однако в отличие от северных и северо-западных районов здесь сохранились лагунные и континентальные условия, продолжались расколы земной коры и связанная с ними вулканическая деятельность. В конце раннего карбона платформа была значительно приподнята, господствовали процессы эрозии. В серпуховском веке в отдельных впадинах начали вновь накапливаться осадочные толщи, представленные речными и озерными осадками.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения распространены шире нижнекаменноугольных. Они представлены континентальными породами, входящими в состав мощной угленосной серии, формирование которой началось на обширной площади Тунгусской синеклизы в среднем карбоне и продолжалось до конца пермского периода.

В южной части Тунгусской синеклизы среди средне- и верхнекаменноугольных пород отмечены эффузивы основного состава.

Мощность всей угленосной серии меняется в широких пределах, достигая в западной части Тунгусской синеклизы 1300 м.

История развития Сибирской платформы во второй половине каменноугольного периода существенно отличалась от предшествующей. В среднем карбоне произошла перестройка структурного плана; окончательно оформилась Тунгусская синеклиза, границы которой расширились на восток и юг за счет погружения центральной части платформы. На юге Тунгусской синеклизы погружение происходило по расколам, служившим путями проникновения магмы основного состава на поверхность. Однако вулканическая деятельность в карбоне имела эпизодический характер.

Угленосные осадки накапливались в условиях низменной равнины, покрытой разнообразной древесной растительностью, среди которой преобладали кордаиты. На пойменных террасах, в старицах, озерах, болотах и на пологих заболоченных междуречьях периодически образовывались торфяники, превратившиеся затем в пласты каменного угля.

Сибирская платформа в среднем и позднем карбоне, а также в перми входила в состав огромного материка, получившего название Ангариды. В его пределах господствовал умеренно теплый влажный климат, о чем говорят находки окаменевших стволов деревьев с отчетливыми кольцами прироста древесины.

Пермский период. Пермские отложения на Сибирской платформе слагают верхнюю часть угленосной серии, заполняющей Тунгусскую синеклизу.

В северных и северо-западных районах платформы в верхней части разреза пермских отложений известны вулканические с вулканом-

генно-осадочные породы: пейловые туфы, туффиты, туфопесчаники, а также эффузивы основного состава — базальты.

В конце пермского периода Сибирская платформа стала ареной бурной вулканической деятельности, максимум которой приходится на начало триасового периода.

### СЕВЕРОАМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

История развития Североамериканской платформы в позднем палеозое имеет много общего с историей развития Восточно-Европейской.

Девонский период. В начале девонского периода платформа была приподнята, на ее территории отсутствуют отложения нижнего девона. Отложения среднего и верхнего девона широко распространены (рис. 98). В их составе преобладают карбонатные породы; присутствуют прослой глин, битуминозных глинистых сланцев и песчаников. В верхней части разреза ряда районов появляются галогенные породы. Общая мощность девонских отложений достигает 500 м.

В среднем девоне началось постепенное погружение Североамериканской платформы и особенно тех ее участков, которые граничили с геосинклинальными поясами. Последовавшая за этим трансгрессия моря с востока и запада достигла максимального значения во франкский век. Морской бассейн был мелководным с многочисленными островами. В конце девона опускания сменились поднятиями и на большей части платформы установился континентальный режим. В сохра-

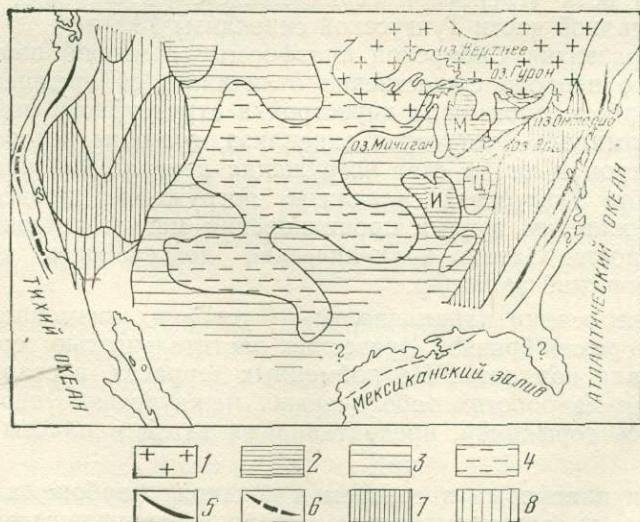


Рис. 98. Схематическая палеотектоническая карта с элементами палеогеографии юга Североамериканской платформы и прилегающих областей (девонский период). По А. А. Бакирову (1959 г.), с упрощением

Североамериканская платформа: 1 — Канадский щит; 2 — внутриплатформенные и краевые впадины, испытавшие наибольшее прогибание — область развития преимущественно морских фаций; 3 — области незначительных прогибаний и развития морских, прибрежных и континентальных фаций; 4 — области преимущественных поднятий, большей частью оставшихся сушей; М — Мичиганская впадина, И — Иллинойская впадина, Ц — Цинциннатский свод. Геосинклинальные системы: 5 — зоны складчатых горных сооружений, 6 — то же, предполагаемые; 7 — геосинклинальные прогибы, где в девонском периоде накапливались мощные морские осадки; 8 — срединные массивы или области замедленного прогибания

нившихся полузамкнутых водоемах в условиях жаркого климата началось осаждение хемогенных продуктов.

Каменноугольный период. Начало периода ознаменовалось опусканиями и возобновлением осадконакопления на значительной части платформы (кроме Канадского щита). Нижний карбон (миссисипская система) представлен морскими отложениями. На юге и западе платформы развиты главным образом известняки с обильными остатками морских беспозвоночных организмов; терригенные породы имеют подчиненное значение, однако роль их возрастает в верхней части разреза. Количество терригенного материала увеличивается по направлению к Мексикано-Аппалачской геосинклинальной области, в пределах которой в это время разрушались горные сооружения, возникшие в конце девона. Обломочный материал накапливался не только в продолжавшем развиваться в миогеосинклинальном прогибе Мексикано-Аппалачской геосинклинальной области, но и выносился на прилегавшую часть платформы. Мощность нижнего карбона различна, что указывает на неравномерность погружения отдельных частей платформы: во впадинах (Иллинойская, Мичиганская) она достигает 900—1850 м, на участках замедленного прогибания мощность сравнительно небольшая.

Почти повсеместно увеличение терригенного материала в верхах разреза нижнекаменноугольных отложений свидетельствует о новых эрогенических движениях в Мексикано-Аппалачской геосинклинальной области в конце раннего карбона. Образовавшиеся в ее пределах горные складчатые сооружения подвергались интенсивному размыву и служили источником сноса обильного материала на платформу. Североамериканская платформа была вовлечена также в поднятие, началась регрессия моря.

Отложения среднего и верхнего карбона (пенсильванская система) имеют значительную фаціальную изменчивость. На востоке платформы развиты глины, глинистые сланцы и песчаники с прослоями известняков и пластами каменного угля. По мере удаления на запад от Аппалачей увеличивается роль известняков. Мощность пенсильванских отложений местами достигает 800—1000 м.

Во второй половине каменноугольного периода восточная и центральная части платформы превратились в прибрежно-морскую болотистую равнину, где создались благоприятные условия для образования паралической и отчасти лимнической угленосной толщи\*. В настоящее время угленосные отложения образуют несколько угленосных бассейнов (рис. 99).

Пермский период. Пермские отложения распространены менее широко, чем каменноугольные, что обусловлено дальнейшей регрессией моря. Они развиты преимущественно в юго-западных областях и в Скалистых горах; представлены главным образом красноцветными песчано-глинистыми породами с редкими прослоями известняков и доломитов, роль которых увеличивается в верхней части разреза.

В первой половине пермского периода значительные пространства юго-западной части платформы интенсивно прогибались, о чем говорят состав и большие мощности осадков (до 3000 м). Однако морские условия здесь существовали только в начале перми. В дальней-

\* Особенно мощная угленосная толща в это время накопилась в Преаппалачском краевом прогибе.

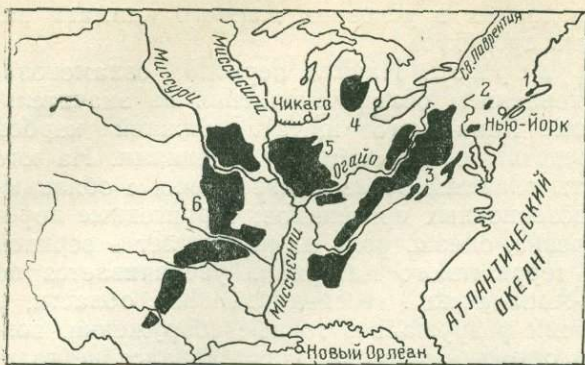


Рис. 99. Угленосные бассейны Северной Америки (1 — Новой Англии, 2 — Пенсильванский, 3 — Аппалачский, 4 — Мичиганский, 5 — Иллинойский, 6 — Внутриконтинентальный)

шем поднятия платформы привели к постепенному сокращению морского бассейна, он потерял связь с океаном и распался на ряд внутриконтинентальных лагун. Мощные толщи галогенных пород свидетельствуют о засушливом климате конца раннепермской эпохи.

Тектоническая и палеогеографическая обстановка этого времени была очень сходна с той, которая от-

мечалась для Восточно-Европейской платформы.

В конце пермского периода поднятия Североамериканской платформы усилились и она полностью превратилась в сушу.

### ГОНДВАНА

В отличие от платформ северного ряда Гондвана в течение позднего палеозоя представляла собой огромный материк. Лишь краевые части его, пограничные с геосинклинальными поясами, периодически погружались под уровень моря.

Девонский период. Девонские отложения сохранились в Южной Америке, Африке, Австралии и Антарктиде.

В Южной Америке девонские отложения слагают впадины Амазонскую, Парнаиба и Парана, обнажаясь по их бортам.

В бассейне р. Амазонки девон представлен преимущественно прибрежно-морскими отложениями всех трех отделов (рис. 100). Нижний и частично средний отделы сложены кварцевыми песчаниками с обильными остатками морских беспозвоночных. Выше залегают глинистые сланцы и песчаники с прослоями известняков. Мощность девона в Амазонской впадине не менее 300 м.

В бассейне р. Параны развиты только нижнедевонские морские, преимущественно песчаные отложения. В отдельных прослоях содер-

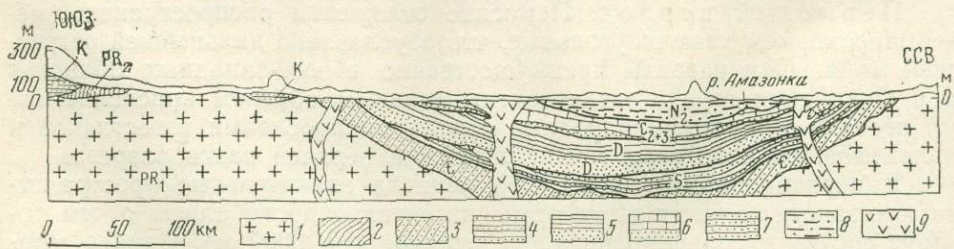


Рис. 100. Геологический разрез через Амазонскую впадину. По А. Оливейру (1943 г.)  
 1 — нижний докембрий; 2 — верхний докембрий; 3 — аркозовые песчаники кембрия; 4 — кремнисто-глинистые сланцы и песчаники силура; 5 — песчаники и черные сланцы девона; 6 — известняки, глинистые сланцы и песчаники среднего и верхнего карбона (пенсильваний); 7 — меловые отложения; 8 — пестроцветные глины и рыхлые песчаники плиоцена; 9 — дайки диабазов

жаты иштрихованные гальки, принесенные, как считают многие исследователи, плавучими глыбами льда. Это указывает на то, что в раннем девоне здесь существовал холодный морской бассейн. Мощность нижнего девона 500 м.

Не менее широко распространены отложения девонской системы на севере и западе Африки. Они залегают почти горизонтально, местами с размывом (иногда с небольшим угловым несогласием) на породах нижнего палеозоя. Почти повсеместно девон сложен морскими терригенными породами: песчаниками и аргиллитами с маломощными прослоями известняков.

Морские нижнедевонские отложения известны на юге Африки, в районах, пограничных с Капскими горами. Они представлены в основном глинистыми сланцами с прослоями граувакковых песчаников. Глинистые сланцы содержат остатки разнообразных морских беспозвоночных, которые обнаруживают сходство с девонской фауной Южной Америки и отличаются от фауны Северной Америки и Европы. Выше залегают тонкозернистые белые кварциты с прослоями глинистых сланцев и линзами песчанистых известняков. Остатки морской фауны встречаются редко или совсем отсутствуют и появляются остатки растений. Во второй половине девонского периода на юге Африки установились континентальные условия.

Незначительные по площади выходы средне- и верхнедевонских отложений отмечены на западном побережье Австралии. Они заполняют небольшие впадины, залегают с размывом и представлены слоистыми и рифовыми известняками, алевролитами и песчаниками мощностью до 1000 м. Иногда встречаются грубые конгломераты, указывающие на близость области сноса.

Таким образом, в девонском периоде тектонические и палеогеографические условия Гондваны в общем сохранили черты, свойственные предшествующим периодам раннего палеозоя. Области устойчивых погружений продолжали оставаться ее окраинные части. Большая по площади центральная часть представляла собой континент, где господствовали процессы эрозии и денудации.

В морских бассейнах накапливались в основном терригенные (песчано-глинистые) осадки. За исключением Австралии, роль карбонатного осадконакопления была ничтожна.

Каменноугольный период. На территории Гондваны известны морские и континентальные отложения каменноугольного возраста.

Отложения нижнего карбона встречаются только в Северной Африке и на западном и северном побережье Австралии. Судя по распространению морских нижнекаменноугольных отложений, морские бассейны в раннем карбоне занимали небольшие окраинные участки Гондваны. Физико-географические условия и осадконакопление на Гондване в раннем карбоне были близкими к девонским, но площади морской седиментации уменьшились за счет поднятия южноамериканского сектора.

Во второй половине каменноугольного периода физико-географические условия на Гондване резко изменились и на отдельных ее участках началось накопление мощной толщи континентальных отложений, которое продолжалось длительное время — от среднего карбона до конца раннего мела. Впервые они были изучены в Индии (в княжестве Гонд) и поэтому получили название гондванской серии. От-

ложениями последней заполнен целый ряд впадин: Параны в Южной Америке, Кару, Калахари в Африке, узкие авлакогены в Индии, имеют общую мощность более 10 км.

Нижняя часть гондванской серии (средний и верхний карбон) представлена почти повсеместно ледниковыми отложениями. Они известны в Южной Америке (свита Итараре), в Центральной и Южной Африке (свита Двайка), в Индии (свита Талчир), в Австралии и Антарктиде. Во всех перечисленных районах, разделенных ныне огромными впадинами Атлантического и Индийского океанов, ледниковые отложения каменноугольного возраста обнаруживают удивительное сходство как литологического состава, так и содержащихся в них палеонтологических остатков. Это тиллиты — плотные глинистые породы с галькой и валунами (до 1—2 м в диаметре) различного петрографического состава. Обычно галька и валуны несут штриховку и совершенно не сортированы. Тиллиты перемежаются с глинистыми сланцами и песчаниками водно-ледникового и озерно-ледникового происхождения. Кроме того, в ряде районов (бассейн р. Параны в Южной Америке, в Австралии) среди ледниковых отложений встречаются прослой с морской фауной, а также пласты угля и углистых сланцев.

В Южной Африке (впадина Кару\*) тиллиты залегают местами на неровной поверхности докембрия (рис. 101). Поверхность ложа хорошо отполирована. На ней сохранились царапины и шрамы меридионального и юго-западного простираания. В некоторых местах наблюдаются «курчавые скалы» и «бараньи лбы». Все эти признаки указывают на то, что во второй половине каменноугольного периода юг Африки, Южной Америки и другие участки Гондваны были покрыты материковыми ледниками. На юге Африки оледенение было не сплошным, а имело по меньшей мере четыре самостоятельных центра (рис. 102). Ледники, двигаясь с севера на юг, выпахивали глубокие долины. Ледниковые эпохи чередовались с межледниковыми, на что указывают прослой с остатками флоры и пласты угля, залегающие среди тиллитов.

Материковое оледенение, возникшее в среднем карбоне на огромных пространствах Гондваны, объясняют различными причинами: одни исследователи связывают это явление с иным по сравнению с современным положением полюсов (южный полюс находился у южного окончания Африки), другие — с высоким положением Гондваны над уровнем моря, третьи — с циркуляцией атмосферы и особенностями рельефа Земли в позднем палеозое и т. д.

Пермский период. Отложения пермской системы, входящие в состав гондванской серии, залегают в одних случаях согласно, в других — с размывом на подстилающих породах и по происхождению являются преимущественно континентальными. В их составе преобладают озерно-болотные и аллювиальные фации, представленные глинистыми сланцами, песчаниками, нередко с кривой слоистостью и знаками ряби, конгломератами и линзами известняков. В ряде районов к ним приурочены пласты каменного угля, эту часть гондванской серии называют угленосной. Наиболее широко угленосные отложения развиты на Африканской и Индостанской платформах и имеют раннепермский возраст (свита Экка).

---

\* Отложения, аналогичные гондванской серии Индии, объединены здесь в серию Кару.

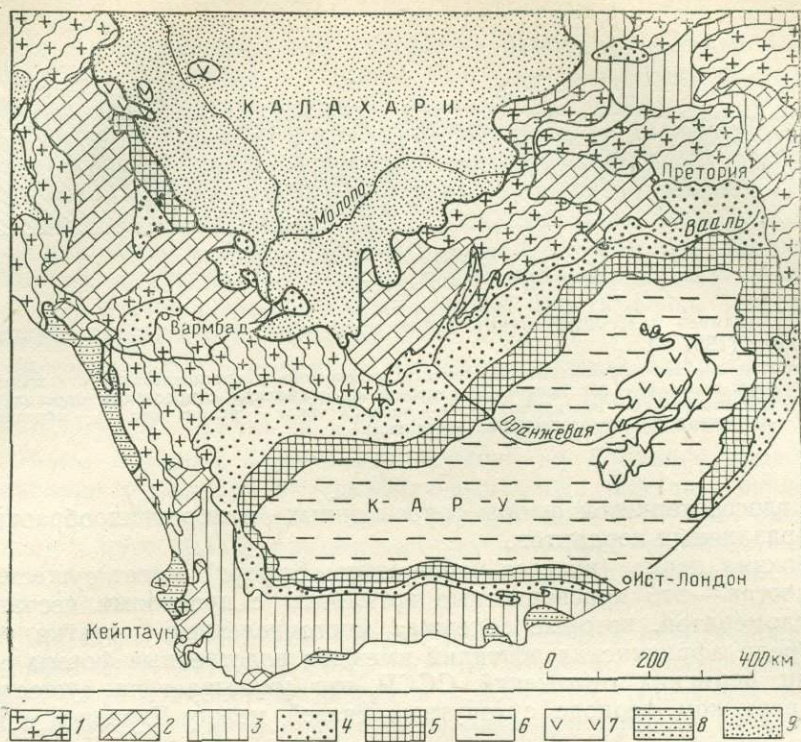


Рис. 101. Схематическая геологическая карта Южной Африки. По Р. Фюрону (1960 г.)

1 — докембрий; 2 — доломитовые серии верхнего протерозоя (Отави, Дамара, Трансвааль, Ламагунди); 3 — силур и девон (капская система); 4 — средний и верхний карбон (серия Двайка); 5 — пермь (серия Экка); 6 — верхняя пермь и триас (серия Бофорт); 7 — эффузивы конца триаса (серия Стромберг); 8 — меловые отложения побережья; 9 — кайнозойские отложения (Калахари)



Рис. 102. Центры каменноугольного оледенения на юге Африки. По А. Дю Тойту (1957 г.)

1—4 — ледники (1 — Нама; 2 — Трансвааля, 3 — Наталя, 4 — Гриква). Стрелки — направление движения ледников

В Африке пермские отложения заполняют многочисленные впадины и имеют изменчивый петрографический состав. Наиболее крупными впадинами являются впадины Конго и Кару. Запасы угля в Южно-Африканской Республике огромны. Угленосные отложения известны также в Замбии, Танзании, Заире и других странах.

Условия, в которых накапливалась угленосная толща, были, по-видимому, весьма благоприятны для развития растительности и процессов угленакопления. По сравнению с каменноугольным периодом климат стал более теплым, что способствовало широкому распростра-

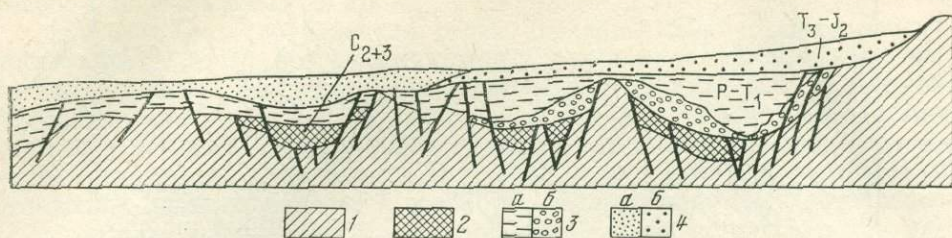


Рис. 103. Характер залегания фаций гондванской серии на западе о-ва Мадагаскар По П. Кликке (1957 г.)

1 — докембрий; 2 — каменноугольные ледниковые, угленосные и красноцветные отложения; 3 — пермь — нижний триас (а — континентальные песчаники, аргиллиты с прослоями морских известняков, б — континентальные конгломераты); 4 — верхний триас — средняя юра (а — морские отложения, б — континентальные косослоистые песчаники)

нению глоссоптериевой флоры голосеменных папоротникообразных, а также различных кордаитов.

Верхняя пермь (нижняя часть свиты Бофорт) имеет существенно иной состав — это красноцветные аргиллиты с прослоями песчаников и конгломератов, которые содержат многочисленные остатки рептилий. Среди африканских рептилий имеются родственные формы с рептилиями пермских отложений СССР, что указывает на существование в пермском периоде сухопутных связей между Евразией и Гондваной.

Близкие по составу отложения перми известны в западной части о-ва Мадагаскар (рис. 103). В основном эти отложения представлены континентальными фациями (угленосными и красноцветными), но в них имеются прослой известняков с морской фауной (брахиопод, двустворок, гониатитов) поздней перми. Наличие этих прослоев объясняется неоднократным проникновением моря в поздней перми в Мозамбикский прогиб, возникший в центре Гондваны.

На Индостанской платформе угленосные пермские отложения, так же как и ледниковые, заполняют авлакогены, расположенные в восточной и центральной частях платформы. Пласты угля, залегающие среди песчаников и аргиллитов, встречаются по всему разрезу. Общая мощность угленосной толщи более 2000 м. По-видимому, накопление угленосной толщи происходило одновременно с погружением дна авлакогенов, где располагались мелководные озера, соединявшиеся между собой реками. Среди наземных растений, явившихся исходным материалом для образования пластов угля, преобладали голосеменные папоротникообразные и особенно *Glossopteris*.

Наиболее полный разрез морской перми, один из лучших в мире, наблюдается на северо-западе Индостанской платформы, в Соляном кряже. Здесь в основании залегают песчаники с небольшими слоями углистых сланцев, выше следует толща карбонатных пород: доломитов, известняков, мергелей с обильными и разнообразными остатками беспозвоночных организмов.

На дне сравнительно мелкого моря, заливавшего в пермском периоде северо-западный край платформы, существовали настоящие подводные заросли. Трансгрессия моря шла с северо-запада из Средиземноморского геосинклинального пояса и временами море проникало в

глубь Индостанской платформы, заполняя наиболее опущенные ее части — авлакогены.

На Южноамериканской платформе пермские отложения заполняют впадины Парнаиба и Парана. Они часто залегают с размывом и даже угловым несогласием на подстилающих породах.

Пермские отложения в нижней части разреза представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями оолитовых кремневых известняков. Породы содержат остатки наземных растений, рыб, амфибий и мелких рептилий. Верхняя часть разреза сложена красноцветными и пестроцветными косослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Отчетливо выражено линзовидное залегание слоев и уменьшение их мощности по простиранию, что свойственно аллювиальным отложениям.

Формирование пермских отложений в Южной Америке происходило во внутриконтинентальном бассейне, где сначала накапливались озерно-лагунные осадки, а в конце — озерно-аллювиальные.

Таким образом, в пермском периоде на Гондване продолжалось прогибание отдельных внутриконтинентальных впадин, возникших во второй половине карбона. Значительная мощность континентальных осадков в ряде впадин свидетельствует не только об интенсивности их прогибания, но и о наличии рядом с ними возвышенных участков, подвергшихся размыву.

Для пермской истории Гондваны характерна однотипность палеогеографических условий, обусловивших развитие удивительно однообразной наземной растительности и накопление угленосных толщ. Состав гондванской флоры на всех южных континентах обнаруживает исключительное сходство. Установлено, например, что из 38 видов растений, найденных в верхнекаменноугольных и пермских отложениях Антарктиды, более 70% является общими с соответствующими флористическими комплексами Индии и Африки. Наряду с этим в составе гондванской флоры отсутствуют общие формы с одновозрастными флорами Северного полушария, что говорит о ее изоляции. Именно эти факты вместе с большим сходством литологического состава верхнепалеозойских континентальных отложений (ледниковых, угленосных и красноцветных), а также фауны позвоночных являются неопровержимым доказательством того, что в позднем палеозое все южные платформы входили в состав огромного единого материка Гондваны.

Вопрос о размерах Гондваны до сих пор не решен. Одни включают в ее состав не только докембрийские южные платформы (Южноамериканскую, Африканскую, Индостанскую, Австралийскую и Антарктическую), но и океанские впадины, расположенные между ними, считая, что океаны возникли на месте опущенных огромных блоков Гондваны. Согласно этим представлениям, Гондвана имела колоссальные размеры. Другие представляют Гондвану значительно меньших размеров, включая в нее платформы южного ряда, придвинутые друг к другу.

О сложных процессах распада Гондваны и причинах этого явления будет сказано при рассмотрении ее мезозойской истории. Есть основание считать, что распад Гондваны начался еще во второй половине пермского периода, когда возник Мозамбикский прогиб и произошло погружение под уровень моря значительных площадей Западной Австралии.

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

## ХАРАКТЕР ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В течение позднего палеозоя произошло дальнейшее усложнение структуры земной коры и преобразование значительных по площади геосинклинальных областей в платформенные.

В самом начале этого этапа (ранний девон) земная кора испытывала значительные поднятия. Продолжали расти горные сооружения в каледонских складчатых областях, вступивших на орогенный этап развития. Воздымались платформы северного ряда. Регрессия морских бассейнов достигла максимального значения. Таким образом, в начале позднего палеозоя на земной поверхности преобладал континентальный (геократический) режим. Опусканием были охвачены лишь небольшие участки земной коры. Начиная со среднего девона процессы опускания проявились прежде всего в геосинклинальных поясах, где, с одной стороны, продолжали развиваться уже существовавшие прогибы, с другой — заложились новые. Вовлекались в опускание платформы северного ряда. Процессы опускания ряда участков земной коры постепенно усиливались в течение девона и достигли максимума в раннем карбоне.

Вторая половина позднего палеозоя характеризовалась проявлением мощных горо- и складкообразовательных процессов в подвижных геосинклинальных поясах, приведших к формированию сложно построенных горно-складчатых структур — герцинид. Тектонические движения, имевшие место в позднем палеозое, отвечают герцинской эпохе складчатости. В связи с тем, что в различных геосинклинальных областях они проявились не одновременно, выделяют несколько фаз складчатости и горообразования (рис. 104).

Первые более или менее значительные герцинские движения произошли в конце девонского периода (бретонская фаза); они вызвали разрастания геоантиклинальных поднятий внутри геосинклинальных областей.

Наибольшее значение в образовании складчатых структур имели горообразовательные движения, проявившиеся в конце визейского века (судетская фаза), которые завершили геосинклинальный режим на значительной территории геосинклинальных поясов.

Особенно сильно складчатость и поднятия прояви-

Время	Геосинклинальные системы и области			Фазы складчатости
	Западная Европа	Южная Европа	Восточный Урал	
T	Горные сооружения	Горные сооружения	Горные сооружения	Пфальцская Зальцбургская
P	Горные сооружения	Горные сооружения	Горные сооружения	
C	Горные сооружения	Горные сооружения	Горные сооружения	Судетская бретонская
D	Горные сооружения	Горные сооружения	Горные сооружения	
S	Платформенный	Платформенный	Платформенный	

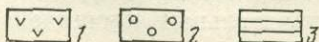


Рис. 104. Основные фазы складчатости в позднем палеозое (герцинская эпоха складчатости)  
1—3 — комплексы (1 — геосинклинальный, 2 — орогенный, 3 — платформенный)

лись в Европейской геосинклинальной области Средиземноморского пояса. Во второй половине раннего карбона здесь на месте бывших прогибов и поднятий возникли сложные складчатые структуры — синклинии и антиклинории, которые в совокупности и были названы герцинскими складчатыми структурами, или герцинидами. В намяре европейские герциниды вступили на орогенный этап своего развития, продолжавшийся до конца ранней перми.

Герцинский орогенез охватил также и другие области Средиземноморского геосинклинального пояса. Он интенсивно проявился в пределах Урало-Монгольского геосинклинального пояса и привел к ликвидации геосинклинального режима на всей его территории. Начиная со среднего карбона герциниды Урало-Монгольского пояса вступили в орогенный этап развития, который продолжался до конца перми.

Тектонические движения в конце визейского века проявились и в других геосинклинальных поясах (Атлантическом, Тихоокеанском), но охватили значительно меньшие площади.

Заключительные фазы герцинской складчатости, проявившиеся в позднем карбоне и в перми, с одной стороны, значительно усложнили уже сформировавшиеся ранние герциниды, а с другой — привели к замыканию других геосинклинальных систем и возникновению поздних герцинид.

На орогенном этапе развития, который начался в большинстве участков в среднем карбоне, наряду с межгорными впадинами образовались краевые прогибы. Последние возникали на границе воздымающихся горных складчатых сооружений и платформ. В конце герцинского этапа герциниды окончательно потеряли былую подвижность и превратились в фундамент молодых эпигерцинских платформ.

Говоря о позднепалеозойском этапе развития земной коры, нельзя не упомянуть о тех преобразованиях, которые происходили в каледонидах и на древних платформах. Каледониды в позднем палеозое находились в условиях различных тектонических режимов — орогенного, переходного к платформенному и платформенного. Орогенный режим наступил сразу после каледонских складкообразовательных движений, т. е. в девонском периоде. В это время в пределах каледонид развивались межгорные впадины, в которых накапливались мощные молассовые и вулканогенные формации. Тектонические движения имели преимущественно глыбовый характер, т. е. происходило разнонаправленное перемещение отдельных блоков по разломам. К концу девонского периода большинство межгорных впадин закончило свое развитие, окружавшие их горные хребты и возвышенности были снивелированы. С начала карбона формировался чехол, близкий к платформенному. Тектоническая активизация в намяре привела к оживлению блоковых подвижек и формированию новых межгорных впадин. Только с поздней перми в области каледонской складчатости установился платформенный режим.

В результате герцинских тектонических движений Урало-Монгольский, Атлантический и Арктический геосинклинальные пояса полностью превратились в складчатые. Атлантический и Урало-Монгольский складчатые пояса соединили древние платформы северного ряда. В Северном полушарии возник огромный материк — Лавразия, простиравшийся от Кордильерской геосинклинальной области на западе Аме-

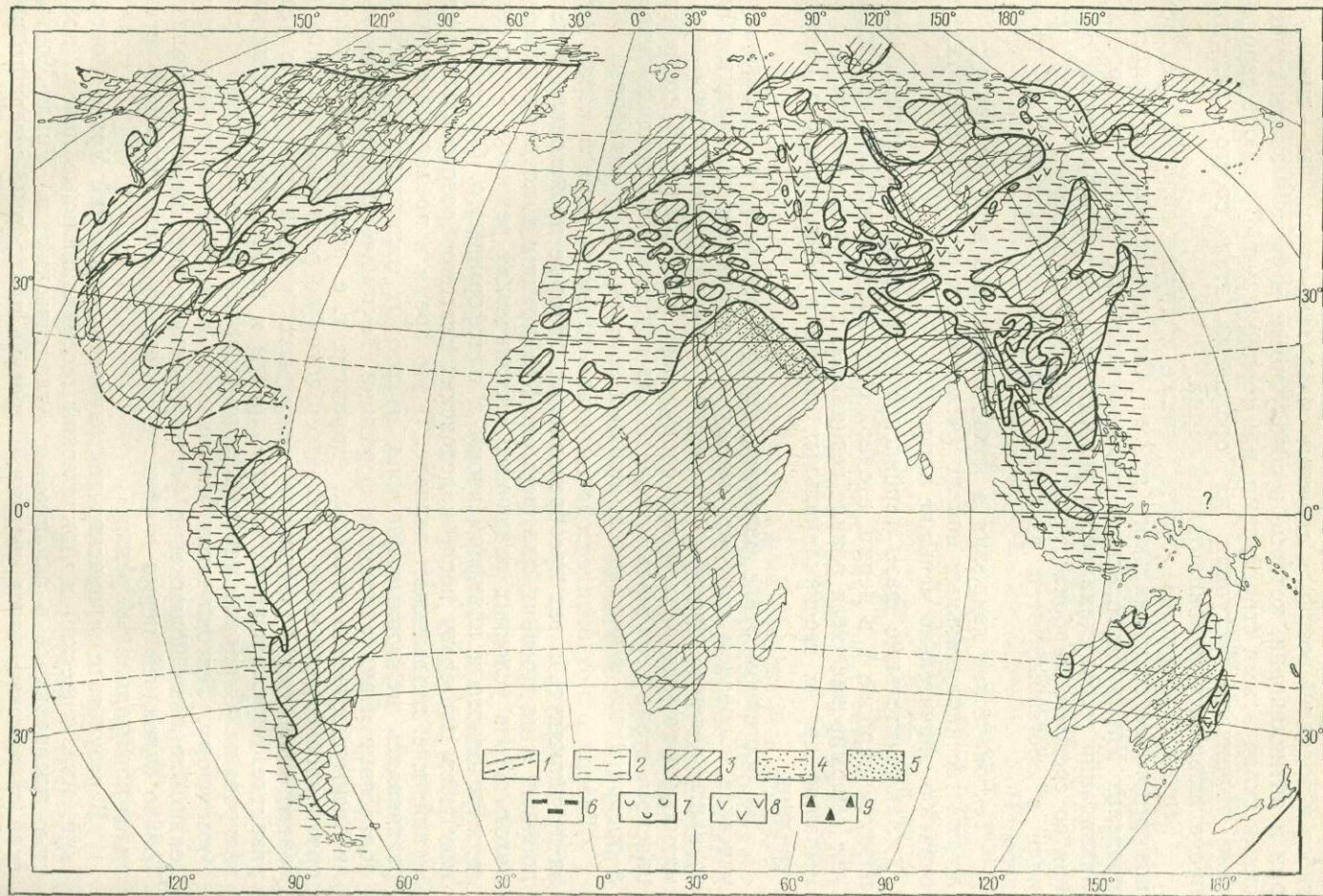


Рис. 105. Палеогеография позднего девона. По И. А. Гречишниковой (1974 г.)

1 — границы моря и суши (сплошная линия — на континентах, прерывистая — в современных морях); 2 — море; 3 — суша; 4 — области чередования морских и континентальных условий; 5 — области континентального осадконакопления; 6 — области угленакопления; 7 — области соленакопления; 8 — области проявления вулканизма; 9 — области накопления ледниковых отложений

рики до Верхоянско-Чукотской на востоке Азии. Европейские герциниды, возникшие в западной части Средиземноморского геосинклинального пояса, соединили между собой Восточно-Европейскую и Северо-Африканскую платформы.

## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

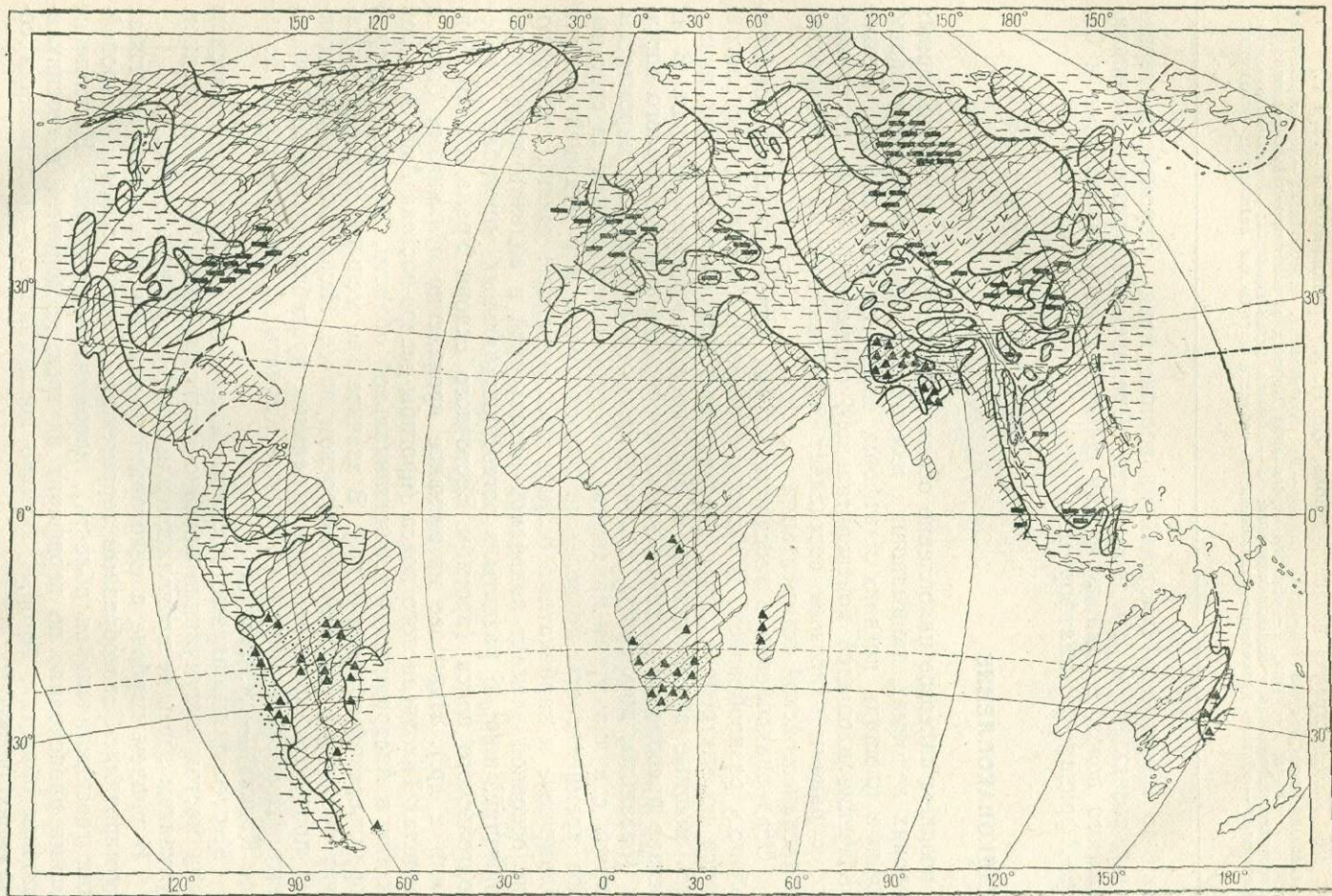
В позднем палеозое накопление осадков происходило как в обширных морских водоемах, занимавших геосинклинальные области и значительные площади древних платформ, так и на континентах. Резкое увеличение площадей континентального осадконакопления по сравнению с ранним палеозоем составляет одну из важных особенностей позднепалеозойской седиментации.

Осадконакопление в геосинклинальных поясах характеризовалось большим разнообразием. В эвгеосинклинальных прогибах, располагавшихся во внутренних зонах геосинклинальных областей, накапливались мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. В их составе преобладали лавы основного, среднего и реже кислого состава (базальты, порфириды, альбитофиры), туфы и другие пирокласты. Наряду с вулканитами накапливались кремнистые осадки за счет выноса кремнекислоты подводными гидротермами и в меньшей степени обломочные и карбонатные осадки. Вулканогенные толщи, составляющие основной элемент подводной базальтовой и андезито-порфировой формаций, широко развиты в эвгеосинклинальных прогибах Урало-Монгольского пояса (прогибы Восточного склона Урала, Южной Монголии и др.). Наиболее интенсивное проявление вулканизма было в пределах Тихоокеанского пояса (прогибы северо-востока Азии и Новой Англии в Австралийской геосинклинальной области, Западный прогиб Кордильерской области и др.). В значительно меньшей степени вулканизм проявился в Средиземноморском поясе. Накопление вулканогенных продуктов происходило в отдельных прогибах центральной части пояса (Восточные Альпы, Западные Карпаты, Динарские горы, Большой Кавказ) — см. рис. 105.

Миогеосинклинальные прогибы и крупные срединные массивы были местом аккумуляции песчано-глинистых и карбонатных осадков. Вулканизм здесь не проявлялся или проявился очень слабо.

В раннем карбоне в некоторых миогеосинклинальных прогибах формировались своеобразные терригенные толщи кульма (Европейская геосинклинальная область), напоминающие флиш. Накопление кульма происходило по периферии внутренних поднятий в геосинклинальных областях, которые активно воздымались и представляли собой серию островных дуг.

Усиленный привнос обломочного материала в миогеосинклинальные прогибы, как правило, совпадал с эпохами активизации положительных тектонических движений (начало девона, конец раннего кар-



бона и др.). В эпохи же относительного тектонического покоя и широких морских трансгрессий накопились карбонатные осадки.

Морское осадконакопление на древних платформах ограничивалось площадью мелководных эпиконтинентальных морей, занимавших преимущественно платформы северного ряда (Североамериканскую, Восточно-Европейскую и частично Северо-Китайскую). Большая часть Гондваны и Сибирской платформы в позднем палеозое была областью континентального осадконакопления.

В морях, покрывавших платформы, накапливались песчано-глинистые карбонатные осадки. Терригенные осадки характерны для эпохи поднятий (ранний девон, конец раннего карбона, поздняя пермь), а карбонатные — для эпох максимальных трансгрессий (франкий, визейский и московский века).

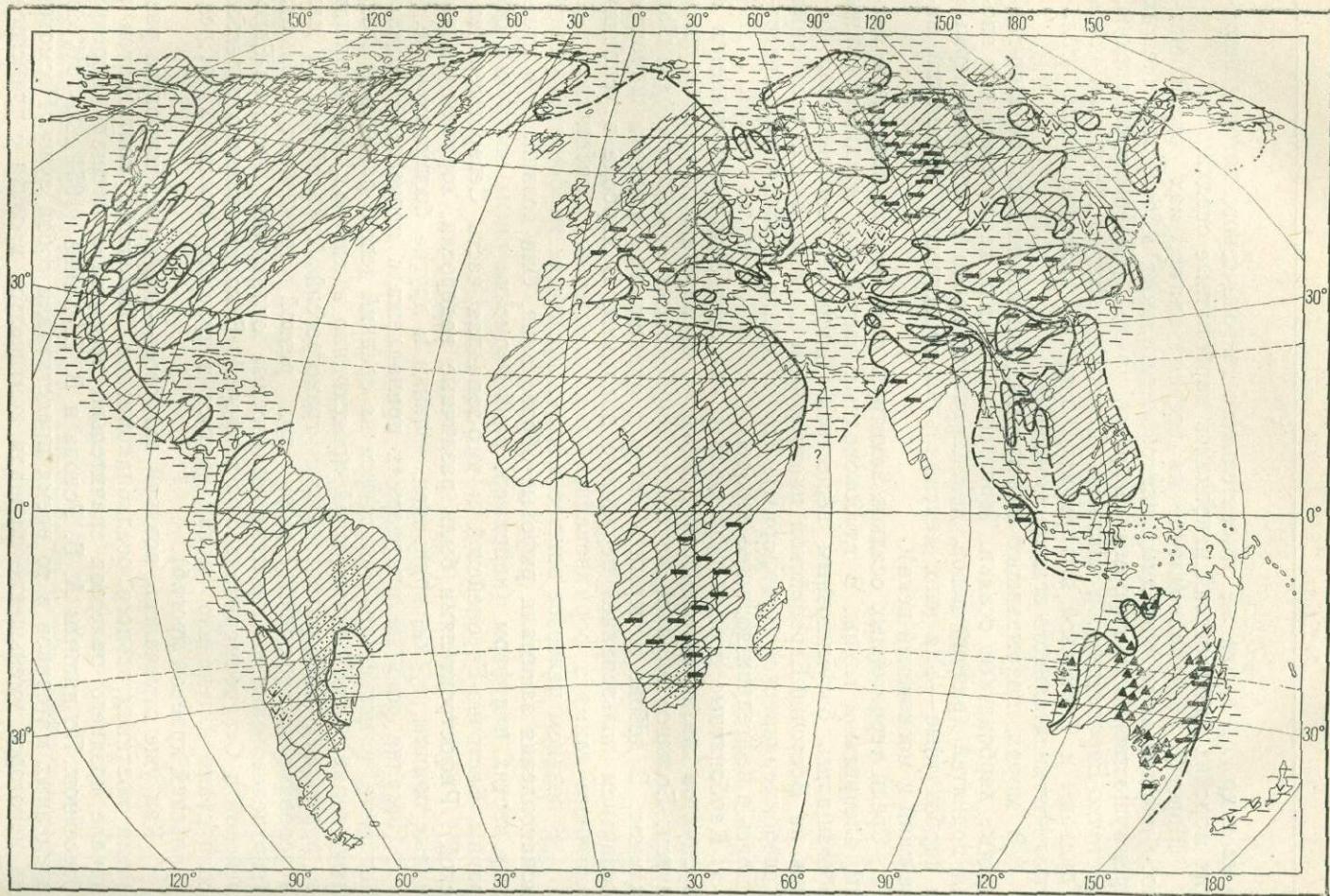
Среди терригенных осадков заметную роль играли кварцевые пески, алевроиты и глины. В глубоководных застойных впадинах глины обогащались битуминозным веществом (например, доманиковая фация на Восточно-Европейской платформе и сходные с ней отложения Североамериканской платформы). Такие осадки впоследствии превратились в нефтепроизводящие породы.

Карбонатные осадки образовались за счет скопления скелетов и продуктов жизнедеятельности различных организмов и хемогенным путем. Большое влияние на состав карбонатных отложений оказывал климат. В девоне и перми в связи с аридизацией климата широким развитием пользовались первичные доломиты. В карбоне в условиях влажного климата формировались преимущественно известняки.

В позднем палеозое важное место в процессах карбонатного осадконакопления занимали рифовые образования. Они возникали в краевых частях платформ (например, раннепермские рифы восточной окраины Восточно-Европейской и юго-западная часть Североамериканской). Рифостроителями были различные водоросли, кораллы, гидроидные полипы, губки, криноидеи, мшанки и другие беспозвоночные.

Немалая роль на платформах принадлежала процессам соленакопления, их максимум приходился на средний девон, раннюю и позднюю пермь. Образование солей происходило в лагунах, возникавших во время медленно развивавшихся трансгрессий (средний девон) или в условиях отступающего моря при резкой аридизации климата (верхнедевонские и пермские соленосные отложения Восточно-Европейской и Североамериканской платформ). В конце позднего палеозоя соли стали интенсивно накапливаться в краевых прогибах (Предуральский краевой прогиб).

Как уже отмечалось, поздний палеозой — это время широкого развития континентального осадконакопления. Площадь континентов в начале позднего палеозоя значительно превышала площадь морских бассейнов. По данным А. Б. Ронова и В. Е. Хаина (1954 г.), 70% современных материков в то время представляли собой сушу. Несмотря на некоторое уменьшение площади континентов в связи с трансгрессиями в середине позднего палеозоя, огромные пространства оставались выше уровня моря. Постепенное усложнение рельефа, обуслов-



ленное, с одной стороны, горообразовательными процессами в геосинклинальных областях, с другой — резкой его дифференциацией на платформах, создало необычайное разнообразие условий накопления осадков на континентах. Однако аккумуляция осадков локализовалась лишь в пониженных участках рельефа (межгорных впадинах, речных долинах, озерах и т. д.). Поднятые участки (горные хребты, возвышенности) подвергались размыву, поставляя огромное количество обломочного материала. Состав континентальных осадков определялся тектоническими движениями и климатической обстановкой.

В зонах аридного климата возникали красноцветные терригенные формации, которые значительно преобладали в девоне и перми. Они заполняли межгорные впадины в пределах грампианских, алтае-саянских и других каледонид, европейских герцинид; образовывались также в герцинских краевых прогибах (Предуральском) и на территории древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской и др.). В их составе основная роль принадлежала обломочным осадкам: галечникам, брекчиям, пескам. В межгорных впадинах одновременно с формированием красноцветных толщ накапливались продукты наземного вулканизма (лавы, туфы).

Для зон гумидного климата характерны красноцветы, образовавшиеся в тропических условиях, и угленосные отложения, которые накапливались в зонах тропического и умеренного климата (см. рис. 106).

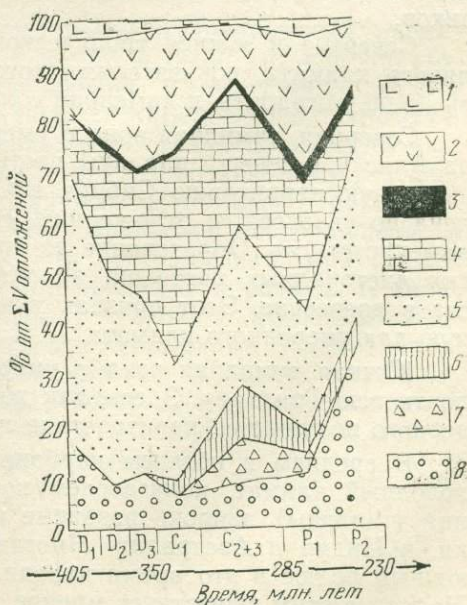
Угленакопление началось в позднем девоне, но максимума достигло в среднем и позднем карбоне на платформах северного ряда. В геосинклинальных складчатых областях (каледонидах, герцинидах) угленосные толщи формировались в межгорных впадинах и краевых прогибах. Если в раннем карбоне преобладали паралические угленосные серии, то в среднем и позднем карбоне значительно повысилась роль лимнических, последние доминировали в пермском периоде.

В зонах холодного (полярного) климата в позднем палеозое возникли комплексы ледниковых отложений (рис. 107).

Изменение соотношения отдельных формаций в позднем палеозое показано на рис. 108.

Рис. 108. Изменение соотношений объемов отдельных формаций в позднем палеозое. По А. Б. Ронову и В. Е. Хаину (1956 г.)

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



Климатическая зональность на поверхности Земли, наметившаяся в раннем палеозое, стала более четкой в позднем палеозое. Уже в девоне существовали шесть климатических зон: 1) северная гумидная, умеренно теплая, 2) северная аридная, 3) тропическая гумидная, 4) южная аридная, 5) южная гумидная умеренно теплая и 6) южная холодная. Эти зоны сохранились в карбоне и перми, однако их границы неоднократно менялись. Так, в начале девонского периода и во второй половине перми значительно расширились зоны засушливого климата, что было связано с резким сокращением морских бассейнов и широким развитием суши. Во второй половине девона и раннем карбоне, наоборот, господствовали теплый и влажный климат в связи с широким развитием трансгрессий и нивелировкой рельефа; аридные и холодные зоны имели значительно меньшие размеры. Климатическая дифференциация в эти эпохи сглаживалась.

По палеонтологической документации (породам и ископаемым остаткам организмов и особенно растений) наиболее полно восстановлена климатическая зональность для среднего и позднего карбона. С этого времени наметилась четкая ботанико-географическая зональность в распределении наземной растительности.

Гумидная тропическая зона, располагавшаяся по обе стороны экватора, охватывала центральную часть Северной Америки, Западную Европу, Северную Африку и далее через юг европейской части СССР Турцию, Иран, Афганистан, Гималаи протягивалась в Юго-Восточную Азию и КНР. Индикаторами тропической зоны являются мощные морские карбонатные толщи, залежи железных руд, бокситов и каменного угля. Пласты каменного угля образовывались за счет плауновидных, папоротников и хвощевых, у которых отсутствовали годовые кольца прироста в древесине, что свойственно растениям тропиков.

Севернее и южнее тропической зоны располагались зоны засушливого климата, показателями которого служат красноцветы, доломиты, гипс, ангидриты и каменная соль.

Северная гумидная зона с умеренно теплым климатом охватывала Аляску и северо-западную часть Канады в Северной Америке, значительную территорию Сибири и Северо-Востока СССР. Она установлена по угленосным отложениям, содержащим многочисленные пласты каменного угля. Образование их происходило за счет кордаитов и других листопадных растений, обладающих годовыми кольцами прироста в древесине. Этот признак указывает на смену сезонов, характерную для умеренного климата.

Южная гумидная зона с умеренно теплым климатом занимала почти всю Гондвану. Здесь, так же как и в умеренно теплой зоне Северного полушария, произрастала листопадная флора.

В среднем и позднем карбоне в Южном полушарии существовал холодный климат, показателем которого служат ледниковые отложения (тиллиты), широко развитые на юге Южной Америки, юге Африки, в Индии и Австралии. Многие исследователи предполагают, что южный полюс в это время находился у южного окончания Африки. Наряду с этим существует мнение, что не полюс, а материка (точнее — литосферные плиты) изменяли свое положение.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С породами верхнего палеозоя связаны многочисленные и разнообразные полезные ископаемые как осадочного, так и магматического происхождения.

Среди осадочных полезных ископаемых ведущее место занимают нефть, газ и каменный уголь. Нефтяные и газовые месторождения, приуроченные к морским отложениям девона, карбона и перми, известны на Восточно-Европейской, Североамериканской и других платформах. При этом наибольшие их запасы сосредоточены в породах верхнего девона и нижнего карбона (Волго-Уральская нефтеносная область, США, Канада), а также в рифогенных и терригенно-карбонатных толщах перми (юго-запад США, Приуралье).

Примерно половина запасов угля земного шара имеет позднепалеозойский возраст. Крупнейшие угольные месторождения связаны с отложениями карбона (особенно среднего и верхнего) и в меньшей степени — с отложениями перми. Основные позднепалеозойские угольные бассейны расположены на древних платформах (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Китайской) и на Гондване, в межгорных впадинах (Кузнецкий, Минусинский, Саарский, Силезский бассейны), а также в герцинских краевых прогибах (Франко-Бельгийский, Рурский, Печорский и другие бассейны).

Осадочные толщи верхнего палеозоя богаты железными (сидеритовыми) рудами, фосфоритами, медистыми песчаниками, бокситами и различными солями; к вулканогенно-осадочным и вулканогенным толщам приурочены крупные залежи железных и марганцевых руд. Их образование происходило в геосинклинальных областях и связано с подводными гидротермами, возникшими при вулканических процессах. Распространение таких месторождений ограничивается герцинскими складчатыми областями (Урал, Казахстан, Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Судеты и др.).

В позднем палеозое проявился интенсивный интрузивный магматизм в геосинклинальных областях, с которым было связано образование многочисленных рудных месторождений. К интрузиям основного состава приурочены месторождения титаномагнетита, хромита, никеля, кобальта, асбеста (Урал). В начальные стадии проявления кислого интрузивного магматизма (ранний карбон) возникли контактово-метасоматические месторождения магнитного железняка (горы Магнитная и Благодать на Урале, Соколово-Сарбайское месторождение в Тургайской впадине, Горная Шория). Эти месторождения приурочены к контактам интрузивных массивов с вмещающими породами. В дальнейшем (средний карбон — ранняя пермь) в связи с массовым внедрением гранитной магмы образовались многочисленные пневматолитовые и гидротермальные месторождения цветных и редких металлов: меди, свинца, цинка, олова, ртути и др. Многие из этих месторождений находятся на Урале, Тянь-Шане, в Рудном и Горном Алтае, в Западной Европе, Восточной Австралии и других районах.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Мезозойская эра подразделяется на три периода: триасовый, юрский и меловой. Отложения этих периодов составляют соответствующие системы, которые образуют мезозойскую группу. Продолжительность мезозойской эры 180 млн. лет.

Триасовая система была выделена в 1831 г. под названием «кейперских отложений» бельгийским ученым Ж. д'Омалузом д'Аллау, объединившим развитые на севере Западной Европы, в так называемом Германском бассейне, отложения пестрого песчаника, раковинного известняка и радужных мергелей. В 1834 г. немецкий геолог Ф. Альберти назвал эти три толщи триасом (в отличие от пермской системы, которую тогда называли диасом в Западной Европе). Современные три отдела триаса приблизительно соответствуют указанным трем подразделениям Германского бассейна (табл. 10).

Разработка ярусной шкалы триаса производилась в Альпах, где были установлены все ныне существующие ярусы среднего и верхнего отделов, так как в Германском бассейне широко распространены континентальные отложения и выделенные там подразделения имеют местное значение. Нижний отдел триаса не имеет общепринятого ярусного деления. В СССР его делят на два яруса: индский со стратотипом в Гималаях и Соляном криже и оленекский со стратотипом в низовьях р. Оленек в Сибири.

Юрская система в современном объеме была установлена в 1822 г. немецким естествоиспытателем А. Гумбольдтом\*, отнесшим к «формации Юры» известняки Юрских гор. Долгое время нижнюю часть юрской системы выделяли в самостоятельную «лейасскую систему» и лишь на 3-й сессии МГК (Берлин, 1885 г.) было рекомен-

\* Термин «известняк Юры» А. Гумбольдт употребил еще в 1775 г. Распространенное мнение, что юрскую систему выделил А. Броньяр в 1829 г., является ошибочным.

Таблица 10

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Изотопный возраст (млн. лет)	
			Начало эпохи	Длительность
Триасовая (триасовый)	Верхний (позднетриасовая)	Норийский* Карнийский	229	25
	Средний (среднетриасовая)	Ладинский Анизийский	239	10
	Нижний (раннетриасовая)	Оленекский Индский	245	6

\* К норийскому ярусу ныне относят также отложения, которые ранее выделялись в самостоятельный рэтский ярус.

Таблица 11

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Изотопный возраст (млн. лет)	
			Начало эпохи	Длительность
Юрская (юрский)	Верхний (позднеюр- ская)	Титонский (-волжский) Кимериджский Оксфордский Келловейский	158	27
	Средний (среднеюр- ская)	Батский Байосский Ааленский	181	23
	Нижний (раннеюр- ская)	Тоарский Плинсбахский Синемюрский Геттангский	204	23

довано включить лейас в юрскую систему. Трехчленное деление было предложено на основании изучения юрских отложений в швабском альбе, где снизу вверх по цвету хорошо отличают черную, бурую и белую юру. Эти три подразделения приблизительно совпадают с тремя отделами современной схемы (табл. 11). В Великобритании и в других странах отделы юры называют лейас, догер, альм.

Ярусная шкала юры была разработана французским палеонтологом А. д'Орбиньи, который выделил 10 ярусов, семь из них сохранились поныне. Характеристики ярусов, выделенных д'Орбиньи и его современниками, претерпели изменения и упрочнения. Стратотипы большинства ярусов находятся в Англо-Парижском бассейне и имеют всемирное значение. Только для самого верхнего подразделения оказалось невозможным установить единый ярус. Из предлагавшихся более 20 названий используют титонский для области Тетиса и волжский для бореальной области (последний установлен в разрезах Поволжья). Немецкому палеонтологу А. Оппелю принадлежит большая заслуга в разработке зонального деления юрской системы по аммонитам.

Таблица 12

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Изотопный возраст (млн. лет)	
			Начало эпохи	Длительность
Меловая (меловой)	Верхний (позднеме- ловая)	Маастрихтский Кампанский Сантонский Коньякский Туронский Сеноманский	95	30
	Нижний (раннемело- вая)	Альбский Аптский Барремский Готеривский Валанжвийский Берриасский	130	35

Меловая система в современном объеме была выделена Ж. д'Омалиусом д'Аллуа в 1831 г. на территории Англо-Парижского бассейна, свое название она получила от характерной породы — пещего мела. В системе выделяют два отдела, такое разделение было рекомендовано на 3-й сессии МГК (Берлин, 1885) и используется поныне (табл. 12). Существует вариант трехчленного деления: аптский и альбский ярусы выделяют как «средний мел».

Ярусное и зональное деление нижнего отдела основано на изучении аммонойд, а верхнего — белемнойд, морских ежей и иноцерамов. Ярусная шкала была разработана в Западной Европе: стратотипы большинства ярусов находятся во Франции, а также в Швейцарии (валанжин и готерив) и Нидерландах (маастрихт). Нижние четыре яруса часто объединяют в неокомский надъярус, а ярусы от коньякского до маастрихтского включительно — в сенонский надъярус.

## ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Органический мир мезозоя очень своеобразен; он занимает промежуточное положение между палеозойским и кайнозойским (рис. 109).

В морях широчайшее развитие получили аммонойды нового систематического состава и белемниты (особенно в юре и мелу). Резко увеличилось разнообразие двустворок и гастропод, брахиоподы стали менее часты, появились шестилучевые кораллы. Новые морские ежи, морские лилии, мшанки, фораминиферы также обновили состав. Позвоночные в морях претерпели коренные изменения: изменился состав рыб, появились и распространились крупные плавающие рептилии — ихтиозавры, плезиозавры, мозазавры.

Своеобразным был органический мир суши, где доминировали различные пресмыкающиеся, в особенности динозавры, среди них многие гигантские формы. Никогда рептилии не играли такой роли, как

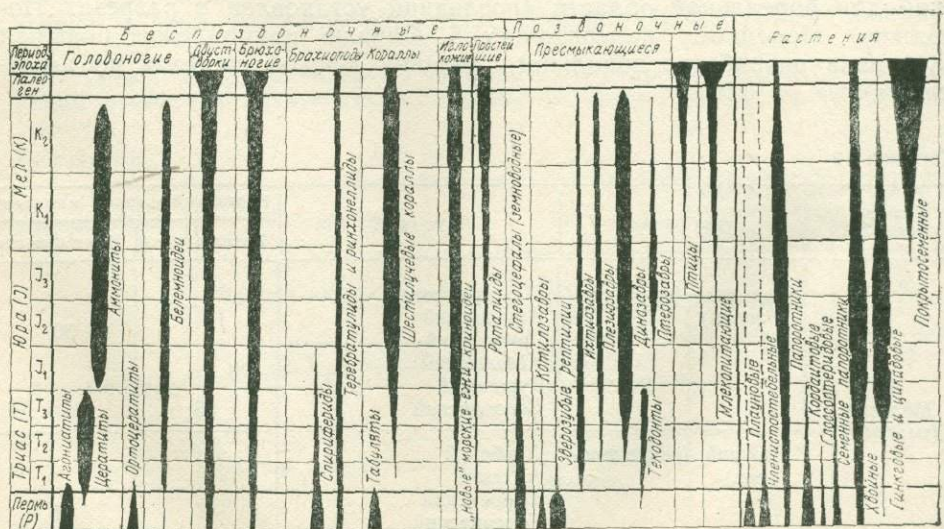


Рис. 109. Схема развития основных групп организмов в мезозое

в мезозое. Поэтому мезозой называют эрой рептилий. Появившиеся в конце триаса млекопитающие до конца мезозоя оставались мелкими животными. В юре появились первые птицы.

Наземный растительный мир отличался расцветом голосеменных — специфичной, так называемой мезофитовой флоры.

Органический мир мезозоя обнаруживает поясную климатическую зональность, особенно в поздней юре, что затрудняет корреляцию стратиграфических шкал разных поясов.

В составе органического мира триаса присутствовали лишь единичные типичные для палеозоя группы; среди беспозвоночных — спирифериды и ортоцератиды, среди позвоночных — стегоцефалы, среди растений — каламитовые и др. Однако элементы нового, типичного для мезозоя явно преобладали в триасе.

Органический мир моря. Из беспозвоночных были широко распространены аммоноидеи — цератиты. Они появились в перми, стали бурно развиваться в триасе, достигнув расцвета в начале позднего триаса. Однако в конце триаса аммоноидеи были на грани исчезновения. Для раннего триаса характерны *Tirolites*, *Doricranites*, для среднего — *Ceratites*, для позднего и среднего — *Pinacoceras*, для позднего — *Tropites* и др. (рис. 110).

В меньшей степени были распространены другие цефалоподы: наутилиды, ортоцератиды, белемниты. Наутилиды были представлены теми же подотрядами, что и в перми, но возникли новые роды. Белемниты в триасе были редки и принадлежали к отряду *Aulacocerida*.

Сильные изменения в триасе произошли с двустворками и гастроподами, увеличилось их многообразие. У двустворок появились подотряд *Ostreina*, много новых семейств, их состав стал иным, чем в палеозое. Многие виды родов *Halobia*, *Daonella*, *Monotis*, *Claraia* являются руководящими. Среди брюхоногих начался расцвет отряда *Mesogastropoda*. В конце перми вымерли четырехлучевые кораллы, а со среднего триаса начали появляться склерактинии — отряд шестилучевых кораллов.

Из палеозойских брахиопод в триасе в значительном количестве сохранились спирифериды, но доминировали торебратулиды и ринхонеллиды. Большинство палеозойских отрядов мшанок вымерло в конце перми, некоторые доживали в триасе. Существовавший в палеозое отряд *Cyclostomata* в триасе стал более разнообразным по составу.

Иглокожие также испытали перемены. Лишь некоторые архаичные морские лилии дожили до конца триаса. В начале периода появился новый подкласс *Articulata*, существующий и ныне. Древние морские ежи вымерли в конце палеозоя, сохранились только представители отряда *Cidaroida*, достигшие в триасе и особенно позже большого многообразия, появились диадемовые ежи.

Сильно изменился состав фораминифер; их число значительно сократилось, кроме представителей нодозариид, которые стали доминировать среди фораминифер.

Морские позвоночные триаса более высоко развиты, чем их предшественники. Лучеперые рыбы занимали промежуточное положение между хрящекостными и цельнокостными, костистые рыбы появились в среднем триасе. В раннем триасе появились ихтиозавры, в среднем — плезиозавры.

Органический мир суши. Для триаса характерно разнообразие комплексов флоры голосеменных растений: гинкговых, цикадовых,

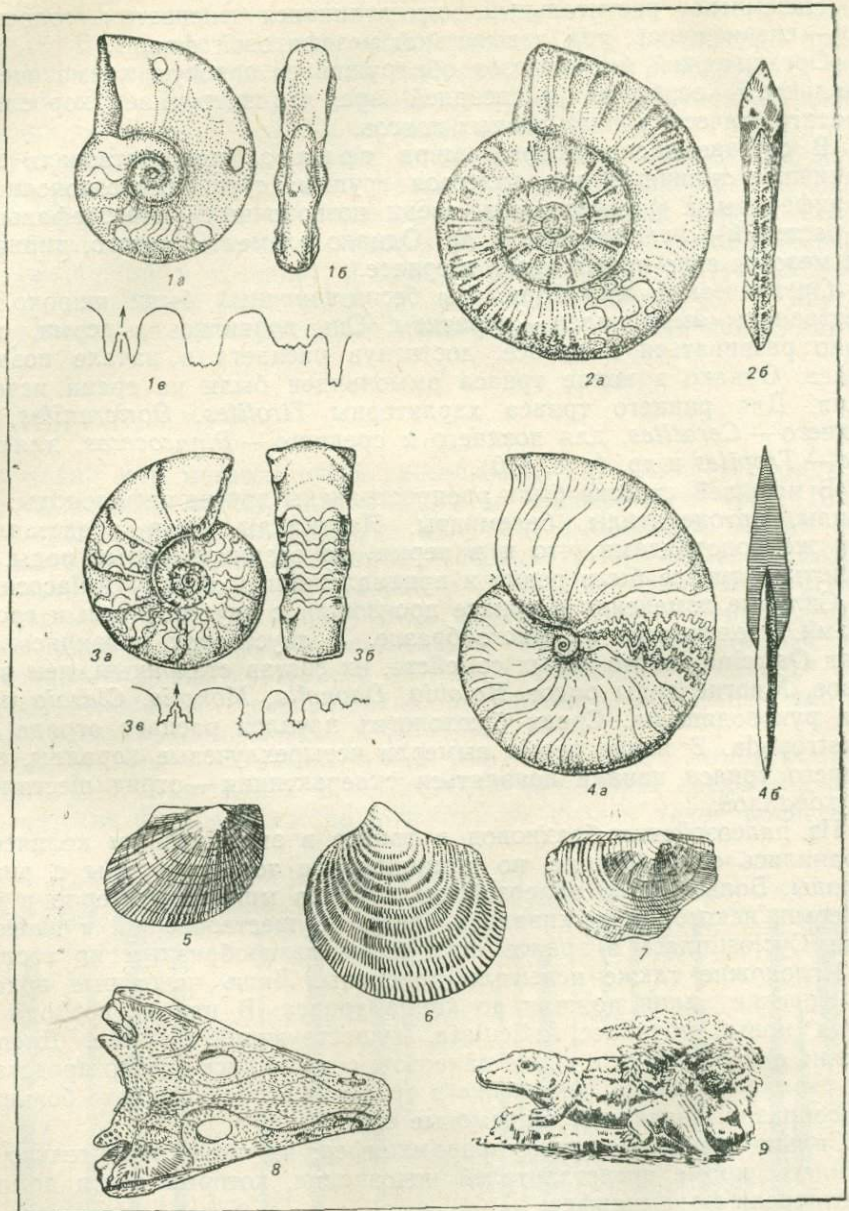


Рис. 110. Характерные ископаемые остатки триасовых организмов

Аммониты: 1а, б, в — *Tirolites* (ранний триас), 2а, б — *Doricranites* (ранний триас), 3а, б, в — *Ceraticeras* (средний триас), 4а, б — *Pitacoceras* (поздний триас); двустворки: 5 — *Monotis* (поздний триас), 6 — *Claraia* (ранний триас), 7 — *Halobia* (поздний триас); амфибии: 8 — *Benthosuchus* (ранний триас), 9 — *Mastodonsaurus* (поздний триас)

беннеттитовых, с конца триаса — чекановские, у хвойных произошла замена древних групп на новые — сосновые, араукариевые, кипарисовые. Широкое развитие получили настоящие папоротники. Мезофитовый облик флора приобрела с начала триаса.

Для животного мира суши и пресноводных бассейнов характерно возрастающее значение рептилий и сокращение амфибий — стегоцефалов. Среди последних были достаточно распространены представители родов *Benthosuchus* в раннем и *Mastodonsaurus* — в позднем триасе. Вымирали обычные для перми рептилии — зверообразные, котилозавры; их сменили новые группы: в среднем триасе появились первые динозавры, в конце триаса — первые млекопитающие.

Органический мир юрского периода имел типично мезозойский облик, архаические формы палеозоя отсутствовали.

Органический мир моря. Из беспозвоночных были широко распространены амmonoидеи, белемниты, двустворки, гастроподы; было много кораллов, морских ежей, брахиопод, фораминифер (рис. 111).

Все амmonoидеи юры принадлежат трем отрядам: *Ammonitida*, *Lytocerotida* и *Phyllocerotida*. В конце триаса наступило время нового пышного расцвета этой группы организмов. Особенного разнообразия достигли аммонитиды, произошедшие от филлоцератид в конце триаса или в начале юры. Наиболее характерны: для ранней юры — *Amaltheus*, *Hildoceras*, *Schlotheimia*, *Litoceras*, для средней — *Parkinsonia*, *Stephanoceras*, *Phylloceras*, для поздней — *Cardioceras*, *Virgatices* и др.

Наутилоидеи, как и амmonoидеи, на рубеже триаса и юры сократились по численности и составу. Два из трех подотрядов вымерли, остался подотряд *Nautilina* с одним родом *Cenoceras*, от которого произошли все юрские формы. Белемниты также испытали коренные преобразования. На смену отряда *Aulacoscerida* пришел отряд *Belemnitida* с многочисленными родами и видами, на их роствах развивались различные борозды. Характерными родами были: *Nannobelus*, *Hibolites*, *Cylindroteuthis*, *Pachyteuthis*, *Lagonibelus*.

Среди двустворок в ранней юре появились многие новые роды и виды (особенно среди отряда *Venerida*), стали разнообразными представители родов *Gryphaea*, *Trigonia*, *Buchia* (= *Aucella*), появились первые иноцерамы, а в поздней юре рудисты (*Diceras*) и др. Среди брюхоногих на рубеже триаса и юры вымерло несколько семейств, появились новые, которые широко распространились уже в кайнозой. Несмотря на вымирание ряда групп, разнообразие гастропод росло.

Шестилучевые кораллы изменились по составу; в средней юре увеличилось число новых родов, семейств и подсемейств; в поздней юре стали массовыми рифостроящие склерактинии. Среди брахиопод в ранней юре были широко распространены ринхонеллиды и теребратулиды (роды *Rhynchonella*, *Pygope*, *Zeilleria* и др.). Мшанки обновили свой состав за счет отряда *Cyclostomata*. В средней юре возник новый отряд *Cheilostomata*.

Среди иглокожих появилось много новых групп. Морские лилии отряда *Articulata* были многообразнее триасовых. На рубеже триаса и юры возникли новые отряды морских ежей. Вместе с «правильными» морскими ежами с начала юры существовали «неправильные». Характерны роды: *Cidaris*, *Heterocidaris*, *Galeropigus* и др.

Фораминиферы с начала юры стали разнообразнее, появились

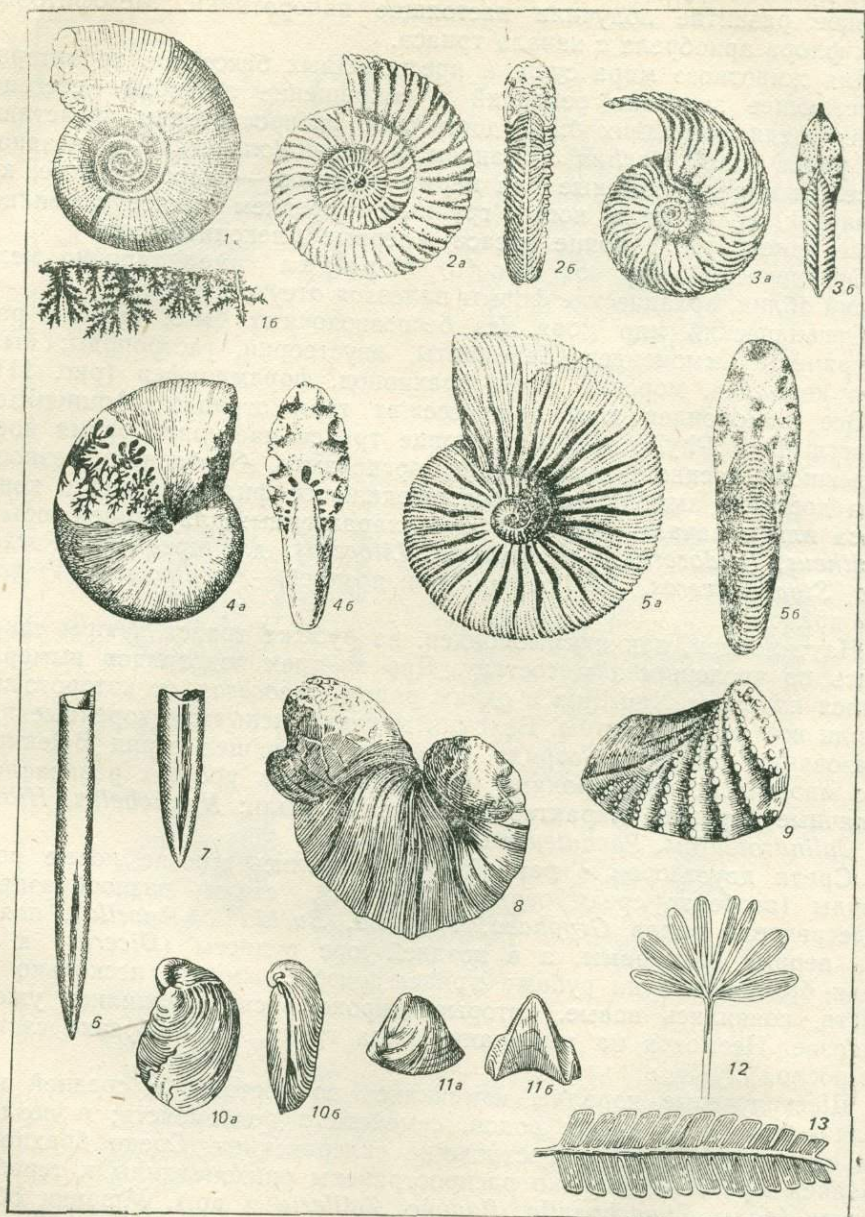


Рис. 111. Характерные ископаемые остатки юрских организмов

Аммониты: 1а, б — *Lytoceras* (ранняя—средняя юра), 2а, б — *Parkinsonia* (средняя юра), 3а, б — *Cardioceras* (поздняя юра), 4а, б — *Phylloceras* (юра—ранний мел); 5а, б — *Virgaites* (поздняя юра); белемниты: 6 — *Cylindroteuthis* (средняя юра—ранний мел), 7 — *Pachyteuthis* (средняя юра—ранний мел); двустворки: 8 — *Diceras* (поздняя юра), 9 — *Trigonia* (трнас—мел), 10 — *Buchia* (*Aucella*) (поздняя юра—ранний мел); брахиоподы: 11а, б — *Rhynchonella* (юра—мел); голосеменные растения: 12 — *Ginkgo* (юра—ныне), 13 — *Nilssonia*

новые представители отряда роталиид, заметно увеличили свой состав нодозариды и миллиолиды.

Позвоночные моря были представлены рыбами и рептилиями. Лучеперые рыбы юры в своем большинстве принадлежат к цельнокостным, но существовали и костистые, которые были более высокоорганизованными и начали быстро развиваться лишь в поздней юре. Ихтиозавры и плезиозавры в юре достигли расцвета.

Органический мир суши. Растительный мир отличался максимумом развития голосеменных и папоротников: широко развиты различные цикадовые и беннеттитовые (*Nilssonia*), гинкговые (*Ginkgo*), чекановские и хвойные. В их распространении наметилась зональность.

Животный мир суши был очень своеобразен. Безраздельно господствовали разнообразные рептилии (рис. 112). Гигантские динозавры достигали 25—30 м в длину. Огромные диплодоки и апатозавры (бронтозавры) имели гигантское туловище и маленькую голову. Меньшими по величине были стегозавры (6—9 м) с костными пластинами на спине. Кроме растительноядных были не менее удивительные хищные гиганты — карнозавры. Рептилии освоили и воздушную среду; среди крылатых ящеров — птерозавров различают более примитивных рамфоринхов, а с поздней юры — более специализированных птеродактилей.

Млекопитающие были мелкими и мало распространенными, хотя довольно разнообразными. Их остатки, в основном зубы и фрагменты челюстей известны из небольшого числа местонахождений.

Из поздней юры известны единичные находки первоптицы *Archaeopteryx* из золенгофенских сланцев ФРГ.

Многообразны были насекомые. Например, из местонахождения Каратау в Казахстане известны тысячи их видов.

В мезозойском органическом мире мелового периода появляются некоторые элементы, свойственные кайнозою. Особенно это видно по изменению наземной флоры и насекомых с середины мела.

Органический мир моря. Широко распространены аммоноидеи, белемниты, двустворки, брюхоногие, морские ежи, склерактинии, брахиоподы, фораминиферы и др. (рис. 113).

Аммоноидеи принадлежали к тем же отрядам: *Ammonitida*, *Lytocerasatida*, *Phyllocerasatida*, но на рубеже юры и мела появилось много новых семейств и родов. Разнообразие меловых аммонитов велико (*Schloenbachia*, *Tissotia* и др.), оно в какие-то интервалы времени не уступало юрскому. Характерно появление многих аммонитов с необычайной формой раковины. Например, у рода *Crioceratites* часть оборотов не соприкасается с предыдущими, а у *Scaphites* и *Ancyloceras* часть раковины выпрямлена, а затем загнута, у *Baculites* раковина почти прямая, у *Turrilites* имеет вид закрученной башенки, у *Nipponites* она напоминает клубок. Появление таких форм объясняют возникновением каких-то неблагоприятных факторов среды, приведших к изменению образа жизни у части форм. В мелу несколько увеличилось разнообразие наutilus. Среди белемнитов не произошло особых изменений на границе юры и мела, часть семейств и родов перешла в мел. Для раннего мела характерны роды: *Duvalia*, *Neohibolites*, для позднего — *Actinocamax*, *Belemnitella*, *Belemnella*.

Двустворки в мелу приобретали все большее значение. Наиболее характерны представители отрядов и подотрядов: *Astartida*, *Trigoni-*

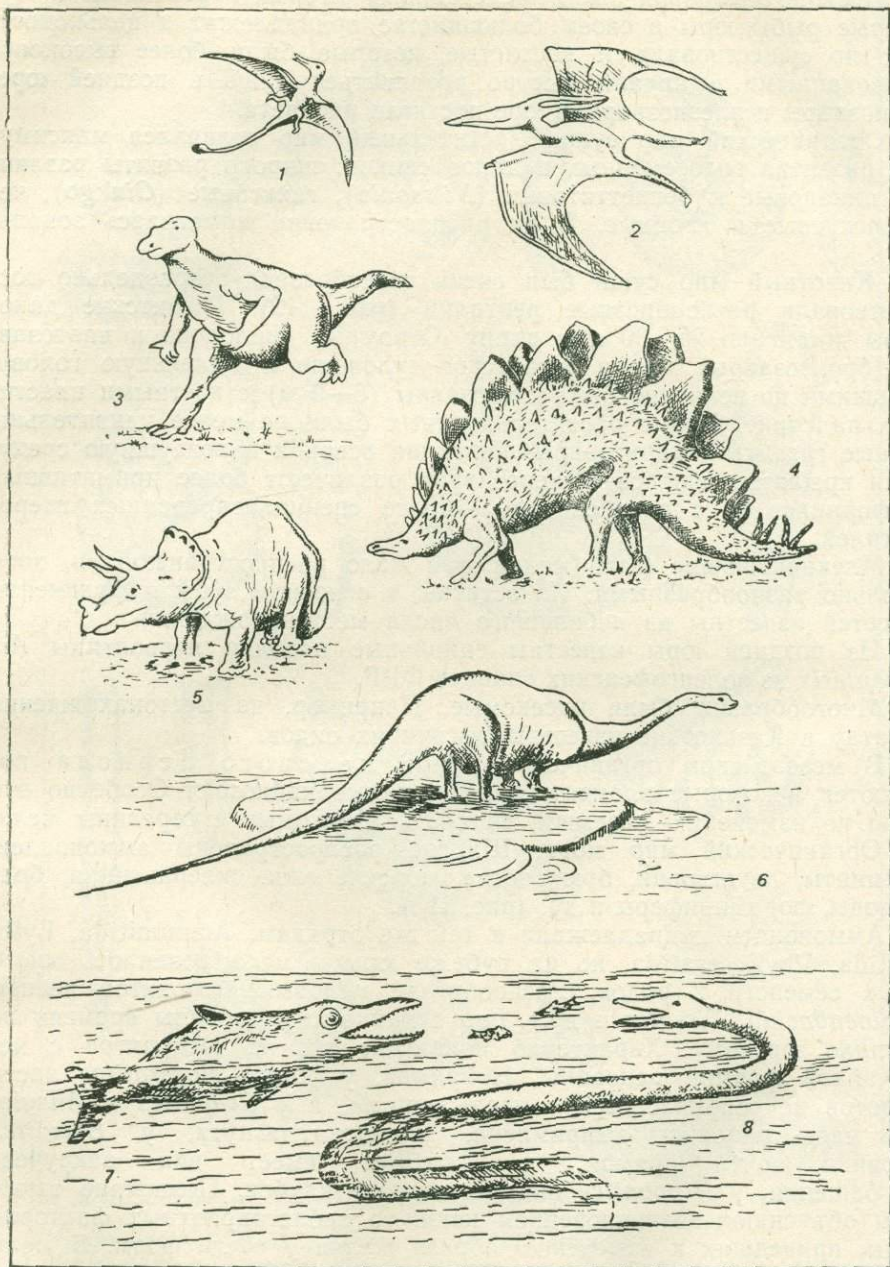


Рис. 112. Характерные представители мезозойских пресмыкающихся

1 — *Rhamphorhynchus* (поздняя юра); 2 — *Pteranodon* (поздний мел); 3 — *Iguanodon* (ранний мел); 4 — *Stegosaurus* (поздняя юра — ранний мел); 5 — *Triceratops* (поздний мел); 6 — *Diplodocus* (поздняя юра); 7 — *Ichthyosaurus* (ранняя юра); 8 — *Mosasaurus* (поздний мел)

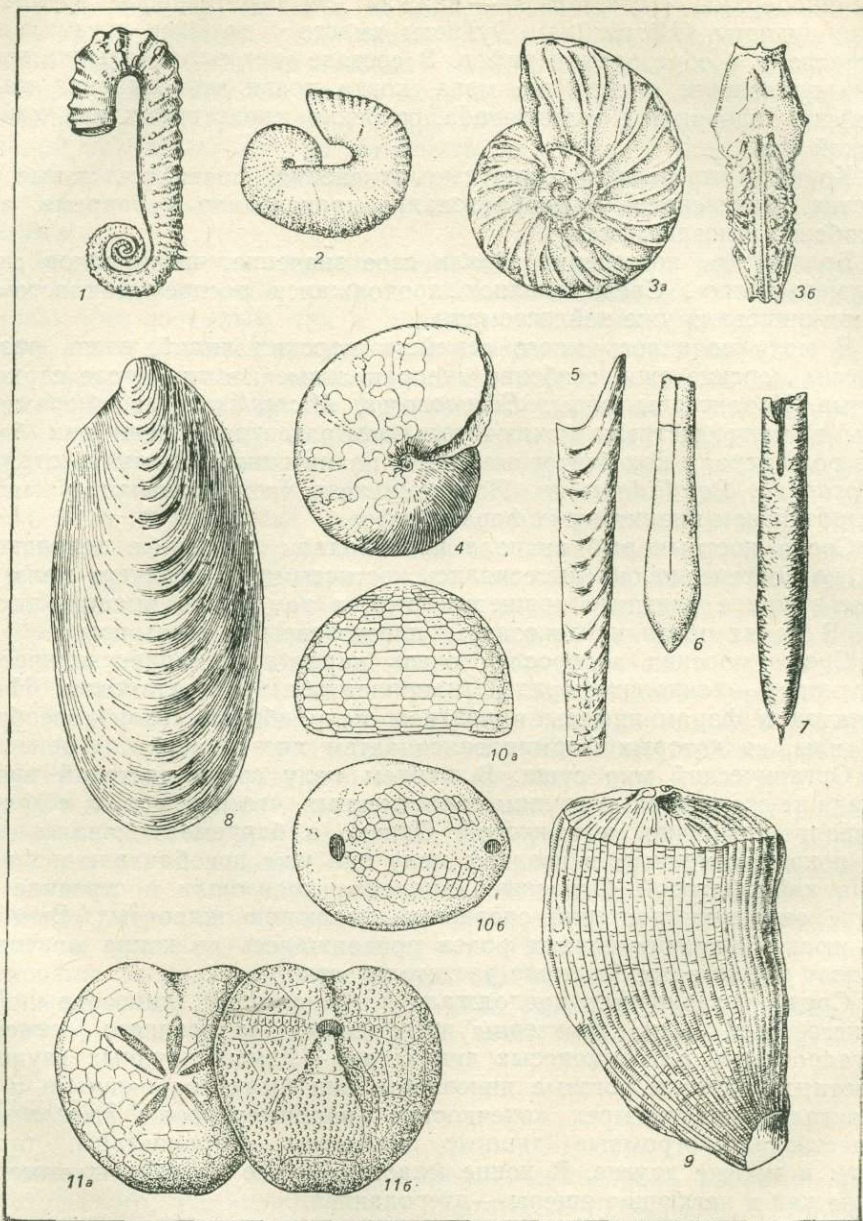


Рис. 113. Характерные ископаемые остатки меловых организмов

Аммониты: 1 — *Ancyloceras* (ранний мел), 2 — *Scaphites* (поздний мел), 3а, б — *Schloenbachia* (поздний мел), 4 — *Tissofia* (поздний мел), 5 — *Baculites* (поздний мел); белемниты: 6 — *Divalia* (ранний мел), 7 — *Belemnitella* (поздний мел); двустворки: 8 — *Inoceramus* (юра — мел), 9 — *Hippurites* (поздний мел); морские ежи: 10а, б — *Echinocorys* (поздний мел), 11а, б — *Micraster* (поздний мел)

да, Pectenida, Ostreina, Hippuritida; среди них появилось много новых родов и видов. В позднем мелу широкое распространение получили иноцерамы (*Inoceramus*) — важная для стратиграфии группа, а также рудисты (*Hippurites*). Рудисты вместе с другими организмами участвовали в образовании рифов. В составе гастропод большие изменения произошли в середине мела, когда появилась основная масса семейств подотряда Neogastropoda, особенно характерных для кайнозойской эры.

Кораллы претерпели заметные изменения, появились новые семейства. Интенсивное рифообразование происходило в барреме, апте и особенно в позднем мелу.

Брахиоподы постепенно теряли свое значение, число родов сильно уменьшилось. Среди мшанок продолжался расцвет циклостомат, но доминировали уже хейлостоматы.

В мелу появилось много семейств морских лилий, очень разнообразны морские ежи, особенно «неправильные», в том числе сердцевидные. Характерны роды: *Echinocorys*, *Micraster* и др. Фораминиферы в мелу достигли исключительного развития. Среди них большую роль играли как бентосные, так и планктонные формы из отрядов *Nodosariida*, *Rotaliida* и др. Позднемеловая эпоха отличалась массовым развитием планктонных фораминифер.

Среди костных рыб вначале преобладали лучеперые цельнокостные, но постепенно они вытеснялись костистыми. С позднего мела началось бурное развитие хрящевых рыб, в том числе высших акулых. В морях обитали ихтиозавры, плезиозавры и мозазавры.

Среди морских водорослей очень характерны микроскопические золотистые — кокколитофориды (нанопланктон) и диатомовые. Нанопланктон и фораминиферы в позднем мелу образовывали своеобразные илы, из которых формировался затем писчий мел.

Органический мир суши. В раннем мелу среди растений преобладали те же основные группы голосеменных, что и в юре, т. е. флора оставалась типично мезофитовой. Однако в барреме появились первые покрытосеменные, в позднем мелу они уже преобладали и флора стала кайнофитовой. Основные изменения произошли в середине периода, эволюция растений опережала эволюцию животных. Вымирание юрских и раннемеловых родов продолжалось до конца маастрихта; этот рубеж важен в смене растительности.

Среди позвоночных продолжали господствовать динозавры. Для раннего мела были характерны игуанодоны, для позднего — семейство гадрозавров или утконосых динозавров — самых крупных двуногих животных; обитали рогатые динозавры, они были травоядными и передвигались на четырех конечностях (например, род *Triceratops*). Существовали огромные хищные динозавры — тиранозавры, тарбозавры и многие другие. В конце маастрихта все динозавры вымерли, также как и летающие ящеры — птеродактили.

Млекопитающие были все еще мелки и редки, но они прошли большой эволюционный путь. В конце мела известны как сумчатые, так и настоящие звери (эутерии).

Птицы в мелу были уже разнообразны. Известны находки зубастых птиц, которые вымерли в конце мела. Многочисленны были насекомые, которые эволюционировали в тесной связи с растениями; с сеномана их состав приобрел кайнозойский облик.

Конец мезозойской эры — время глубочайших преобразований в органическом мире Земли. Причина так называемого великого вымирания ряда крупнейших мезозойских групп организмов, как морских, так и наземных, еще неясна. Одни ученые слишком много внимания уделяют взаимоотношениям организмов, тому, что определенные группы организмов вытесняли другие, менее совершенные. Например, аммонитов с их громоздким гидростатическим аппаратом — полой камерной раковиной — могли вытеснить, истребляя в большом количестве, намного более подвижные рыбы. Роковую роль в судьбе динозавров могли сыграть мелкие млекопитающие, пожирая яйца этих животных.

Несомненно, что взаимоотношения организмов играли огромную роль в эволюционном процессе. Однако совпадение этапов развития многих как наземных, так и морских организмов приводит к выводу о том, что в процессе эволюции на рубеже мезозоя и кайнозоя решающее значение имели какие-то планетарные изменения абиотической среды. Очень часто кризис в эволюции связывают с изменением климата, тектоническими движениями, изменявшими физико-географические условия, вулканизмом. В последнее время высказываются разные гипотезы о космических причинах экологической катастрофы на рубеже мела и палеогена (взрыв Сверхновой звезды и др.). Недавно получены новые интересные данные относительно причины великих перемен органического мира в конце мезозоя. В местах непрерывного осадконакопления пограничных слоев мела и палеогена как в морях, глубоководных океанских впадинах, так и на континентах в маломощном слое глин на границе маастрихтского и датского ярусов обнаружено сильно повышенное содержание платиноидов — иридия, осмия и др. Полагают, что эти элементы привнесены на Землю в результате падения астероида — крупного метеорита или кометы 65 млн. лет назад. Многие ученые, считают, что вымирание животных и растений в конце мезозоя было связано с космической катастрофой, резко нарушившей физико-химические условия среды (температуру, облачность, повышенное содержание аэрозолей в атмосфере и т. д.). Однако вымирание организмов не было одновременным. Многие преобразования в органическом мире происходили длительное время и осуществлялись задолго до предполагаемой катастрофы. Некоторые группы организмов миновали рассматриваемый рубеж без особых изменений, у других групп перемены осуществлялись в иное время. И тем не менее вымирание организмов на рубеже мела было весьма существенным.

## СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

К началу мезозоя завершилось геосинклинальное развитие Урало-Монгольского, Атлантического и Арктического поясов, а также отдельных участков Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Последние превратились в молодые платформы, которые объединили докембрийские платформы. В Северном полушарии существовала огромная платформа Лавразия, южнее ее располагалась другая гигантская платформа — Гондвана. Эти две колоссальные платформенные глыбы разделялись геосинклинальными областями Средиземноморского пояса. Впадина Тихого океана была окружена геосинклинальными областями Тихоокеанского пояса.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

В течение мезозойской эры геосинклинальные пояса развивались различно. Геосинклинальный режим сохранился на значительной территории Средиземноморского и Тихоокеанского поясов. Существенным различием в их истории было интенсивное проявление мезозойской складчатости в Тихоокеанском поясе, в Средиземноморском мезозойды занимают меньшие площади.

### СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

Герцинский орогенез привел к замыканию большинства геосинклинальных прогибов на обширной территории Средиземноморского пояса. Для внутренней части пояса платформенный режим оказался неустойчивым; в течение мезозоя здесь происходило дробление коры и заложение новых геосинклинальных прогибов. Таким образом, в мезозойскую эру внутренняя часть пояса была вовлечена в геосинклинальное развитие. Внешние, краевые участки пояса, примыкающие к древним платформам, в течение мезозоя развивались как молодые эпипалеозойские платформы.

Средиземноморский пояс в мезозойскую эру был занят крупным широтным океаном Тетисом, который отделял северный материк — Лавразию от южного материка — Гондваны. Краевые части Тетиса располагались на молодых платформах и на окраинах древних платформ. Внутренняя, большая часть Тетиса охватывала геосинклинальные области.

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Геосинклинальные области протягивались от Гибралтара через Южную Европу, Малую и Центральную Азию в район Индонезийского архипелага. В мезозое обособились три области: две, в которых в течение мезозойской эры происходило геосинклинальное развитие: Альпийская — на западе (Южная Европа, побережье Северной Африки, Малая Азия) и Индонезийская — на востоке (Индонезия, Бирма, часть Филиппин)\* и третья область — Тибетско-Индокитайская, в которой в мезозое завершился геосинклинальный режим (Юго-Восточный Памир, Каракорум, Южный Тибет, Малакка, Вьетнам).

### АЛЬПИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область протягивается от Гибралтара через Южную и Юго-Восточную Европу, Турцию, Иран и Афганистан к Индостанскому полуострову. В ее строении выделяют три широтные зоны: две внешние — северную и южную, преимущественно с многогеосинклинальным типом разреза мезозоя, и одну внутреннюю — с разновозрастными системами прогибов, преимущественно эвгеосинклинального типа, с выходами ультраосновных пород вдоль протяженных зон глубинных разломов и крупными срединными массивами.

\* М. В. Муратов считал возможным выделение Индонезийской области в самостоятельный Индонезийский пояс.

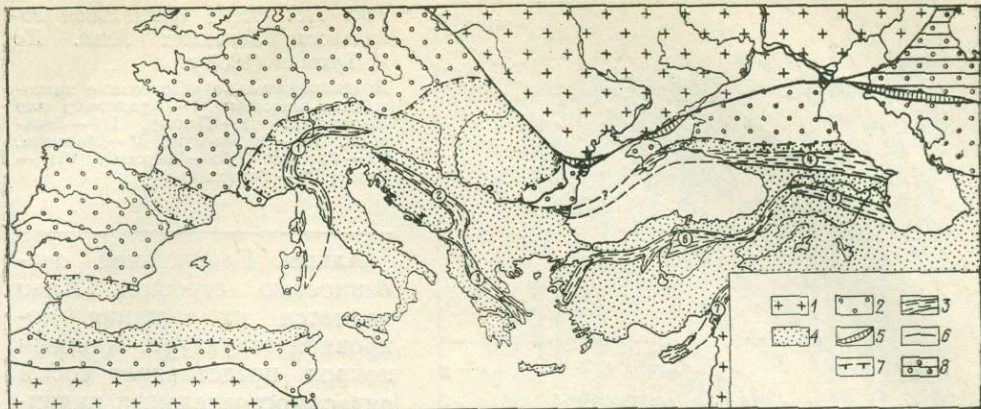


Рис. 114. Схема расположения геосинклинальных прогибов западной части Средиземноморского пояса в позднеэоценовое — раннеюрское время

1 — древние платформы; 2 — внешние части Средиземноморского пояса (молодые платформы); 3 — геосинклинальные прогибы; 4 — внутренние участки пояса, захваченные геосинклинальными процессами; 5 — грабены вдоль краевых разломов; 6 — граница пояса; 7 — граница Альпийской геосинклинальной области; 8 — структуры Урало-Монгольского пояса. Геосинклинальные прогибы (цифры на схеме): 1 — Пеннинский (Альпы), 2 — Внутреннединарский (Боснийский), 3 — Митридата, 4 — Крымско-Кавказский, 5 — Сомхето-Кафанский, 6 — Внутреннего Понта, 7 — Александретский

Северная внешняя зона включает Пиренеи, Альпы, Карпаты, Стара-Планину, Горный Крым, Большой Кавказ, Большой Балхан, Копетдаг, Гиндукуш, южная — горы Риф, Телль-Атлас, Западный и Восточный Тавр, Загрос, Киртхар и Сулеймановы горы. Внутренняя зона охватывает Апеннинский полуостров, Динарские и Понтийские горы, Малый Кавказ, Эльбурс, разделенные крупными массивами (Родопский, Сербско-Македонский, массивы Анатолии, Ирана и Афганистана).

Мезозойская история Альпийской области была сложной и многообразной (рис. 114): 1) отдельные участки длительно развивались как геосинклинальные прогибы (Альпы, Большой Кавказ), 2) на других в течение значительной части мезозоя сохранились платформенные условия и только со второй половины мезозоя наступил геосинклинальный режим (Восточные Карпаты и др.), 3) обстановка, напоминающая платформенную, возникла с начала мелового периода (Большой Балхан, Горный Крым), 4) некоторые участки в течение мезозоя представляли собой срединные массивы, обрамленные геосинклинальными прогибами; временами они погружались ниже уровня моря и здесь накапливались осадки, близкие по типу к чехлу молодых платформ (массивы Родопский, Сербско-Македонский, Малой Азии, Ирана, Закавказья, Венгерской впадины и др.). В ряде структур ныне на поверхность выходят офиолитовые серии (Северные Апеннины, Понтийские горы, горы Тавра, Малый Кавказ), что может свидетельствовать о развитии мезозойских прогибов на коре океанского типа. В других случаях прогибы формировались на коре континентального типа. Наиболее подробно изучены строение и развитие Альпийской геосинклинальной области в Европе и на юге СССР. Азиатская часть области изучена недостаточно.

Для понимания основных закономерностей развития Альпийской области в мезозое кратко рассмотрим мезозойскую историю Альп, Кавказа и Горного Крыма.

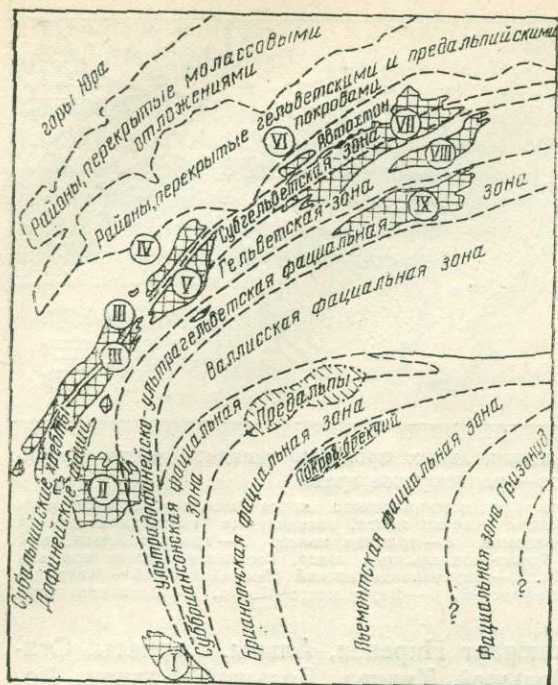


Рис. 115. Схема фациальной зональности Западных Альп. По Р. Трюмпи (1958 г.)

Предположительно автохтонные палеозойские массивы: I — Аржантьер или Меркантур, II — Пельву, III — Бельдонн, IV — Эгюйи-Руж, V — Монолан, VI — Гастеря, VII — Аарский, VIII — Тивеч, IX — Готард

**Альпы.** Главнейшей особенностью строения Альп является их сложная покровная структура. Каждый покров представляет собой ряд самостоятельных надвигов-чешуй, надвинутых с юга на север. Реконструкция первоначального положения этих покровов позволяет отметить общие черты структурно-фациальной зональности в истории развития Альп в мезозое (рис. 115).

Триасовый период. В триасе территория Альп была занята морским бас-

сейном. По северному краю Западных Альп накапливались мелководные лагунные и прибрежные отложения, грубые пески, доломиты, ангидриты с горизонтами базальтов и их туфов. В осевой части Альп и в Южных Альпах только нижний триас сложен песчаными и соленосными отложениями. В средне-позднетриасовую эпоху здесь формировалась мощная (до 2—3,5 км) толща известняков. Местами в составе среднетриасовых отложений присутствуют кремнисто-вулканогенные породы, а среди верхнетриасовых — известняки с аммонитами. Многие исследователи считают, что в триасовом периоде в пределах будущих Альп тектонический режим имел платформенный характер.

Юрский период. В юре палеогеографическая и тектоническая обстановка на территории Альп существенно изменилась. В Западных Альпах возникли два геосинклинальных прогиба: внешний, протягивающийся вдоль границы с платформой — Гельветско-Дофинеийский, и внутренний — Пеннинский.

Пеннинский геосинклинальный прогиб имел сложное строение: в нем выделялось несколько частных прогибов, разделенных поднятиями. Крайняя юго-западная часть этого прогиба была занята Пьемонтской геосинклиналью; последняя в мезозое отделена от Гельветско-Дофинеийского прогиба поднятием — Бриансонской геоантиклиналью (рис. 116).

Пеннинская эвгеосинклиналь обособляется еще в позднем триасе. Начиная с юры и в течение раннего мела она представляла собой глубоководный прогиб, в котором накапливалась мощная толща карбонатно-глинистых и алевроитово-карбонатных осадков с эффузивами основного состава, превратившихся в результате метаморфизма в так называемые «блестящие сланцы» — филлиты с горизонтами яшм.

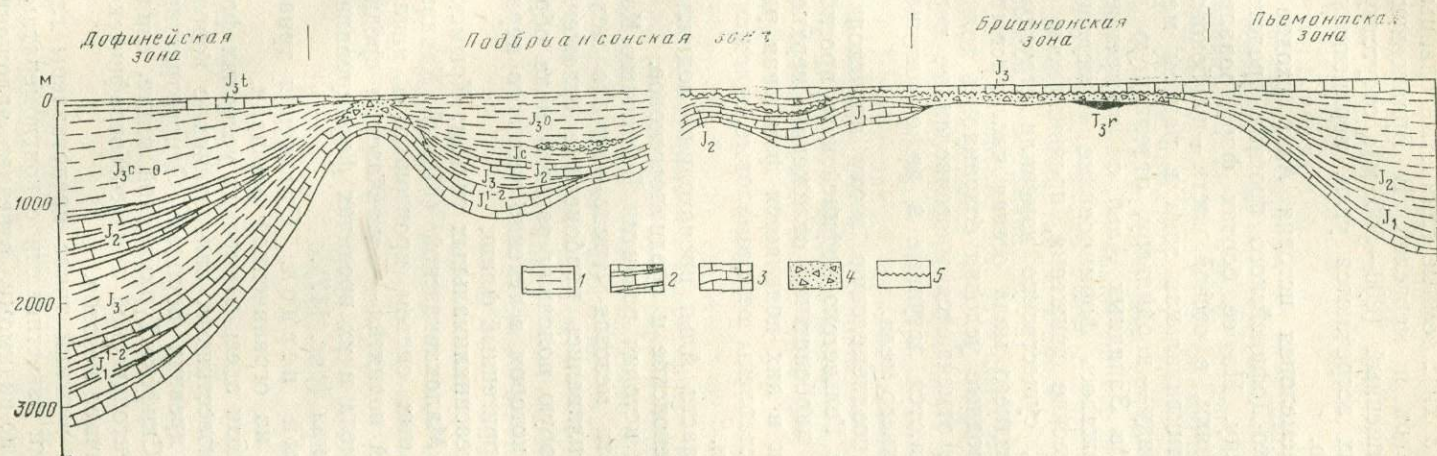


Рис. 116. Схема строения юрских отложений Французских Западных Альп. По М. Жинью (1952 г.), с дополнениями

1 — известковистые глинистые сланцы и «блестящие сланцы»; 2 — известняки и мергели; 3 — известняки; 4 — известняковые брекчии; 5 — поверхности несогласия

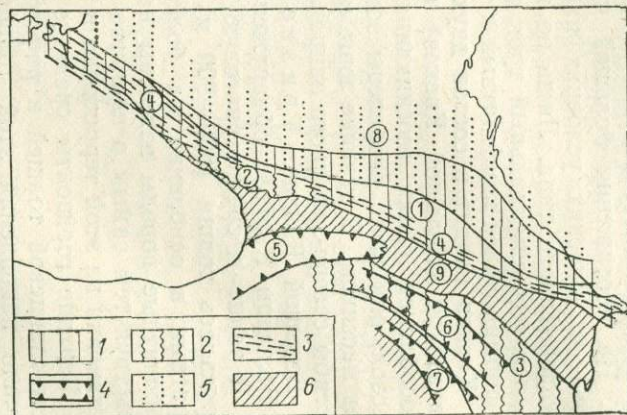


Рис. 117. Схема расположения мезозойских прогибов на Кавказе

1 — ранне-среднеюрские прогибы (1 — Крымско-Кавказский); 2 — среднеюрские прогибы с преобладанием вулканогенных толщ (2 — южного склона Большого Кавказа, 3 — Сомхето-Кафанский); 3 — позднеюрско-меловые флишевые прогибы (4 — южного склона Большого Кавказа); 4 — позднемеловые прогибы с флишем и эффузивами 5 — Аджаро-Триалетский, 6 — Севанский, 7 — Еревано-Ордубадский); 5 — позднеюрско-меловые внешние прогибы с известняками (8 — северного склона Большого Кавказа); 6 — чехол на срединных массивах (9 — Закавказский срединный массив)

В Гельветско-Дофинейской миогеосинклинали наблюдается полный разрез юры (мощность более 3 км): темные глинистые сланцы с горизонтами известняков, песчаников и мергелей. В Бриансонской геоантиклинали разрез юры сокращенный (200—500 м); отсутствует лейас, в среднеюрских отложениях встречаются угли, верхнеюрские известняки залегают трансгрессивно.

Меловой период. Раннемеловая история Альп сходна с юрской. Западная часть Гельветско-Дофинейского прогиба представляла собой глубоководную впадину. На ее бортах формировались мелководные органогенные известняки, в осевой части — глубоководные мергели. Бриансонская геоантиклинальная зона в раннем мелу представляла собой островную гряду — кордильеру, отделявшую дофинейскую часть внешнего прогиба Западных Альп от внутреннего Пеннинского прогиба, где продолжалось формирование «блестящих сланцев» с офиолитами. Тектонические движения, проявившиеся на рубеже раннего и позднего мела, существенно изменили структуру Альп. По-видимому, начиная с позднего мела осевая часть испытывала поднятие и морские глубоководные условия сохранились только на отдельных участках. В разрезе отмечаются многочисленные перемены в осадконакоплении. Встречаются лагунные и даже континентальные угленосные отложения верхнего мела.

Наибольшее прогибание в позднемеловую эпоху происходило во внешней зоне Альп — в области Гельветско-Дофинейского прогиба; здесь накопились глубоководные карбонатные отложения верхнего мела, по мере движения на восток в них появляется флишевая ритмичность. Типичным флишем представлены верхнемеловые отложения на северном склоне Восточных Альп.

В позднемеловую эпоху в области Альп происходили поднятия: наиболее крупными считают предсенонское и предпалеогеновое.

Большой интерес представляет история развития Восточных Карпат. На протяжении большей части мезозоя (триас — начало мела) здесь в морских условиях накапливались карбонатные отложения платформенного типа. Лишь во вторую половину раннего мела образовался геосинклиальный трог, в котором в течение мелового периода формировался карбонатный и терригенный флиш.

**Кавказ** входит в состав двух геосинклиальных систем: Крымско-Кавказской (Большой Кавказ) и Малокавказской (Малый Кавказ). Обособление обеих геосинклиальных систем произошло в начале мезозоя, они были разделены зоной поднятия — Закавказским срединным массивом. В течение юры и мела в их пределах формировались прогибы северо-западного направления (рис. 117).

**Большой Кавказ. Триасовый период.** Отложения триаса на Большом Кавказе обнаружены на ограниченной площади.

В ранне- и среднетриасовую эпохи здесь в морских условиях формировалась толща (600—900 м) известняков, залегающих с конгломератами в основании на более древних породах. Одновозрастные карбонатные породы известны на Скифско-Туркменской плите, свидетельствуя тем самым о единстве тектонической и палеогеографической обстановки на этой территории в начале мезозоя.

Верхние горизонты среднего и верхний триас представлены глинисто-сланцевой толщей и рифовыми известняками с конгломератами. Начало накопления этой толщи, по-видимому, отвечает заложению геосинклиального прогиба, протягивающегося в Горный Крым.

Юрский период. В раннеюрскую эпоху на месте Большого Кавказа продолжал развиваться геосинклинальный прогиб, в котором формировалась очень мощная толща глин с прослоями алевролитов, песчаников и сидеритов, участками имеющая типично флишевое строение. Осадконакопление сопровождалось излиянием лав кислого и основного состава.

В средней юре на месте водораздельной части современного хребта возникло геантиклинальное поднятие. Прогибание локализовалось к северу и к югу от него. В северном прогибе (северный склон Большого Кавказа, Дагестан) формировалась очень мощная толща морских обломочных пород средней юры (песчаники, глины, алевролиты) с пачками континентальных угленосных отложений, а в узком южном прогибе — толща основных и средних лав байоса (2 км), на которых залегают глинистые сланцы батского яруса. В конце средней юры произошло поднятие, связанное с ростом и расширением Большекавказской геантиклинали.

В результате последующего погружения с поздней юры окончательно обособились два прогиба: широкий прогиб северного склона, занимавший также южную часть современной Скифской плиты, и узкий приразломный прогиб южного склона (рис. 118). В северном прогибе накапливались преимущественно карбонатные осадки верхней юры. В верхней части разреза (кимеридж — титон) залегают эвапориты. В южном прогибе формировался терригенно-карбонатный флиш. На месте осевой части Большого Кавказа располагалась островная гряда.

Меловой период. В течение мела на Большом Кавказе сохранились условия, близкие к позднеюрским. В широком северном прогибе накапливались терригенные и карбонатные отложения нижнего мела (около 1100 м) и карбонатные илы, превратившиеся затем в мелоподобные известняки верхнего мела (около 300 м). В южном прогибе происходило накопление мощной (более 5 км) серии терригенного и терригенно-карбонатного (ранний мел), а также карбонатного (поздний мел) флиша. Площадь и скорость роста Большекавказской геантиклинали не оставались постоянными, во вторую половину мела

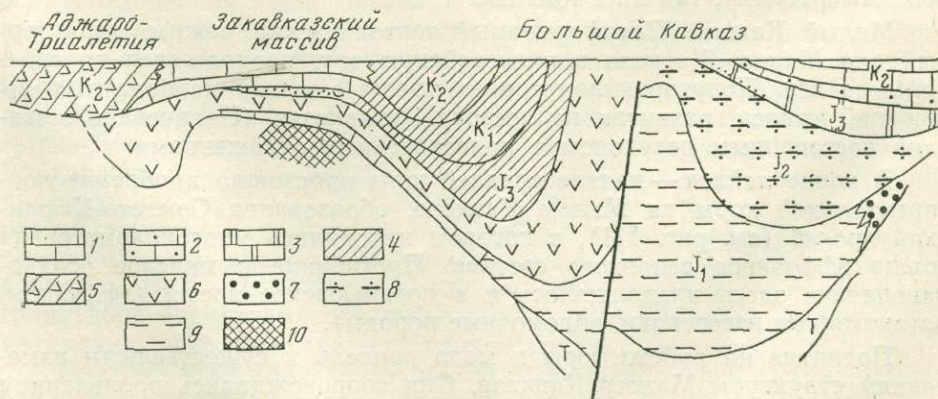


Рис. 118. Схема взаимоотношения прогибов на Кавказе

1 — известняковые толщи; 2 — известняково-песчаные толщи; 3 — известняково-доломитовые толщи; 4 — карбонатный и терригенный флиш; 5 — флиш с эффузивами; 6 — андезитовые и базальтовые порфириты; 7 — континентальные отложения (угленосные); 8 — песчаники и аргиллиты; 9 — глинистые сланцы; 10 — комплекс основания

имело место разрастание геоантиклинали и смещение участков прогиба к северу и к югу.

**Горный Крым.** В позднеюрскую и раннеюрскую эпохи территория Горного Крыма была занята морским бассейном, в котором происходило накопление мощной толщи терригенного флиша (таврическая серия). Вероятно, эта толща формировалась в едином прогибе, располагавшемся на территории Крыма и Большого Кавказа. В среднеюрскую эпоху морское осадконакопление локализовалось в двух широком ориентированных зонах прогибов — северной (Бахчисарайский прогиб) и южной (Западно- и Восточно-Крымский) — разделенных геоантиклиналью, сложенной породами таврической серии. В разрезе байосского яруса широко распространены вулканические породы. В средней юре вулканизм был особенно активным в Восточном Крыму и проявлялся до поздней юры (Карадаг). В поздней юре в южной зоне прогибов формировались мощные карбонатные и глинистые отложения с крупными рифовыми массивами, окруженные шлейфами обломочных известняков и брекчий. Местами накапливались карбонатно-терригенные отложения флишевого типа. Северная часть Горного Крыма представляла собой сушу.

**Меловой период.** В раннемеловую эпоху усилился рост геоантиклинального поднятия Горного Крыма, которое периодически выступало из-под уровня моря и в его пределах формировался резко расчлененный горный рельеф. Поэтому морские нижнемеловые отложения заполняют эрозионно-тектонические впадины, сплошным чехлом перекрывают разновозрастные комплексы на северном крыле антиклинального поднятия Горного Крыма и повсеместно развиты в Равнинном Крыму. В Западном Крыму распространены мелководные морские терригенные и карбонатные отложения, а в Восточном Крыму преобладают терригенные толщи значительной мощности.

В позднемеловую эпоху Горный Крым являлся краевым геоантиклинальным поднятием Альпийской геосинклинальной области, которое было слабо выражено в рельефе морского дна. В его пределах происходило накопление карбонатных илов, впоследствии превратившихся в толщу мелоподобных известняков и мергелей, распространенных как в Крыму, так и на Кавказе.

**Малый Кавказ.** Платформенный тектонический режим, характерный для Малого Кавказа в палеозойскую эру, продолжался до середины лэйаса. Полуторакилометровая толща морских карбонатных отложений триаса, развитая на востоке Закавказья (Нахичевань), связана постепенным переходом с палеозойскими отложениями.

В конце лэйаса — начале средней юры произошло дробление континентальной коры на Малом Кавказе, образовался Сомхето-Кафанский прогиб (см. рис. 111), в котором накопилась многокилометровая толща эффузивов основного состава. Прогибание и морское осадконакопление здесь продолжалось и в позднеюрское время (эффузивы, органогенные известняки, обломочные породы).

Поднятия на рубеже юры и мела привели к существенным изменениям структуры Малого Кавказа. Они сопровождались проявлением гранитного магматизма, складчатостью. Произошло замыкание Сомхето-Кафанского прогиба. В течение раннего мела отдельные участки Малого Кавказа представляли собой сушу. Мелководный морской бассейн располагался к северу от нее, охватывая Закавказский сре-

динный массив до флишевого прогиба южного склона Большого Кавказа.

В конце раннего и в течение позднего мела возобновились прогибания. Это было связано с новым дроблением коры и заложением системы «поздних» геосинклинальных прогибов: Аджаро-Триалетского на западе, Севанского и Еревано-Ордубадского на юго-востоке (см. рис. 111). В формировании этих прогибов огромное значение имели глубинные разломы, с которыми было связано проявление магматизма основного состава. Наличие офиолитовых комплексов в Севанском синклинии свидетельствует о сильном раздроблении и разрушении (деструкции) континентальной коры и развитии прогиба на коре океанского типа. Для указанных прогибов характерны флишевые серии с пачками туфогенных пород.

### **Общие закономерности мезозойской истории развития**

Мезозойскую историю Альпийской геосинклинальной области можно разделить на три этапа, обусловленных последовательной структурной перестройкой области: ранний (ранний — средний триас), средний (поздний триас — юра) и поздний (мел).

Ранний этап. После герцинских горообразовательных движений происходило выравнивание рельефа и общее прогибание Альпийской области. Сначала в наземных, а потом в лагунных и морских условиях формировались красноцветные песчаники и глины, гипсы, доломиты и известняки. *Широкое распространение карбонатных отложений среднего триаса (Альпы, Динариды, Карпаты, Кавказ и др.) свидетельствует о том, что в это время на всей территории Средиземноморского пояса тектонические условия были близкими к платформенным. Только в Загросе существовал геосинклинальный прогиб, в котором накапливались мощные серии триасовых отложений.*

Средний этап. В конце среднего триаса, с позднего триаса, местами со средней юры произошло заложение новых геосинклинальных прогибов. В результате вся область оказалась состоящей из обширных участков неглубокого моря, где тектонический режим и особенности осадконакопления были близки к платформенным (срединные массивы) и узких («ранних») геосинклинальных прогибов, в которых происходило образование глубоководных осадочных и вулканических толщ. Существовали прогибы на Большом Кавказе, в Горном Крыму, на Малом Кавказе (Сомхето-Кафанский), в Альпах (Пеннинский и Гельветско-Дофинейский), в Динарских горах (Внутреннединарский и Вардарский и др.) — см. рис. 114. Большинство этих ранних прогибов замкнулось в позднеюрскую эпоху в связи с проявлением горообразовательных движений на рубеже юры и мела. Особенно интенсивными эти движения были на востоке Альпийской области (Закавказье, Иран, Афганистан), где они сопровождались проявлением гранитного магматизма. На месте целого ряда прогибов возникли геосинклинальные поднятия — островные гряды.

Поздний этап характерен резкой дифференциацией тектонического режима и осадконакопления по всей области. В это время образовалась серия «поздних» прогибов. Часть из них унаследовала юрские прогибы (Большой Кавказ), но в большей степени они возникли за счет раздробления прежних срединных массивов и участков эпигер-

динской платформы, примыкающей к Альпийской области. Появились прогибы на Малом Кавказе, в Восточных Альпах, в Динаридах, в Западной и Восточной Анатолии, в Иране и Афганистане и др. Площадь срединных массивов резко сократилась. Преобладающим типом осадконакопления явился флиш — карбонатный и терригенный в раннем мелу, преимущественно карбонатный — в позднем мелу. В конце позднего мела в большинстве районов Альпийской геосинклинальной области имело место общее поднятие, местами сопровождавшееся гранитным магнетизмом.

В строении эвгеосинклинальных прогибов в Альпийской области особое место занимают тела гипербазитов, образующие полосы с выходами серпентинитов в зонах глубинных разломов. Как правило, серпентиниты ассоциируются с разнообразными по составу и разновозрастными (юра — мел) магматическими и осадочными породами, образующими мощнейшие зоны тектонических брекчий (офиолитовая ассоциация). Такие зоны известны в литературе также под названием «колер меланж» (пестрая смесь) и развиты во многих районах Альпийской области (Турция, Иран, Закавказье и др.). Присутствие офиолитовых комплексов во многих участках Альпийской области свидетельствует о большой подвижности земной коры и о широком развитии процессов деструкции — раскалывания и раздробления континентальной земной коры.

#### ТИБЕТСКО-ИНДОКИТАЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Область Тибетско-Индокитайских мезозойских прогибов занимает восточную часть Средиземноморского пояса — от Памира на северо-западе до северной части Вьетнама и п-ова Малакка на юго-востоке. Горообразовательные движения и гранитный магматизм в середине мезозойской эры здесь были столь значительными, что привели к отмиранию геосинклинального режима.

Триасовый период характеризовался продолжением процессов геосинклинального развития, начавшихся в позднем палеозое. В геосинклинальных прогибах накапливались карбонатные (рифогенные), кремнисто-сланцевые и песчаниковые толщи, содержащие местами пачки эффузивов среднего и основного состава. На Юго-Восточном Памире развиты отложения всех отделов триаса, в прогибах Юго-Восточной Азии характерны отложения среднего и верхнего триаса, залегающие несогласно на верхнепалеозойских породах. Разрез верхнего триаса в Юго-Восточной Азии оканчивается молассами, местами угленосными.

Юрский период. Отложения юрской системы занимают двойственное структурное положение, связанное с особенностями истории развития разных прогибов.

На Юго-Восточном Памире и Южном Тибете юра представлена геосинклинальными карбонатными и терригенно-карбонатными толщами большой мощности. Только в верхних горизонтах (кимеридж — титон) появляются красноцветные обломочные накопления, отвечающие началу орогенного этапа.

В Индокитае весь разрез юры (местами и верхнего триаса) представлен континентальными отложениями, заполняющими впадины орогенного типа. Таким образом, в юрский период рассматриваемая часть Средиземноморского пояса вступила в орогенный этап; прогибание и

морское осадконакопление сменилось ростом горных сооружений и формированием континентальных молассовых толщ.

Меловой период. В раннемеловую эпоху продолжался процесс формирования горных поднятий. Красноцветные молассы накапливались в отдельных межгорных впадинах. С процессом горообразования связан гранитный магматизм. Вся территория Центральной и Юго-Восточной Азии была вовлечена в поднятие. Во вторую половину позднего мела (сенон) на значительной части Средиземноморского пояса тектонический режим стабилизировался. Область мезозойд на западе пояса испытала прогибание, и на обширных пространствах сформировалась толща рудистовых известняков. Морская трансгрессия была относительно кратковременной. Об этом свидетельствуют лагунные и континентальные отложения в кровле верхнего мела на Памире.

В целом позднемеловая эпоха в некоторых районах рассматриваемой области характеризовалась режимом, близким к платформенному, что подтверждается накоплением карбонатных отложений сенона, перекрывающих различные по возрасту складчатые системы.

### МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

К молодым эпипалеозойским платформам Средиземноморского пояса относятся: 1) Западно-Европейская, охватывающая территорию Франции, Южной Англии, Бельгии, Нидерландов, ФРГ, ГДР, ПНР, 2) Иберийская, занимающая большую часть Пиренейского полуострова, 3) Марокканская, включающая большую часть территории Марокко, Алжира, Туниса, 4) Скифско-Туркменская, занимающая область Добруджи, Равнинного Крыма и Предкавказья, Каракумов и Афгано-Таджикской впадины, 5) Северо-Памирская — Куньлуньская, охватывающая Гиндукуш, Северный Памир, Куньлунь, Наньшань. Наиболее крупными из них являлись Западно-Европейская и Скифско-Туркменская. Их мезозойская история была тесно связана с историей развития смежных участков молодых платформ Урало-Монгольского и Атлантического поясов, а также древних платформ, примыкавших к Средиземноморскому.

### ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На отдельных участках этой платформы формирование платформенного чехла началось в позднепермскую эпоху, последовательно охватывая все большие площади в течение мезозоя. Сильная раздробленность фундамента обусловила значительную фациальную изменчивость мезозойских отложений. Последние распространены только в пределах опущенных блоков, составляющих фундамент синеклиз. Наиболее крупными синеклизмами являются: Англо-Парижская, Аквитанская на юго-западе Франции, Северо-Германская, занимающая территорию Северо-Германской и Великопольской низменностей, Тюрингская. Синеклизы разобцены выступами палеозойского фундамента — массивами Армориканским, Центральным Французским, Рейнских Сланцевых гор, Шварцвальда и Вогез, Чешским. Эти массивы в течение мезозоя представляли собой относительно приподнятые участки, откуда происходил снос обломочных пород, а иногда участки накопления континентальных или мелководных отложений (рис. 119).

Триасовый период. Триасовые отложения тяготеют к восточным районам Западно-Европейской платформы. Классические разрезы платформенного триаса расположены на территории ГДР и ФРГ



Рис. 119. Тектоническая схема Западно-Европейской эпипалеозойской платформы

1 — выступы основания; 2 — впадины; 3 — выступы основания древней платформы; 4 — плиты древней платформы; 5 — Альпийская геосинклинальная область. Выступы: 1 — Каледонский массив, 2 — Армориканский массив, 3 — Центральный массив Франции, 4 — массив Арденн и Рейнских Сланцевых гор, 5 — массив Шварцвальд, 6 — массив Вогез, 7 — Чешский массив, 8 — Мезетский массив. Впадины: 9 — Аквитанская, 10 — Англо-Парижская, 11 — Северо-Германская, 12 — Швабская, 13 — Иберийская

(Тюрингия, Швабия). В раннем триасе территория Западной и Центральной Европы представляла собой сушу, на которой в условиях аридного климата формировались пестроцветные песчаники, содержащие остатки сухолюбивой флоры, двоякодышащих рыб, лабиринтодонтов («пестрый песчаник»). Трансгрессия моря из области Альп в среднем триасе привела к формированию мелководных известняков и доломитов с многочисленными остатками аммонитов, двустворок, криноидей («раковинный известняк»). Морские условия осадконакопления постепенно сменились лагунными, и верхний триас представлен пестроцветными мергелями, доломитами, гипсами и песчано-глинистыми породами («кейпер»). В Великобритании, в Северной и Центральной Франции и Польше в позднем триасе накапливались лагунные или континентальные отложения. Верхние горизонты верхнего триаса отвечают новой трансгрессии.

Юрский период. В юрский период область активного прогибания на территории Западно-Европейской платформы смещается к западу. Наряду с продолжением прогибания Северо-Германской и Тюрингской синеклиз начали формироваться Англо-Парижская и Аквитанская синеклизы. Морские бассейны в их пределах были связаны проливами с морями Альпийской геосинклинальной области. Нижнеюрские отложения фациально меняются от глубоководных глин с остатками аммонитов в центральных частях синеклиз до мелководных песков и ракушечных известняков на склонах массивов.

В среднеюрскую эпоху происходило выравнивание рельефа, обмеление бассейна на западе и разрастание трансгрессии в восточном направлении, в сторону Восточно-Европейской платформы. В разрезе среднеюрских отложений наиболее широко распространены кварц-глауконитовые пески, органогенные известняки, оолитовые железные руды. В позднеюрское время трансгрессия продолжалась и повсеместно стали накапливаться карбонатные осадки. В разрезе верхней юры очень широко развиты водорослево-коралловые органогенные постройки. На рубеже кимериджа и портланда\* произошли горообразовательные движения, которые привели к образованию разрывов и складок. Среди портландских отложений известны лагунные и пресновод-

\* Портландский ярус соответствует волжскому ярусу в СССР.

ные континентальные фации (пурбекские слои Англии, литографские золенгофенские сланцы Франконии в ФРГ).

Меловой период. В начале раннего мела значительная часть территории представляла собой сушу, в пределах которой накапливались озерные пески и глины с богатой фауной пресмыкающихся (фация вельда). Морские условия в это время существовали только на севере Англо-Парижской и Северо-Германской синеклиз, где накапливались глины с остатками аммонитов, и на крайнем юге Англо-Парижской синеклизы, где отлагались карбонатные осадки.

Во второй половине раннего мела (аптский и альбский века) начались опускания, которые привели к накоплению относительно мелководных глауконитовых песков, глин и мергелей. Позднемеловая эпоха характеризуется значительным расширением морской трансгрессии и слиянием Средиземноморского и Бореального морских бассейнов. Сеноманский век начался накоплением глауконитовых песков и глауконитовых песчано-глинистых карбонатных илов. Начиная с турона почти повсеместно происходило накопление однообразных карбонатных илов, превращенных в толщу писчего мела и мелоподобных известняков мощностью, превышающей 1,5 км. В южных районах Западно-Европейской платформы (низовье р. Роны, Аквитанская синеклиза) среди верхнемеловых отложений развиты массивные известняки с рудистами; на территории ФРГ вблизи приподнятых массивов — глауконитовые пески и мергели. В конце позднего мела произошло общее поднятие всей платформы, регрессия морского бассейна.

#### СКИФСКО-ТУРКМЕНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Скифско-Туркменская молодая платформа на западе обрамляет Восточно-Европейскую платформу, а на востоке прилегает к Туранской плите Урало-Монгольского пояса. На юге Туранской плиты бурением установлено широкое распространение обломочных отложений нижнего и среднего триаса. Местами (Мангышлак) дислоцированные триасовые отложения входят в состав фундамента этой области. Верхнетриасовые и нижнеюрские отложения на востоке платформы обычно представлены континентальными угленосными толщами, заполняющими эрозионно-тектонические депрессии. На западе платформы (Предкавказье) бурением установлены морские сланцевые верхнетриасовые и нижнеюрские отложения, залегающие в узких грабенообразных прогибах.

Общее прогибание и накопление осадочного чехла на востоке платформы началось в среднеюрскую эпоху. На обширных площадях формировались угленосные отложения. Позднеюрская трансгрессия привела к образованию известняков (300—500 м), а затем соленосных отложений, широко развитых в Юго-Восточной Туркмении.

На западе платформы (Равнинный Крым, Предкавказье) среднеюрские отложения известны в изолированных участках; морские верхнеюрские карбонатные и гипсово-соленосные отложения пользуются значительно более широким распространением.

Поднятия на рубеже юры и мела обусловили появление в разрезе лагунных и континентальных красноцветных отложений.

Нижнемеловые отложения широко распространены и представлены морской песчано-глинистой толщей с горизонтами известняков. На юго-востоке платформы широко распространены устричные известняки

и горизонты красноцветных континентальных терригенных отложений. Появление последних связано с тем, что в раннемеловую эпоху формировался горный рельеф на Памире и в примыкающих к нему районах, откуда сносилась масса обломочного материала. На востоке Афгано-Таджикской впадины весь нижний мел представлен красноцветными породами.

Позднемеловая эпоха ознаменовалась расширением площади морского осадконакопления. Трансгрессии привели к тому, что море отдельными рукавами проникало далеко в глубь Тянь-Шаня; Полярный и Средиземноморский бассейны соединялись через Тургайский пролив. На западе платформы верхнемеловые отложения представлены мелоподобными известняками и мергелями. На востоке, в Туркмении и Узбекистане, они замещаются глинами, глауконитово-кварцевыми песчаниками, устричными известняками, весьма характерными для меловых отложений Средней Азии.

## ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Большая часть этого пояса в мезозое испытывала геосинклинальное развитие. Геосинклинальные области окружали весь Тихий океан, примыкая к океанской впадине. В отдельных местах внешней части пояса располагались молодые платформы.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Геологическая история геосинклинальных областей Тихоокеанского пояса в мезозое различна по возрасту складчатости. Часть прогибов продолжала свое развитие на континентальной коре древней консолидации, начавшееся до мезозоя (западная часть Верхояно-Чукотской области), другие — также на континентальной, но не стабилизировавшейся коре после слабых герцинских движений (Кордильерская область Северной Америки) или с новым заложением прогибов, после герцинского орогенеза (Андийская область и др.), третья — на океанской коре (во внутренних частях пояса: Корякское нагорье, восточная часть Камчатки, Береговые хребты Калифорнии и др.).

По времени завершения геосинклинального режима выделяются области мезозойской складчатости (Кордильерская, Верхояно-Чукотская) и области, где складкообразование и общее воздымание происходили в конце и после мезозоя (Андийская, Камчатская) или не наступили до нашего времени.

## КОРДИЛЬЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Герцинский орогенез привел к образованию ряда поднятий, в связи с чем отложения раннего и среднего триаса имеют в Кордильерах ограниченное распространение.

С начала мезозойской эры здесь существовали три крупнейших структуры: 1) западная эвгеосинклинальная зона прогибания (береговая Тихоокеанская геосинклиналь), находившаяся в области современных Западных Кордильер, 2) восточная миогеосинклинальная зона (прогиб Скалистых гор), располагавшаяся вдоль границы с Североамериканской платформой, и 3) Мезокордильерская геодантиклиналь, разделившая два названных геосинклинальных прогиба; эта структура с позднего триаса представляла собой цепь островов.

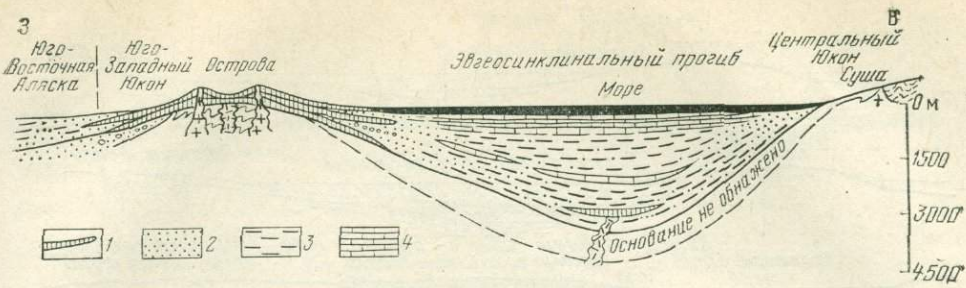


Рис. 120. Реконструированный разрез триасового геосинклинального трога в Западной Канаде. По М. Кэю (1965 г.)

1 — вулканогенные породы; 2 — обломочные породы; 3 — глинистые породы; 4 — карбонатные породы

Триасовый и юрский периоды. В течение триасового (главным образом позднего триаса) и юрского периодов до кимериджского века включительно в обширной звгосинклинали (рис. 120) в условиях активного погружения и морского режима накопились вулканогенные, кремнистые, глинисто-сланцевые, песчаниковые, в меньшей мере карбонатные толщи общей мощностью до 6—8 км и более. Исключительно большую роль играл здесь подводный вулканизм: шло накопление лав и туфа среднего и основного состава, слагающих нередко большую часть разреза. Осадочно-вулканогенная серия триаса и юры образует единый комплекс, отвечающий геосинклинальному этапу развития.

В миогеосинклинали Скалистых гор прогибание происходило более спокойно, без проявления вулканизма; здесь накапливались морские терригенные и карбонатные, а местами и континентальные осадки значительно меньшей мощности, чем в звгосинклинали. Морской бассейн из миогеосинклинали частично распространялся и на смежный край Североамериканской платформы, где разновозрастные отложения имеют сокращенные мощности сравнительно с миогеосинклиалью и среди них более широко развиты континентальные и лагунные фации, в том числе красноцветы и гипсоносные породы.

Поздняя юра (титонский век) — меловой период. В конце юрского периода невадский орогенез создал в звгосинклинальной зоне сложные складчатые структуры, часто запрокинутые на запад, с многочисленными разрывными нарушениями, прорванные гранитными интрузиями (рис. 121). Области поднятий выросли на месте глубоких прогибов в Сьерра-Неваде и других районах. Гористая суша — Мезокордильерская геоантиклиналь расширилась в западном направлении, оттеснив звгосинклинальный прогиб в район современных Береговых хребтов. В США (в Калифорнии) этот новый прогиб, заложившийся на океанской коре, с конца поздней юры и в течение мела стал местом накопления очень мощных морских терригенных толщ (граувакковых песчаников, темных аргиллитов, конгломератов) за счет сноса с восточнее расположенного поднятия — первозданных гор Сьерра-Невада и расположенного севернее — поднятия гор Климат (серия Грейт-Вэлли), а западнее — граувакков, аргиллитов, основных вулканических, кремнистых и других пород (Францисканская серия).

Эффузивный материал в прогиб поступал, вероятно, с запада, с островной дуги, так как к востоку количество его сокращается. Между



Рис. 121. Схема развития западной части Кордильерской геосинклинальной области в мезозое. По Н. Талиафери и А. Ирдли (1954 г.)

сильно дислоцированными юрскими отложениями, включая кимеридж (горы Сьерра-Невада), и прилегающим западнее слабо дислоцированным комплексом титон-мелового возраста наблюдается угловое несогласие, определяющее время проявления невадского орогенеза. В середине мела в области накопления Францисканской серии проявились складкообразующие движения, сопровождавшиеся надвигами, внедрение многочисленных массивов гипербазитов и основных пород. В течение рассматриваемого этапа развития (титон — мел) отложения Францисканской серии были сильно перемяты и частично метаморфизованы. Отложения серии Грейт-Вэлли не испытали такой сильной деформации.

В миогеосинклинальной зоне к востоку от воздымающейся геоантиклинали происходили иные процессы. На юге в поздней юре заложился миогеосинклинальный прогиб в районе гор Восточная Сьерра-Мадре на консолидированном герцинском основании. Особую роль здесь играют карбонатные осадки, отлагавшиеся с конца юры в течение мела и достигающие большой мощности. Севернее же, где складкообразование и горообразование происходило у края Североамериканской платформы, аккумуляровались продукты разрушения гор в закладывающихся краевых прогибах (Альберты в Канаде и др.) и межгорных впадинах (впадина Боусер в Британской Колумбии и др.) — структурах орогенного этапа развития (рис. 122), в который Кордильерская область вступила в конце юры — начале мела.

В целом Кордильерская область испытывала все большее и большее воздымание: в него втягивались новые районы. В раннемеловую эпоху складчатость и воздымание в эвгеосинклинальной зоне и геоантиклинальном поднятии сопровождались внедрением огромных масс кислой и средней магмы, образовавшей колоссальные гранитоидные батолиты от Калифорнии до Аляски (батолиты Сьерра-Невады, Айдахо, Каскадных гор и др.). Часть гранитоидных массивов возникла еще в конце юрского периода, но большинство — в раннем мелу (рис. 123). Их изотопный возраст обычно 110—95 млн. лет. Именно этими интрузиями связаны известные месторождения золота. Гранитоидный магматизм в Кордильерской области проявился с особой силой.

В конце мелового периода Кордильерская область была охвачена дарамийским орогенезом. По ее восточному краю, захватывая внутреннюю часть краевых прогибов, толщи были дислоцированы и на-

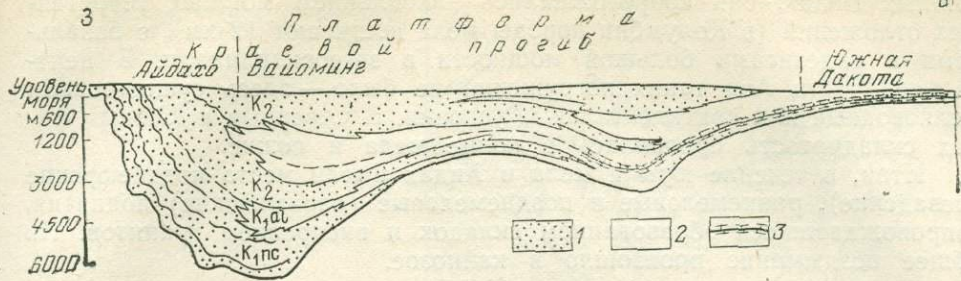


Рис. 122. Разрез меловых отложений к северо-востоку от Большого Соленого озера (Айдахо — Вайоминг). По М. Кэю (1958 г.)

1 — грубые терригенные континентальные и морские отложения; 2 — глинистые морские отложения; 3 — карбонатные морские отложения (известняки Найобрэра)

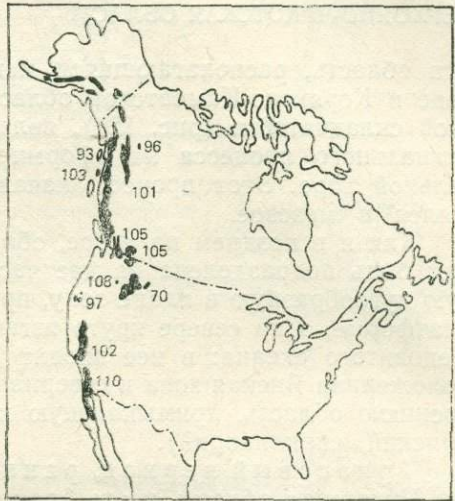


Рис. 123. Возраст главных батолитов Кордильер по изотопным данным (в млн. лет). По Э. Шоу (1963 г.)

двинуты в сторону платформы (Скалистые горы). На этом завершился длительный процесс создания складчатых мезозойских структур Кордильер.

### АНДИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

После проявления герцинского орогенеза, завершившегося в среднем триасе, Андийская область представляла собой гористую сушу; вновь возникли геосинклинальные прогибы на уже созданной континентальной коре. Но в геосинклинальный процесс вовлекается не вся область; восточная часть современных Центральных Анд с раннего мезозоя превратилась в приподнятый консолидированный массив, примкнутый к платформе.

В зоне мезозойского прогибания выделяются западная эвгеосинклинальная и восточная миогеосинклинальная зоны. Прогибания начались в позднем триасе, они захватили в основном северную половину Андийской области. В юрском периоде опускания охватили и южнее расположенные районы Чили и Аргентины, где накопились мощные толщи осадков. Например, в Чили в эвгеосинклинальной зоне юрские вулканогенно-осадочные породы достигают 12 км и более. Миогеосинклинальная зона была очень узка, но протягивалась на 4000 км. В поздней юре опускания сменились поднятиями (невадский орогенез). В мелу максимальные опускания происходили в Северных и крайних

Южных Андах, они сопровождались накоплением мощных терригенных отложений (в Колумбии породы мела достигают 12 км), с базальтами и андезитами большой мощности в эвгеосинклинали. В центральной части Анд таких погружений не было — здесь существовали мелководные или континентальные условия. В Северных и Южных Андах складчатость проявилась в конце мела и позже.

Итак, в течение юры и мела в Андах имели место позднеюрские (невадские), раннемеловые и позднемеловые (ларамийские) поднятия, сопровождавшиеся образованием складок и внедрением гранитов. Но общее воздымание произошло в кайнозое.

#### ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область, располагающаяся между Сибирской платформой на западе и Корьякско-Камчатской областью позднемезозойской и кайнозойской складчатости (рис. 124), является примером регенерации геосинклинального процесса на сформировавшейся в докембрии континентальной коре. Этот процесс, начавшийся со середины карбона, завершился в мезозое.

Как и в позднем палеозое, область по тектоническому режиму может быть подразделена на две части: 1) внешнюю миогеосинклинальную дугообразную в плане зону, примыкающую на западе к Сибирской платформе, а на севере круто изгибающуюся и тянущуюся вдоль края Ледовитого океана: в нее входит Верхоянский хребет, восточнее расположенная Янская зона и северная — Анюйско-Чукотская зона; 2) внутреннюю область, примыкающую к Колымскому массиву (Иньяли-Дебинский синклиний).

Триасовый период, ранняя и средняя юра. Вся Верхояно-Чукотская область в это время представляла собой море с многочисленными островами, где доминировали опускания (рис. 125). В миогеосинклинальной зоне накапливались мощные песчано-глинистые толщи (верхняя часть верхоянской серии). Особенно глубокое прогибание испытывала эвгеосинклинальная зона, прилегающая с запада к Колымскому массиву, где осадочная толща триаса и юры достигает 3,5—8 км, а разрез сложен не только осадочными породами, но и эффузивами. На Колымском массиве происходили опускания, которые сопровождались разрывами жесткой коры и накоплением не только терригенных, но и различных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Поздняя юра — меловой период. С поздней юры начался новый — орогенный этап развития всей Верхояно-Чукотской области, с которым связана колымская складчатость, соответствующая по времени проявления невадской. Поднятия последовательно охватывали все новые и новые площади. На западе возникла складчатая структура — Верхоянский мегантиклинорий, а в пограничной с Колымским массивом зоне — Иньяли-Дебинский синклиний.

Поднятиями был охвачен и Колымский массив — в его краевых частях возникли горст-антиклинории. Воздымание и складчатость в Иньяли-Дебинском синклинии, смежных поднятиях и других зонах сопровождались внедрением гранитоидов по зонам глубинных разломов. Вместе с поднятиями и ростом горных сооружений формировались межгорные впадины, краевые прогибы с мощными угленосными отложениями (Предверхоянский прогиб, Зырянская впадина).



по М. В. Муратову, находится под уровнем Северного Ледовитого океана.

С гранитоидными интрузиями в Верхояно-Чукотской области связано очень характерное для азиатской части Тихоокеанского пояса оловянно-вольфрамовое оруденение.

#### КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ И ДРУГИЕ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

С поздней юры и в мелу, в районах, расположенных восточнее и юго-восточнее Верхояно-Чукотской области, заложилась новые геосинклинальные прогибы, вероятно, как следствие процессов растяжения и деструкции континентальной коры, происходивших по всей окраине Тихого океана. При этом происходило раскрытие океанской коры путем раздвига континентальной коры (Корякское нагорье, бассейн Анадыря), иногда прогибы закладывались на океанской коре (восточная часть Камчатки). В других же районах продолжался или возобновлялся геосинклинальный процесс (Сихотэ-Алинь, Сахалин). В конце мела зона опусканий сместилась к востоку, а в краевых частях (Корякское нагорье, Сихотэ-Алинь) наступил орогенный этап (ларамийский орогенез). В конце мелового периода по краю Тихого океана начали возникать островные дуги и окраинные (Охотское, Японское и Берингово) моря.

Важнейшим событием в развитии Тихоокеанского геосинклинального пояса в мезозойской эре было создание складчатых структур мезозойского типа. Их формирование в северном сегменте пояса, начиная с поздней юры до позднего мела, сопровождалось мощным гранитообразованием, которое происходило не только в геосинклинальном поясе, но также в смежных, иногда далеко отстоящих от края Тихоокеанского пояса районах, консолидировавшихся ранее. В других районах в мезозое по всей окраине океанской впадины наметился новый этап крупных опусканий и заложения геосинклинальных прогибов, что связано, очевидно, с растяжением коры.

На востоке Азии эти процессы вызвали образование глубинных разломов и мощную вулканическую деятельность вдоль них, что в конечном итоге привело к формированию окраинных вулканических поясов типа Чукотско-Катазиатского.

#### МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

В западной части Тихоокеанского пояса выделяются Восточно-Австралийская и Катазиатская эпипалеозойские платформы и некоторые другие, более мелкие. Кратко рассмотрим мезозойскую историю наиболее крупной из них Восточно-Австралийской.

#### ВОСТОЧНО-АВСТРАЛИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Триасовый период. Вся территория представляла собой гористую сушу. На востоке в ряде межгорных впадин накапливались континентальные, часто угленосные отложения, а на крайнем востоке — морские песчано-глинистые с конгломератами и вулканитами разного состава. Здесь известны триасовые интрузии. Вдоль западной границы проявления орогенных процессов располагался крупный меридионально вытянутый краевой прогиб Сидней — Боуэн, заполнявшийся континен-

тальными толщами до 5 км мощностью. Западнее, в области каледонской складчатости в отдельных впадинах шло накопление песчано-глинистых, иногда угленосных пород чехла мощностью до 0,5—0,7 км.

Юрский и меловый периоды. Область орогенного режима сужалась и сохранилась только в крайней восточной прибрежной полосе. На всей остальной части эпипалеозойской платформы и смежной с ней древней платформы накапливались континентальные породы чехла: песчано-глинистые отложения с углями, а в апте и альбе также морские осадки мощностью до 2—3 км и более. В позднем мелу тектоническая активность прекратилась на востоке и вся территория стала стабильным массивом суши.

## УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

Урало-Монгольский пояс к началу мезозоя превратился в складчатую страну, спаявшую Восточно-Европейскую, Сибирскую и обе Китайские древние платформы в единый материк — Лавразию. На площади пояса в мезозойскую эру господствовали процессы денудации. Активное прогибание с морским осадконакоплением в мезозое происходило в западной части пояса, где на разнородном складчатом основании формировался платформенный чехол Тимано-Печорской, Западно-Сибирской и на севере Туранской плиты (рис. 126). Центральная часть Урало-Монгольского пояса — от Казахского нагорья и Тянь-Шаня на западе до северо-восточных районов Китая на востоке в мезозое представляла собой возвышенную область — Центрально-Азиатское поднятие. Мезозойские отложения здесь накапливались в изолированных впадинах (Карагандинская, Нарынская, Кузнецкая, Минусинская, Тувинская, Иссыкульская, Ферганская, впадины Внутренней Монголии, Северного Китая и др.). В восточной части пояса некоторые мезозойские впадины имели значительные размеры (Зейско-Буреинская впадина, впадина Сунляо и др.).

Триасовый период характеризовался господством субэкринной обстановки. Отложения триаса, ныне распространенные локально в гребенообразных прогибах, первоначально занимали более широкие площади. В раннюю и среднетриасовую эпохи в аридной обстановке накапливались пирокластические толщи и лавы среднего и основного состава типа сибирских траппов. В позднем триасе происходили процессы рифтообразования. В грабенах, занятых озерами и долинами рек, формировались угленосные толщи большой мощности (Челябинский грабен). Климат стал влажным, теплым, в связи с чем кое-где на Тянь-Шане формировались бокситоносные коры выветривания.

Юрский период. С юрским периодом связано начало формирования большинства впадин Центральной Азии и чехла плит молодой платформы. Отложения нижней юры развиты только в наиболее глубоких частях впадин, в то время как среднеюрские повсеместно слагают основание разреза плит и большинства впадин. Нижняя и средняя юра обычно представлены континентальными угленосными отложениями (до 700 м), образовавшимися в заболоченных равнинах. Только на крайнем севере Западно-Сибирской плиты в разрезе средней юры присутствуют аргиллиты, алевролиты и песчаники (около 500 м) с морской фауной, связанные с трансгрессиями со стороны Арктического океана (рис. 127, I). В позднеюрское время на Западно-Сибирской плите произошло расширение площади морского осадконакоп-

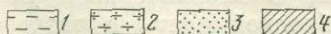
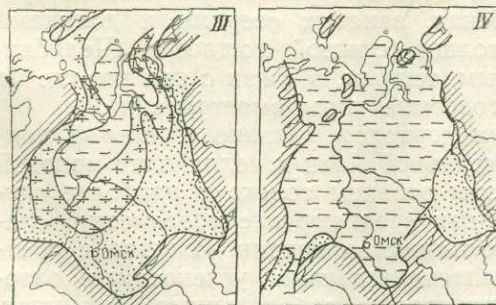
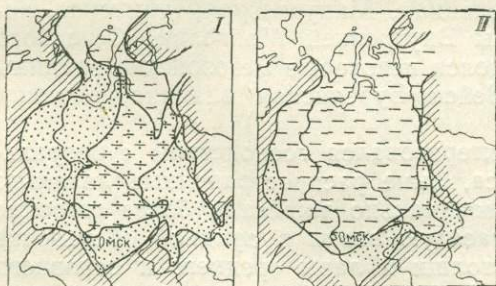
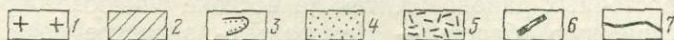
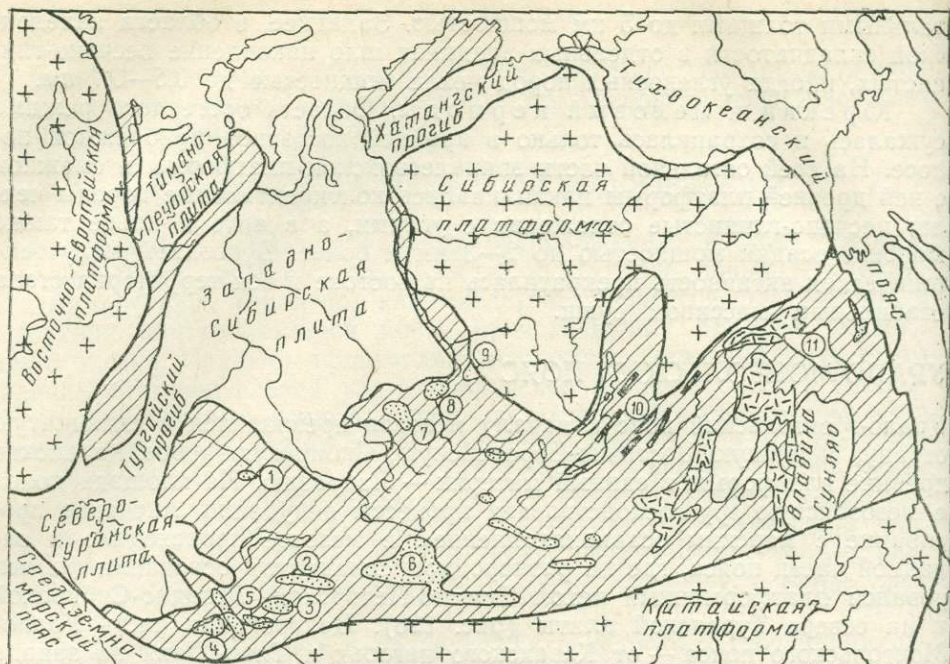


Рис. 126. Схема расположения мезозойских впадин Урало-Монгольского пояса

1 — древние платформы; 2 — поднятия внутри Урало-Монгольского пояса; 3 — плиты и крупные прогибы на молодой платформе; 4 — межгорные впадины (преимущественно юрские); 5 — впадины позднерурские — раннемеловые с эффузивами; 6 — грабены Забайкалья; 7 — границы основных тектонических структур. Впадины (цифры на схеме): 1 — Карагандинская, 2 — Илийская, 3 — Иссык-кульская, 4 — Ферганская, 5 — Нарынская, 6 — Джунгарская, 7 — Кузнецкая, 8 — Минусинская, 9 — Канская, 10 — Забайкальские, 11 — Зейско-Буренская

Рис. 127. Палеогеографические карты Западно-Сибирской плиты

1 — средняя юра (байосский и батский века); II — поздняя юра (волжский век); III — ранний мел (аптский век); IV — поздний мел (кампанский век). 1 — море; 2 — прибрежные равнины, периодически заливающиеся морем; 3 — аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины; 4 — возвышенности

ления, и она превратилась в огромный морской залив, окруженный холмисто-увалистой равниной, занимавшей территорию Урала, Казахстана, Алтая и Восточной Сибири (рис. 127, II). В этом заливе форми-

ровались глины, алевролиты с тонкими прослоями известняков, а на соседних возвышенных участках происходило образование мощной коры выветривания, которая содержит целый комплекс рудных полезных ископаемых (бокситы, никель, железо и др.).

В центральных и восточных районах Урало-Монгольского пояса верхнеюрские отложения представлены красноцветными континентальными обломочными накоплениями аридных равнин.

Меловой период. В раннемеловую эпоху вновь сократилась площадь морского осадконакопления на Западно-Сибирской плите (рис. 127, III). В заливе накапливались песчано-глинистые осадки. В южных районах Западно-Сибирской плиты и на север Туранской плиты формировался чехол, состоящий из красноцветных и пестроцветных континентальных отложений. Красноцветные обломочные отложения накапливались в раннем мелу во всех впадинах Центральной Азии. В крупных впадинах (Сунляо, Зейско-Буреинская) они содержат остатки пресноводных моллюсков, свидетельствующих о том, что осадконакопление происходило в озерах.

Позднемеловая эпоха на западе пояса характеризовалась крупными опусканиями: Арктический и Средиземноморский бассейны соединились через Тургайский пролив (рис. 127, IV). Верхнемеловые отложения на Западно-Сибирской плите представлены мощной толщей глин с пачками алевролитов, песчаников и опоковидных пород (до 800—1000 м). Южнее, на Туранской плите, в позднемеловое время происходило накопление глауконит-кварцевых песков и глинисто-карбонатных илов. Наибольшая трансгрессия из Средиземноморского бассейна и его соединение с Арктическим через Тургайский пролив произошла во вторую половину позднего мела. Во впадинах Центральной Азии продолжалось накопление континентальных обломочных красноцветных отложений. С меловыми континентальными отложениями в Монголии связаны крупнейшие местонахождения остатков динозавров. Верхнемеловые отложения Зейско-Буреинской впадины являются промышленно-угленосными.

Особым типом мезозойских структур в восточной части Урало-Монгольского пояса являются узкие субширотные приразломные прогибы Забайкалья, заполненные мощными обломочными и вулканическими толщами юры — нижнего мела. Они являются внутриконтинентальными рифтами, их своеобразие состоит в том, что мезозойские отложения прорваны позднеюрско-раннемеловыми гранитными интрузиями, типичными для зоны, примыкающей к Тихоокеанскому поясу.

## АТЛАНТИЧЕСКИЙ ПОЯС

В Атлантическом поясе платформенный режим установился еще в конце палеозоя. Мезозойские породы чехла известны на островах Шпицберген, Великобритания, Ирландия, в Восточной Гренландии и в Северной Америке (Приатлантическая равнина, Флорида, побережье Мексиканского залива), на подводных континентальных окраинах. Мощность триаса, юры и мела в отдельности местами достигает 1 км и более. Осадконакопление происходило в континентальных и в морских условиях. В северных областях морские фации представлены терригенными отложениями; южнее в области герцинид Северной Америки — терригенными и карбонатными отложениями большой мощности. Область Мексиканского залива и прилегающие к нему районы

Северной Америки входили в состав глубокой синеклизы; мощность мезозойских пород здесь, особенно верхнеюрских и меловых, наиболее велика — несколько километров. В основании мезозоя залегают красноцветы и соли. В мощной триасово-юрской соленосной толще развиты соляно-диапировые структуры. В надсолевой толще у окраины Мексиканской синеклизы увеличивается количество терригенных, а к внутренним зонам — карбонатных пород. С этими породами связаны крупные месторождения нефти и газа (меловые породы Техаса и Мексиканского залива).

В Восточной Гренландии, в Шотландии и на Шпицбергене мезозойская история завершилась излияниями платобазальтов. Проявление магматизма на рубеже мезозоя и кайнозоя — важное событие северной части Атлантического пояса. Южнее, в Аппалачах, трапповый магматизм проявился ранее: в конце триаса — начале юры; магматические породы в виде покровов и силлов, чередуясь с континентальными, заполняют здесь ряд грабенов, расположенных параллельно палеозойским структурам и берегу Атлантического океана.

Образовавшаяся впадина Северной Атлантики с океанской корой разобщила структуры Атлантического пояса, разделив платформу Лавразию на две части: Евразийскую и Североамериканскую.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

История древних платформ в мезозое тесно связана с историей молодых платформ и обрамляющих их геосинклинальных областей.

### ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Мезозойские отложения широко распространены на Восточно-Европейской платформе, свидетельствуя тем самым о ее активном прогибании в мезозое. Осадконакопление происходило в обстановке равнинной суши (ранний триас — ранняя юра) и в условиях обширного эпиконтинентального морского бассейна (поздняя юра — мел).

Триасовый период. В течение большей части триасового периода платформа была охвачена поднятиями, осадконакопление происходило в континентальных условиях. Наиболее распространены нижнетриасовые отложения в осевой части Московской синеклизы, в Прикаспийской и Польско-Литовской синеклизах, а также в Днепровско-Донецкой впадине. В раннем триасе эти структуры испытали опускание, и в их пределах на обширных аллювиальных равнинах и в озерах накапливались ритмично построенные континентальные пестроцветные обломочные отложения (пески, алевроиты, песчанистые глины). Главными источниками обломочного материала являлись горные сооружения Урала и Тимана.

В центральной части Прикаспийской синеклизы верхняя часть нижнетриасовых и низы среднетриасовых отложений представлены морскими глинами с прослоями известняков с остатками аммонитов, пелеципод и другой ископаемой фауны.

В течение второй половины среднего и в позднем триасе большая часть территории платформы была приподнята, и на ней господствовали процессы денудации. Осадконакопление в континентальных условиях происходило в наиболее прогнутых участках Прикаспийской сине-

жлизы, на севере Донецкого бассейна, где известны континентальные угленосные отложения верхнего триаса.

**Юрский период.** Наибольшим прогибанием были охвачены южные и западные районы платформы, примыкающие к Средиземноморскому поясу. Широкий прогиб располагался почти меридионально в Московской синеклизе, связывая Средиземноморский и Арктический бассейны. В мезозое на месте ранее приподнятого юго-западного края платформы образовалась глубокая Причерноморская синеклиза, между Воронежской антеклизой и Украинским щитом сформировалась Украинская синеклиза, восточнее образовался Ульяновско-Саратовский прогиб. Прогибалась и западная окраина платформы, где формировалась Польско-Литовская синеклиза.

В раннеюрскую эпоху прогибание происходило на юге платформы (Прикаспийская и Украинская синеклизы). Здесь накапливались континентальные песчано-глинистые отложения с остатками наземной флоры и пресноводной фауны. В Украинской синеклизе имеются морские отложения верхнего лейаса, свидетельствующие о трансгрессии с юга — из Средиземноморского бассейна.

В среднеюрскую эпоху площадь морского осадконакопления значительно расширилась. Морем была занята Украинская синеклиза, западная часть Прикаспийской синеклизы, откуда морской залив проникал на север до устья Камы. В море формировались песчано-глинистые отложения с прослоями известняков с аммонитами и двустворками, а на его восточном побережье (междуречье Урала и Эмбы) накапливались континентальные отложения с углями. В центральных районах платформы в среднеюрскую эпоху существовал расчлененный рельеф; в понижениях формировались бурые оолитовые железные руды, бурые угли и каолиновые глины.

Трансгрессия из Средиземноморского и Арктического бассейнов привела к широкому распространению морских верхнеюрских отложений на платформе. В поздней юре трансгрессия достигла максимума в оксфордском веке, когда слились в единый бассейн воды, трансгрессировавшие с юга, севера и запада. Только территория, примыкавшая к Балтийскому щиту, северная часть Украинского щита и бассейн р. Камы представляли собой сушу (рис. 128).

Верхнеюрские отложения на платформе залегают несогласно на различных по возрасту породах и представлены темными глинами, мергелями, глауконитовыми песками и песчаниками. В центре платформы разрез верхней юры неполный, в нем наблюдаются перерывы, мощности отложений изменчивы. Отложения верхней юры богаты глауконитом и желваками фосфоритов, являющимися важным полезным ископаемым. В Поволжье известны горючие сланцы.

**Меловой период.** Палеогеографическая обстановка в раннемеловую эпоху мало отличалась от позднемеловой. Нижнемеловые породы залегают с перерывом на верхнеюрских и представлены главным образом глауконитовыми песками и песчаниками с фосфоритами, глинами с остатками аммонитов, двустворок, белемнитов.

Раннемеловой морской бассейн на платформе был меньше, чем позднемеловый. Увеличение песчаного материала свидетельствует об его обмелении. Тем не менее в раннемеловую эпоху еще сохранялась связь Средиземноморского и Арктического бассейнов через Московскую синеклизу.

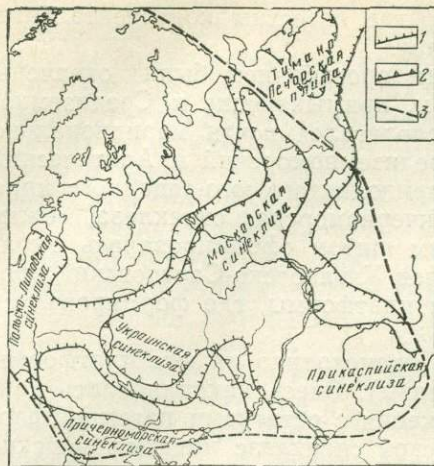


Рис. 128. Позднеюрские и раннемеловые прогибы Восточно-Европейской платформы  
Границы: 1 — позднеюрских прогибов, 2 — раннемеловых прогибов, 3 — платформы



Рис. 129. Позднемеловые прогибы Восточно-Европейской платформы  
1 — границы прогибов; 2 — граница платформы

В позднемеловую эпоху на платформе произошла существенная перестройка: прогибание локализуется главным образом в южных и западных районах платформы (рис. 129). Широкое распространение на юге платформы карбонатных пород с позднемеловыми белемнитами, иноцерамами и аммонитами свидетельствует о крупной трансгрессии из области Тетиса. На юге платформы развит полный разрез верхнемеловых отложений, начинающихся глауконитовыми песчаниками альба — сеномана. Выше лежащие отложения верхнего мела представлены толщей мергелей, мелоподобных известняков и пясчег мела. На бортах прогибов появляются глауконитовые песчаники и желваковые фосфориты; последние имеют важное практическое значение.

В северном направлении мергельно-меловые отложения верхнего мела замещаются опоквидными глинами, трепелами, характерными для бориального бассейна. Не исключено, что позднемеловой бассейн Восточно-Европейской платформы имел связь с Арктическим.

Наличие размывов и горизонтов фосфоритов на границе коньяка и сантона, сантона и кампана свидетельствует о том, что развитие поздне-меловой трансгрессии происходило в несколько этапов. Морской бассейн занимал наибольшую площадь в кампанском веке и раннем маастрихте. В конце позднего мела произошла регрессия.

## СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Большая часть Сибирской платформы в мезозойскую эру представляла собой сушу.

Триасовый период. В раннюю и среднетриасовую эпохи на западе Сибирской платформы продолжалось прогибание Тунгусской синеклизы, где накапливалась трапповая формация с конца пермского периода. Здесь происходило раскалывание земной коры и проникновение по разломам магмы основного состава, что обусловило активные вулканические извержения на огромной площади более 1,5 млн. км<sup>2</sup>. Проявление вулканизма достигло максимума в начале триаса.

С вулканическими процессами связано проседание днища Тунгусской синеклизы, окруженной со всех сторон разломами, по которым поднималась магма. В это же время произошло массовое внедрение в палеозойские толщи интрузий основного состава, образующих системы даек и плоских межпластовых тел (силлов). Одновременно на Сибирской платформе происходило внедрение ультраосновной щелочной магмы, образующей отдельные интрузивные массивы, а также дайки и трубки взрыва, сложенные кимберлитами.

В северо-восточную часть Сибирской платформы в раннюю и среднетриасовую эпохи морские воды проникали из Верхоянья. Песчано-глинистые осадки этого бассейна содержат обильные остатки ископаемых организмов, что позволило установить присутствие здесь всех ярусов нижнего и среднего триаса и обосновать выделение верхнего яруса нижнего триаса — оленекского.

Юрский и меловой периоды. В эти периоды прогибались северная и северо-восточная части платформы, где формировались Хатангский и Предверхоанский прогибы, Вилюйская синеклиза (рис. 130). Нижняя и средняя юра на северо-востоке платформы представлена морскими песчано-глинистыми отложениями, которые в южном направлении постепенно замещаются континентальными. В конце раннеюрской и в среднеюрскую эпохи море в виде рукава проникало вдоль современной долины р. Лены далеко на юг и в Вилюйскую синеклизу и далее на запад в направлении южной окраины Енисейского кряжа. Поднятия в области Верхоянья и Сибирской платформы привели к усилению сноса обломочного материала в морской залив, и на его месте образовалась заболоченная равнина. В ее пределах формировалась мощная (около 2000 м) континентальная угленосная толща верхней юры — нижнего мела с колоссальными запасами каменных и бурых углей. Верхнемеловые отложения в Вилюйской синеклизе представлены озерно-аллювиальными песчаниками и песками, каолиновыми глинами с горизонтами бурых углей — лигнитов. Только в Хатангском прогибе происходило накопление морских отложений.

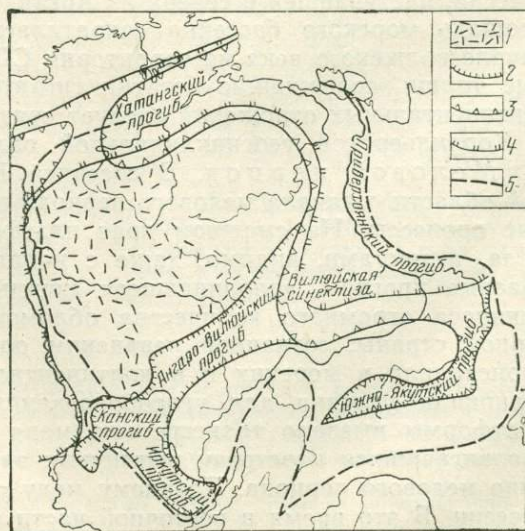


Рис. 130. Мезозойские прогибы на Сибирской платформе

1 — районы трапецеидального вулканизма; 2—5 — границы (2 — ранне-среднеюрских прогибов, 3 — позднеюрских прогибов, 4 — меловых прогибов, 5 — платформы)

В позднеюрско-раннемеловое время наибольшее прогибание локализовалось по краю платформы у подножия воздымающихся хребтов Верхояно-Чукотской геосинклинальной области — в Предверхоянском краевом прогибе. Накопившиеся обломочные отложения представлены молассами — продуктами размыва растущих горных поднятий.

На юге и юго-западе Сибирской платформы юрские континентальные отложения обнаружены в нескольких впадинах (Иркутская, Канская, Чульманская и др.) — см. рис. 124. Здесь в ранне-среднеюрское, а местами в позднеюрское и даже раннемеловое время в аллювиально-озерной обстановке накапливались угленосные формации значительной мощности. Происходили сводовые поднятия, сопровождавшиеся растрескиванием коры, образованием многочисленных грабенных, которые заполнялись континентальными обломочными отложениями. Этот процесс, проявившийся в юрское и раннемеловое время на юго-востоке Сибирской платформы, сопровождался энергичной магматической деятельностью — с ней связаны кислые и щелочные интрузии Алданского щита.

## СЕВЕРОАМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

В мезозойскую эру эта платформа в большей части представляла собой сушу. Крупная область опускания располагалась лишь вдоль Кордильерской геосинклинальной области. Именно здесь широко распространены породы мезозойского возраста.

Триасовый период. Осадконакопление шло в западной части платформы. Отложения триаса имеют здесь небольшую мощность. Это песчано-глинистые породы континентального, частично лагунного (есть гипсы) и морского происхождения. Роль последних возрастает к западу. В триасе на краю платформы континентальные условия сменялись морскими, с запада из геосинклинали временами проникало море.

Юрский период. На платформе, вдоль Кордильерской геосинклинальной области, формировалась континентальные и морские отложения. Из морских отложений часто встречаются песчано-глинистые породы оксфордского яруса, накопившиеся во время максимума трансгрессии, наступавшей с севера из Арктического бассейна. К концу юры площадь морского бассейна сократилась, в течение кимериджа и в начале волжского века на территории США отлагались речные и озерные толщи, содержащие остатки гигантских динозавров. Накопление континентальных отложений следует связывать с невадским орогенезом в Кордильерской геосинклинальной области.

Меловой период. В соседней Кордильерской геосинклинальной области с начала мелового периода происходили горообразовательные процессы. На смежном крае платформы одновременно с начала мела, а местами, видимо, даже с конца юры начали формироваться краевые прогибы, заполнявшиеся мощными толщами моласс за счет привноса огромного количества обломочного материала из смежной горной страны, созданной невадским орогенезом. Накопление моласс происходило в морских и в континентальных условиях, неоднократно возникали условия для углеобразования. Обширное опускание края платформы вызвало трансгрессию моря с севера и юга в виде двух продвигавшихся навстречу вытянутых заливов, соединившихся в середине мелового периода. Позднему мелу соответствует максимум трансгрессии. В это время в восточной части формировались терригенные и частично карбонатные породы (известняки Ниоорара). В конце мело-

вого периода море отступило; в болотах и озерах возникшей низменной обширной страны аккумуляровалась серия Парамы, заключающая залежи углей, множество растительных остатков и костей динозавров. Кроме крупных залежей каменного угля известны месторождения нефти и газа.

В самом конце мелового периода на юго-западе платформы проявился ларамийский орогенез, возникла система глыбовых Скалистых гор\* на участке от верховьев р. Миссури до верховьев р. Рио-Гранде (эпи платформенный орогенез).

## ГОНДВАНА

Мезозойская история Гондваны чрезвычайно интересна, в это время происходит ее распад, начавшийся в конце палеозоя. Между частями Гондваны в мезозое возникли впадины Атлантического и Индийского океанов. Многие убеждены в относительной молодости океанов и реальности распада Гондваны; и не только Гондваны, но и Пангеи\*\* в целом (рис. 131). Разрушение Гондваны могло происходить путем опускания огромных участков материка и океанизации их коры с образованием ныне существующих океанов или же путем раскола Гондваны и раздвигания ее частей с образованием между ними океанских бассейнов. Имеются разные варианты расположения континентов—частей Гондваны во времени (рис. 132). Для всех платформ, включаемых в

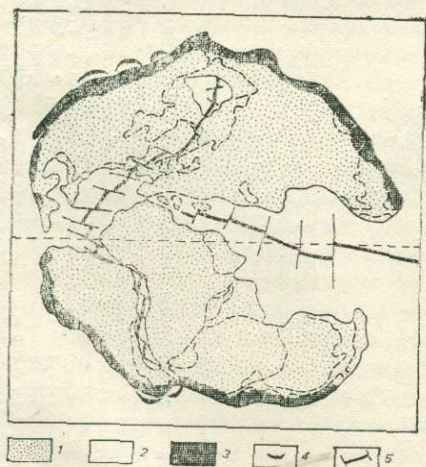


Рис. 131. Пангея в середине мела. По Э. Канасевичу и др. (1978 г.)

1 — континентальная кора; 2 — океанская кора; 3 — активные континентальные окраины; 4 — участки установленного или предполагаемого развития островных дуг; 5 — оси спрединга в Тетисе, палео-Атлантике и палео-Арктическом океане

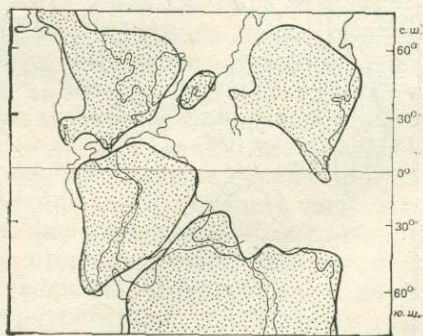


Рис. 132. Предполагаемое положение континентов и приблизительное положение суши (точки) и моря (светлое) в одсфордском веке. По А. Хэллену (1978 г.)

\* Под названием «Скалистые горы» понимают сооружения разного рода. С одной стороны, это ларамийские складчатые горные сооружения, возникшие в геосинклинальной области, а с другой — это горы глыбового характера на платформе. И те, и другие образуют на востоке фронт гор, обращенный к Великим равнинам Северной Америки.

\*\* Под термином Пангея понимают единый материк, некогда объединявший все континенты Земли.

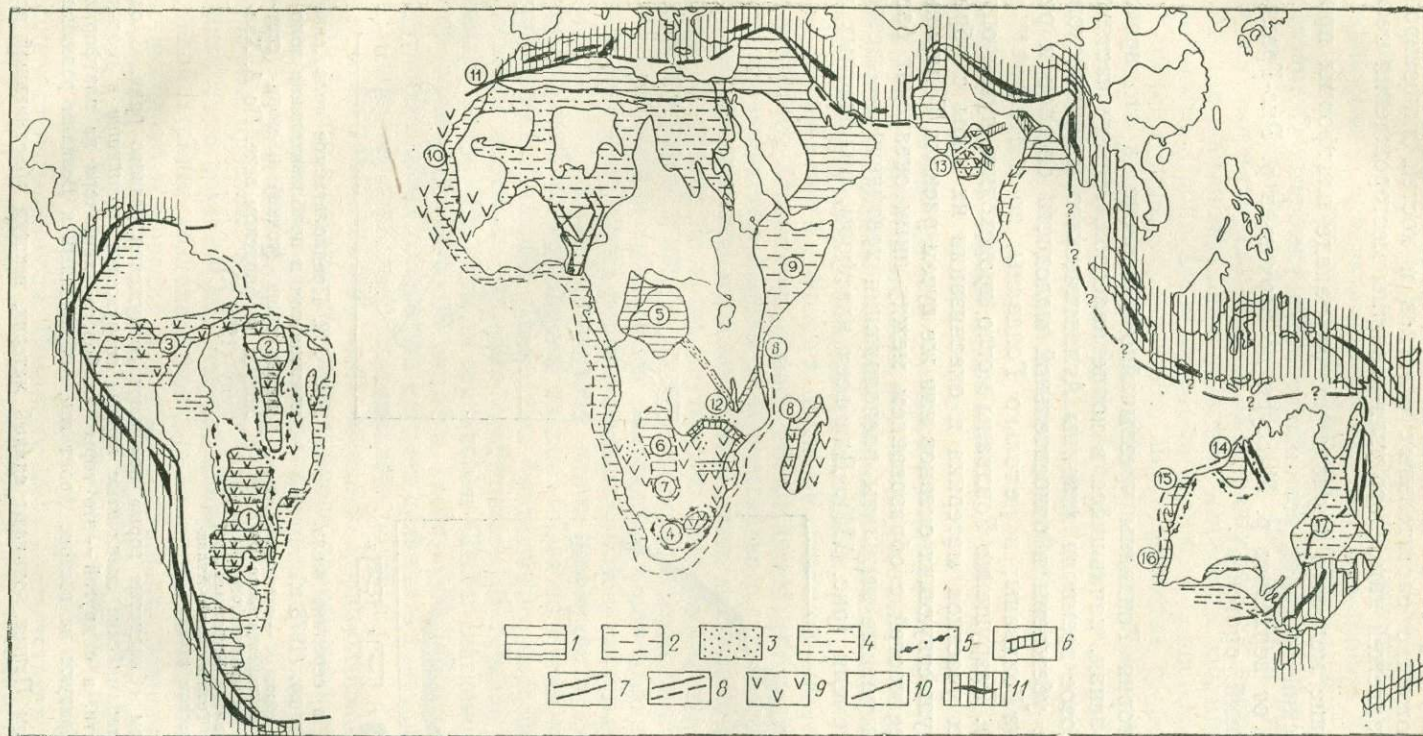


Рис. 133. Области осадконакопления и траппового магматизма на Гондване в мезозое (без Антарктической платформы)

1 — триасовые, юрские и меловые отложения; 2 — юрские и меловые отложения; 3 — преимущественно триасовые отложения; 4 — преимущественно меловые отложения; 5 — границы прогибания в синеклизах на предшествующем домезозойском этапе развития; 6 — авлакогены, развивавшиеся в позднем палеозое; 7 — рифты (грабены), развивавшиеся в позднем палеозое и мезозое или только в мезозое внутри континентов; 8 — зоны рифтов (грабенов), заложенные и развивавшиеся в мезозое по скрайнам континентов (периокеанические прогибы); 9 — области мезозойского траппового магматизма; 10 — границы Гондваны; 11 — складчатые структуры, обрамляющие Гондвану, и линии их простижения. Южноамериканская платформа: синеклизы (цифры в кружках): 1 — Парана, 2 — Мараньян, 3 — Амазонка; Африканская платформа: синеклизы; 4 — Кару, 5 — Конго, 6 — Окаванго, 7 — Калахари; прогибы: 8 — Мозамбикский, 9 — Трансэригрейский, 10 — Аюн-Тарфая, 11 — Сенегальский; 12 — рифтовая зона Замбези — Лимпопо; Индостанская платформа: 13 — Деканская синеклиза; Австралийская платформа: синеклизы и впадины: 14 — Каннынг, 15 — Карнарвон, 16 — Перт, 17 — Большого Артезианского бассейна

Гондвану, в мезозое характерно господство континентальных условий и процессов денудации. Основные структуры, площади осадконакопления и вулканизма показаны на рис. 133. Лишь краевые части этих платформ подвергались трансгрессиям моря, которое иногда проникало и в глубь территории.

**Южноамериканская платформа.** Почти вся эта платформа в течение мезозоя представляла собой приподнятую сушу. Осадки, почти исключительно континентальные, накапливались в ряде впадин. Начиная с позднего триаса море проникало временами со стороны Андийской геосинклинали в узкие краевые участки.

В триасе континентальные песчаные и глинистые отложения мощностью до 250 м формировались во впадинах Мараньян, Парана, а также во впадинах предгорьев Анд, где грубосбломочные породы и вулканы имеют мощность до 1700 м и более.

В юрском периоде в синеклизе Парана накапливались эоловые пески мощностью до 300 м. В конце юры проявился трапповый магматизм, охвативший и другие районы. В это же время началось заложение Приатлантической зоны грабенов, заполнявшихся красными и другими породами речного и озерного генезиса. В раннемеловую эпоху проявилась грандиозная магматическая деятельность. Огромные трещинные излияния — покровы базальтовой лавы заполняли синеклизу Парана, образовав толщу до 600—1800 м. Современная площадь, занятая платобазальтами, составляет более 1 млн. м<sup>2</sup>. Излияния происходили также в синеклизах Мараньян и Амазонской; в последней магматизм проявился в основном в интрузивной форме — силлы и дайки пронизали здесь палеозойские толщи. По периферии синеклизы Парана образовались кимберлитовые трубки.

В меловом периоде продолжалось начавшееся в конце юры развитие Приатлантической зоны грабенов. Возникали новые прогибы, что нередко сопровождалось излияниями базальтов. Грабены заполнялись солоноватоводными, лагунными и морскими терригенными, частью континентальными нижнемеловыми осадками мощностью до 4 км и карбонатными формациями верхнего мела. В позднем мелу по всему восточному краю платформы формировались морские толщи.

**Африканская платформа.** На севере Африки и большей части Аравийского полуострова в течение мезозоя формировались перикратонные прогибы. Опускания и трансгрессии со стороны океана Тетис чередовались с регрессиями. Накапливались морские терригенные и карбонатные (в позднем мелу местами фосфоритосные), лагунные (в триасе, юре и мелу местами с эвапоритами — соли, гипсы) и континентальные толщи. Мощность триасовых, юрских и меловых пород в отдельности достигает 1 км и более.

Южнее зоны перикратонных прогибов в триасе в различных впадинах накапливались континентальные отложения разного состава, окраски и генезиса. Разнообразные континентальные песчано-глинистые отложения триаса широко распространены в южной части Африканской платформы, где они заполняют синеклизу Кару, а также грабенообразные прогибы рек Замбези и Лимпопо, достигая сотен метров, 1 км и более по мощности. Эти породы входят в комплекс Кару, в верхней части которого появляются пласты базальтов — свидетельство начала мощной магматической деятельности.

Вдоль восточного края платформы, в Танзании, Кении накапливались толщи с эвапоритами, а на западе Мадагаскара континентальные

толщи триаса содержат пачки пород с морской фауной, свидетельствующие о развитии Мозамбикского прогиба — залива, отделявшего Мадагаскар от Африки. На востоке прогиб был ограничен сушей — гипотетической континентальной глыбой Лемурии, существовавшей, по данным бурения, до конца мела. Лемурия располагалась от Мадагаскара через район Сейшельских островов и соединялась с Индостанской платформой.

На юге Африки в ранней юре проявилась сильная магматическая деятельность — трещинные извержения базальтовых лав и внедрение долеритов в виде силлов и даек. Особенно интенсивно магматизм проявился во впадинах Кару и Калахари, в системе грабен (рифтовой зоне) рек Замбези и Лимпопо, вдоль западного края Мозамбикского прогиба, в других районах Африки южнее экватора. Извержения привели к формированию на площади около 2 млн. км<sup>2</sup> вулканической толщи мощностью до 1400 м и более.

В юрском периоде происходили опускания восточной окраины Африканской платформы. Здесь образовался более или менее обособленный с востока Трансэритрейский прогиб, на юге смыкавшийся с Мозамбикским прогибом. Море проникало по нему в глубь материка. В Эфиопии отложились сначала песчано-глинистые, а затем карбонатные осадки до нескольких сотен метров. В области Африканского Рога земная кора подверглась дроблению на блоки, в местах наибольшего прогибания накопились толщи до 8 км. Продолжал развиваться Мозамбикский прогиб. Морское и прибрежно-морское осадконакопление широко распространилось в восточной береговой зоне Африки.

Опускания происходили и на западной окраинной зоне Африки — в северной ее части с ранней юры (морские отложения впадин Аюн — Тарфая и Сенегальской), а южнее — в Гане — с конца юры.

В северной половине материка формировались континентальные толщи нубийских песчаников и их аналогов. Южнее, в синеклизе Конго накапливались юрские озерно-болотные осадки до 450 м с лагунно-морскими прослоями в верхней части разрыва.

Меловой период. В первой половине раннего мела происходило отступление моря, накопление континентальных осадков как по краям платформы, так и во внутренних областях.

В Северной Африке на обширных площадях продолжалось формирование нубийских песчаников и их аналогов. В южной части платформы континентальные породы мела известны в синеклизах Конго, Окаванго, Калахари, в грабенах юго-восточной рифтовой зоны.

На западной береговой и частично на подводной окраине Африки в раннем мелу формировалась система грабен, аналогичная Приатлантической зоне грабен Южной Америки, с накоплением сначала континентальных, а затем лагунных (соленосный апт) и морских пород; общая мощность мела достигает 2—4 км и более. Вероятно, эти отложения на противостоящих краях материков накопились в единой рифтовой долине в начале раздвига континентов Южной Америки и Африки (рис. 134). Образование зоны грабен сопровождалось излиянием основных лав в поздней юре — раннем мелу (Ангола, Намибия).

С альба началась крупная трансгрессия. Море проникало во впадину Конго и вдоль рифтовых долин рек Бенуэ и Нигер зашло в глубь материка. Трансгрессия продолжалась в позднем мелу. Море,

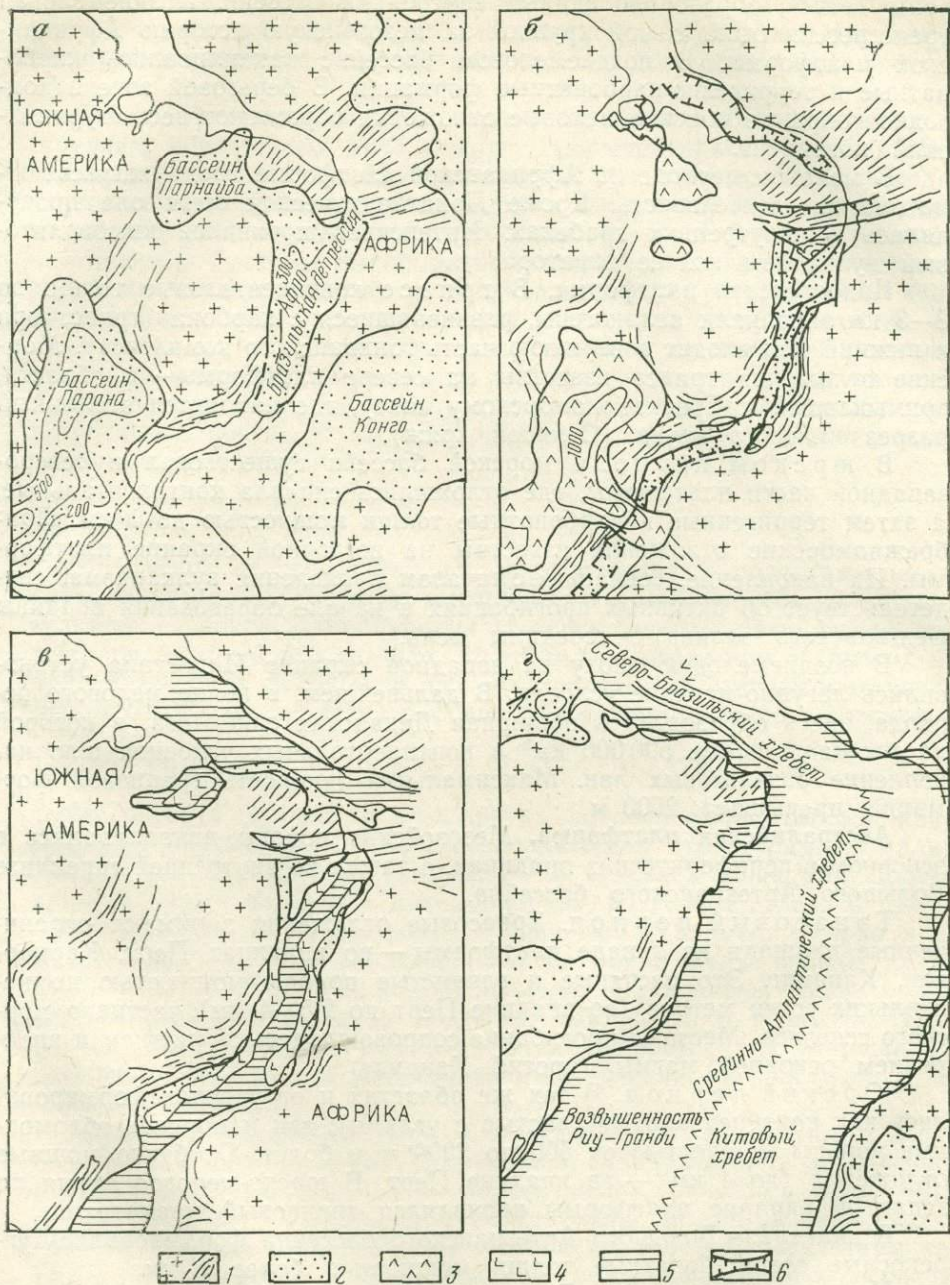


Рис. 134. Разделение Южноамериканской и Африканской платформ. По К. Кампушу и др. (1978 г.), с упрощением

Схема распределения осадков: а — верхнего триаса — средней юры, б — верхней юры — неокома, в — апта и альба, г — верхнего мела. 1 — докембрийские комплексы в основании платформы Гондвана; 2 — континентальные терригенные отложения; 3 — базальты траповой формации; 4 — соленосные отложения; 5 — морские терригенные и карбонатные отложения; 6 — рифты

наступая с юга, со стороны Гвинейского залива, и с севера, со стороны Тетиса, образовало единый внутренний бассейн. Поздне меловая трансгрессия была самой крупной за мезозойскую историю Африканской платформы. В поздне меловом бассейне накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные формации. В береговой зоне и подводной окраине морские меловые отложения обрамляют весь Африканский континент.

В меловом периоде на Африканской платформе продолжалась магматическая деятельность. Кроме Приатлантической зоны она проявлялась во внутренних грабенах. Интенсивно проявился кимберлитовый вулканизм южнее экватора.

**Индостанская платформа.** В триасе континентальные толщи до 2—3 км заполняли авлакогены, развивавшиеся с карбона (триас, юра и нижний мел входят в верхнюю часть гондванского комплекса). Морские отложения триаса известны на севере платформы — в области, примыкавшей к Средиземноморскому поясу, где находится эталонный разрез индского яруса (Соляной кряж).

В юрском периоде морской бассейн существовал в северо-западной части платформы, где отложились сначала континентальные, а затем терригенные и карбонатные толщи мощностью до 1 км. Прибрежно-морские отложения известны на восточной окраине платформы. Их накопление, совпавшее с началом проявления вулканизма, свидетельствует об активных прогибаниях и начале образования впадины Бенгальского залива с середины мела.

В поздне меловую эпоху на западной окраине Индостана установились лагунно-морские условия. В дальнейшем, в конце мелового периода, здесь образовалась обширная Деканская синеклиза, в которой на площади свыше 500 000 км<sup>2</sup> в континентальных условиях шло накопление базальтовых лав. Максимальная мощность трапповой формации превышает 2000 м.

**Австралийская платформа.** Мезозойские породы накапливались в основном в периферических впадинах, а также во внутренней синеклизе Большого Артезианского бассейна.

**Триасовый период.** Триасовые отложения занимают ограниченные площади на западе платформы — во впадинах Перт, Карнарвон, Каннинг. Это песчаные и глинистые породы мощностью до нескольких сотен метров (во впадине Перт до 2,5—4 км) частично морского генезиса. Местами прогибание сопровождалось излиянием и внедрением основной магмы (прогиб Каннинг).

**Юрский период.** В тех же областях и структурах формировались как континентальные (частью с углями), так и морские обломочные породы мощностью от 500 до 2000 м и более. Особенно мощные отложения (до 4 км) — во впадине Перт. В юрско-меловое время по западной окраине платформы проявлялся трапповый магматизм.

В синеклизе Большого Артезианского бассейна формировались угленосные озерно-болотные толщи мощностью более 1 км.

**Меловой период.** В раннем мелу обстановка напоминала позднеюрскую, но в апте и альбе море впервые в мезозое охватило большую территорию платформы, в том числе внутренние районы, отлагая песчано-глинистые осадки небольшой мощности. В поздне мелу в синеклизе Большого Артезианского бассейна в условиях низменной равнины формировались речные и озерно-болотные толщи (сотни метров). Во впадинах запада, северо-запада платформы, включая шельф,

формировались карбонатные и глинистые породы мощностью от нескольких сотен метров до 3 км. Мощные толщи накапливались на южной подводной окраине, что, по-видимому, свидетельствует о формировании рифта между Австралийской и Антарктической платформами.

Итак, в мезозое всюду по периферии гондванских материалов на сторонах, обращенных друг к другу, формировались грабены, заполнявшиеся мощными толщами отложений. От этих грабенов отходили ответвления в глубь континентов. Образование грабенов сопровождалось магматической деятельностью, проявившейся и на больших площадях континентов. Грабены имеют разный возраст в различных участках и, вероятно, свидетельствуют о последовательном разрезании континентальных глыб. О том же говорит увеличение распространения морских пород на окраинах южных континентов от периода к периоду: в одних местах они появились в перми, в других в триасе — юре, наконец, в третьих в юре — мелу или только в мелу. Меловые породы встречаются почти всюду на прибрежных участках или подводных окраинах всех континентов.

## ОКЕАНЫ

Геологическое строение, история возникновения и развития океанов изучены несравненно слабее материков. В последние 15—20 лет в результате глубоководного бурения получен богатый фактический материал по геологии дна океанов. В пределах собственно океанских впадин установлены породы не древнее юрских. Поэтому история океанов может быть восстановлена в самих общих чертах лишь с мезозоя.

### ТИХИЙ ОКЕАН

Тихий океан в отличие от всех других окружен молодыми мезо-кайнозойскими геосинклинальными складчатыми структурами. Наличие складчатого обрамления, сложеного в основном породами морского происхождения начиная с докембрийских, позволяет судить о том, что океанский бассейн существовал с древнейших времен. Однако в пределах Тихоокеанской впадины пока не обнаружены породы древнее позднеюрских. Верхнеюрские отложения установлены лишь в Северо-Западной котловине (у поднятия Шатского) и в центре Тихого океана (на поднятии Магеллана к северо-востоку от Маршалловых островов). Меловые и кайнозойские отложения распространены значительно шире.

Повсюду осадочные породы подстилаются базальтами, возраст которых не древнее юры. Установлена закономерность их распределения по возрасту: юрские базальты распространены в северо-западной части Тихого океана, по мере движения на восток базальты становятся моложе (рис. 135). Не исключено, что под базальтами залегают более древние вулканические и метаморфизованные осадочные и изверженные породы. Это в ряде случаев подтверждено геофизическими данными.

В пределах впадины океана в мезозое существовали поднятия и обширные котловины. Установлено, что многие гайоты\*, ныне погру-

\* Гайотами называют плосковершинные подводные вулканические горы, встречающиеся одиночно или группами.

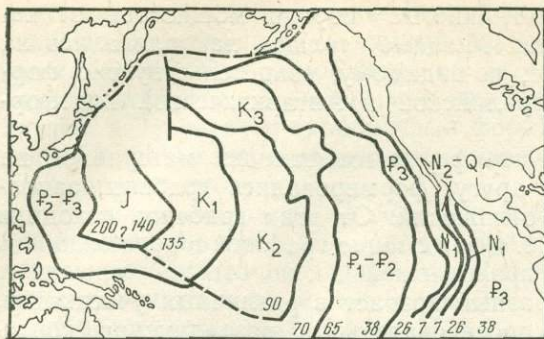


Рис. 135. Геологический возраст базальтов дна Тихого океана (модель геологического строения северной и центральной части Тихого океана согласно гипотезе спрединга). По Л. И. Красному (1978 г.)

женные на большую глубину, в меловом периоде достигали уровня моря и, возвышаясь над ним, обрамлялись коралловыми рифами. Особое место в современной структуре дна Тихого океана занимает Восточно-Тихоокеанский хребет, входящий в состав системы срединно-океанских хребтов. По мнению мобилистов, он является зоной формирования океанской коры. Это в основном кайнозойское сооружение, но не исключено, что частично оно возникло еще в позднем мелу. Другие подводные хребты частично также имеют позднемеловой возраст. Так, в позднем мелу начал, по-видимому, формироваться Императорский хребет. Поднятия Шатского и Хесса возникли раньше, в поздней юре — раннем мелу. Важно отметить, что их образование совпадает со временем горообразования на континентах.

Тектонические движения в мезозое в Тихом океане сопровождались деструкцией коры, образованием разломов и мощнейшими излияниями базальтовых лав, образовавшими колоссальные покровы. С особой силой они начались с юрского времени.

## АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Океанская впадина граничит непосредственно с молодыми и древними платформами, причем граница всюду резкая и проходит по разломам в основании континентального склона. Такие окраины океанов принято называть пассивными. Характер окраин, строение дна, отсутствие продолжения континентальных структур в его ложе свидетельствуют о молодости Атлантического океана.

Наиболее древними породами впадины Атлантического океана являются нижнеюрские в западной части Северной Атлантики — континентальные, лагунные и морские толщи, залегающие на современной подводной окраине Северной Америки. Среднеюрские базальты и осадочные породы обнаружены в 480 км восточнее Флориды. В Северо-Атлантической котловине вскрыты породы позднеюрского возраста; того же возраста морские отложения известны на о-вах Зеленого мыса, у Канарских островов и др.

В Южной Атлантике разрезы морских толщ начинаются с нижнемеловых пород. Последние распространены по периферии океана в зонах краевых грабенов Южной Америки и Африки, причем как на севере, так и на юге морские породы зачастую начинаются с эвапоритов, а в основании разрезов залегают базальты. Возможно, раздвиг начался образованием узкой рифтовой зоны (эмбриона Атлантики), сопровождался извержением лав и накоплением солей и других осадков в узком лагунном бассейне. После раздвиг эти осадки оказались на

противоположных краях океана. Процесс заложения рифтовой зоны начался раньше в Северной Атлантике (конец триаса — начало юры), а в Центральной и Южной — с конца юры — начала мела. Морской бассейн начал развиваться с ранней юры в Северной Атлантике и с апта и альба — в Южной.

С представлением о последовательном раздвиге и разрастании океана согласуется закономерность распределения пород: к Срединно-Атлантическому хребту отложения, залегающие на базальтовом основании, становятся моложе, как и сами базальты.

Однако не все аспекты проблемы образования Атлантического океана согласуются с гипотезой разрастания его дна в мезозое. Так, по данным А. В. Пейве, Срединно-Атлантический хребет представляет собой сложное складчато-глыбовое сооружение кайнозойского возраста, начавшее формироваться, вероятно, в мелу, а в его строении участвуют метаморфические породы разного возраста, в том числе мезозойского и докембрийского. Из этого видно, что в мезозойской истории Атлантики существуют нерешенные проблемы.

## ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Впадина Индийского океана на большей части имеет пассивные окраины. Решающие события в истории этого океана начались в конце триаса — начале юры. Опускания в области Мозамбикского прогиба, по-видимому, вместе с раздвигом континентальных фрагментов непосредственно восточнее окраины Африки сочетались с проявлением мощного магматизма. Эти события привели, видимо, к созданию наиболее древнего участка океанской коры в Индийском океане. На восточной окраине Африки мощные толщи базальтов опускаются в сторону океана и, очевидно, базальты того же возраста, что и юрские тралпы, на Африканском континенте, слагают дно и подстилают осадочные породы крайней западной части океана. В пределах океанской впадины глубоководным бурением вскрыт фундамент и отложения юры к северо-западу от Австралии; меловые отложения и подстилающие меловые базальты выявлены во многих местах.

В распределении отложений в Индийском океане наблюдается та же картина, что и в Атлантическом — по мере удаления от Срединно-Индокоеанских хребтов появляются все более древние слои: от юрских и нижнемеловых в основании осадочного чехла до кайнозойских. Во многих районах видна смена осадков, указывающая на углубление океанских впадин в меловом периоде и в последующее время.

Срединно-Индокоеанские хребты соединяются со Срединно-Атлантическим хребтом и с Восточно-Тихоокеанским поднятием, образуя единую планетарную систему. Вероятно они начали возникать в конце мела. В меловое время сформировалось и Восточно-Индокоеанское протяженное поднятие за счет движений по зоне разломов и наращивания узких приподнятых глыб в ней продуктами вулканизма. В меловом периоде оно достигало уровня моря и на нем накапливались мелководные отложения, но в кайнозое произошло опускание.

Таким образом, мезозой в области Индийского океана был временем мощных излияний базальтовых лав, временем обширных опусканий и расширения океанской впадины, обособления микроконтинентов — вероятных обломков Гондваны, а конец эры — временем зарождения и развития ныне существующих срединноокеанских хребтов.

## СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

В отличие от других океанов, дно Северного Ледовитого океана составляет субокеанская кора (безграничная кора с мощным осадочным чехлом). По существу, в Арктическом бассейне нет типичной океанской коры, за исключением хр. Гаккеля, который аналогичен Срединно-Атлантическому хребту и соединен с ним. Другие структуры Северного Ледовитого океана (поднятие Ломоносова, поднятие Менделеева) имеют иную природу, кора у них субконтинентальная.

Окружение океана состоит из различных по возрасту палеозойских и мезозойских складчатых геосинклинальных структур, а также древних платформ. Структуры с континентальной корой выступают над уровнем воды в виде островов и архипелагов. Следует отметить, что среди них нет вулканических островов, характерных для других океанов, и все они расположены в зоне шельфа.

По мнению Ю. М. Пущаровского, образование океанских впадин Северного Ледовитого океана связано с деструкцией коры. По истории развития палео-Арктика делится на две части — Восточную (Амеразийскую) и Западную (Евразийскую), границей между которыми является поднятие Ломоносова. В восточной части океана растяжения начались ранее — в поздней юре. В конце юры — раннем мелу образовалась Канадская впадина, в позднем мелу — впадины Макарова и Толля. Западная половина океана по своей истории теснее связана с Северной Атлантикой. Как и в последней, раздвиг континентальной коры произошел в кайнозое, когда образовались впадины Нансена и Амундсена и разделяющий их хр. Гаккеля.

Процесс формирования океана сопровождался мощными излияниями базальтовых лав. Из Арктического океана в юре и мелу море трансгрессировало на смежные материковые структуры — Восточно-Европейскую, Сибирскую и другие платформы, покрывая большие их площади.

Мезозойская эра для всех океанов была временем важнейших событий: крупнейшие опускания, проявление гигантского вулканизма и излияние базальтовых лав. Трапповый магматизм проявлялся на континентах — платформах, причем в масштабах, которых не знала до того их история. В океанах излияния лав превосходили в 10—15 и, вероятно, более раз проявления вулканизма на материках. Процессы вулканизма на платформах и в океанах были взаимосвязаны, так как покровы континентальных лав спускаются в океаны и смыкаются с океанскими покровами. Очевидно в мезозое, точнее с конца триаса. Земля пережила особый этап развития, который иногда называют талассогенным (океанорождающим).

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### ХАРАКТЕР ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Мезозойская эра богата тектоническими событиями. В раннетриасовую эпоху завершились герцинские горообразовательные движения в пределах Урало-Монгольского, Атлантического и Тихоокеанского поясов. Глыбовые движения происходили и на древних платформах, где они сопровождалась излияниями базальтовых лав по зонам глубинных

разломов (трапповый магматизм). На платформах материка Гондваны максимум проявления траппового магматизма падает на конец триаса — начало юры. Среднетриасовая эпоха — время наибольшего поднятия материков и сокращения площади морского осадконакопления.

В конце триаса началось интенсивное складкообразование в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах; возникли раннемезозойские структуры Тибета, Индокитая, Малайи, Индонезии и др. Складко- и горообразовательные движения сопровождались интенсивным магматизмом. Внутри Средиземноморского пояса закладывается множество так называемых «ранних» геосинклинальных прогибов.

Ранняя и среднеюрская эпохи характеризовались относительно устойчивым режимом тектонических движений. Только в отдельных районах Средиземноморского пояса на рубеже средней и поздней юры происходили складкообразовательные движения в связи с ростом геосинклинальных поднятий. Орогенез достиг большой силы в позднеюрскую и раннемеловую эпохи, особенно в Тихоокеанском поясе, где возникли складчатые структуры Верхояно-Чукотской области, Кордильер Северной Америки. Поднятиями был охвачен ряд областей Средиземноморского пояса. Процессы формирования горных складчатых сооружений сопровождались активным гранитным магматизмом. С горообразовательными движениями на молодых платформах связано образование грабенов, межгорных впадин, проявление наземного вулканизма.

Важную роль среди событий мезозоя играл процесс распада южного материка Гондваны и формирование на месте континентов океанских впадин с особым типом строения земной коры. Столь существенные преобразования в строении коры и в пространственном перераспределении материковых глыб и океанских впадин сильно повлияли на палеогеографическую обстановку мезозоя.

В конце мезозоя, на рубеже мела и палеогена имела место еще одна крупная эпоха горообразовательных движений, приведшая к отмиранию геосинклинального режима в области Скалистых гор Северной Америки, в Сихоте-Алине, в Корякском нагорье и к крупным регрессиям на платформах и в геосинклинальных поясах.

## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Орогенические движения и общее поднятие континентов на заключительном этапе герцинского тектонического цикла обусловили широкое распространение континентальных обломочных красноцветных отложений в раннетриасовую эпоху. Последующие максимумы развития континентального обломочного красноцветного осадконакопления соответствуют позднему триасу и раннему мелу — эпохам активизации тектонических движений в геосинклинальных поясах и на платформах в зонах аридного климата. С позднего триаса появились и начали приобретать все большее значение континентальные угленосные отложения, а также продукты наземного влажного умеренного и тропического климата (рис. 136). Для мезозоя не характерны ледниковые образования.

Накопление карбонатных осадков, наблюдавшиеся на огромных площадях в раннепермскую эпоху, к раннему триасу сокращается до минимума, ограничиваясь геосинклинальными прогибами. Начиная с позднего триаса, роль карбонатных осадков постепенно возрастает и достигает максимума в позднем мелу. Помимо тонкослоистых пелито-

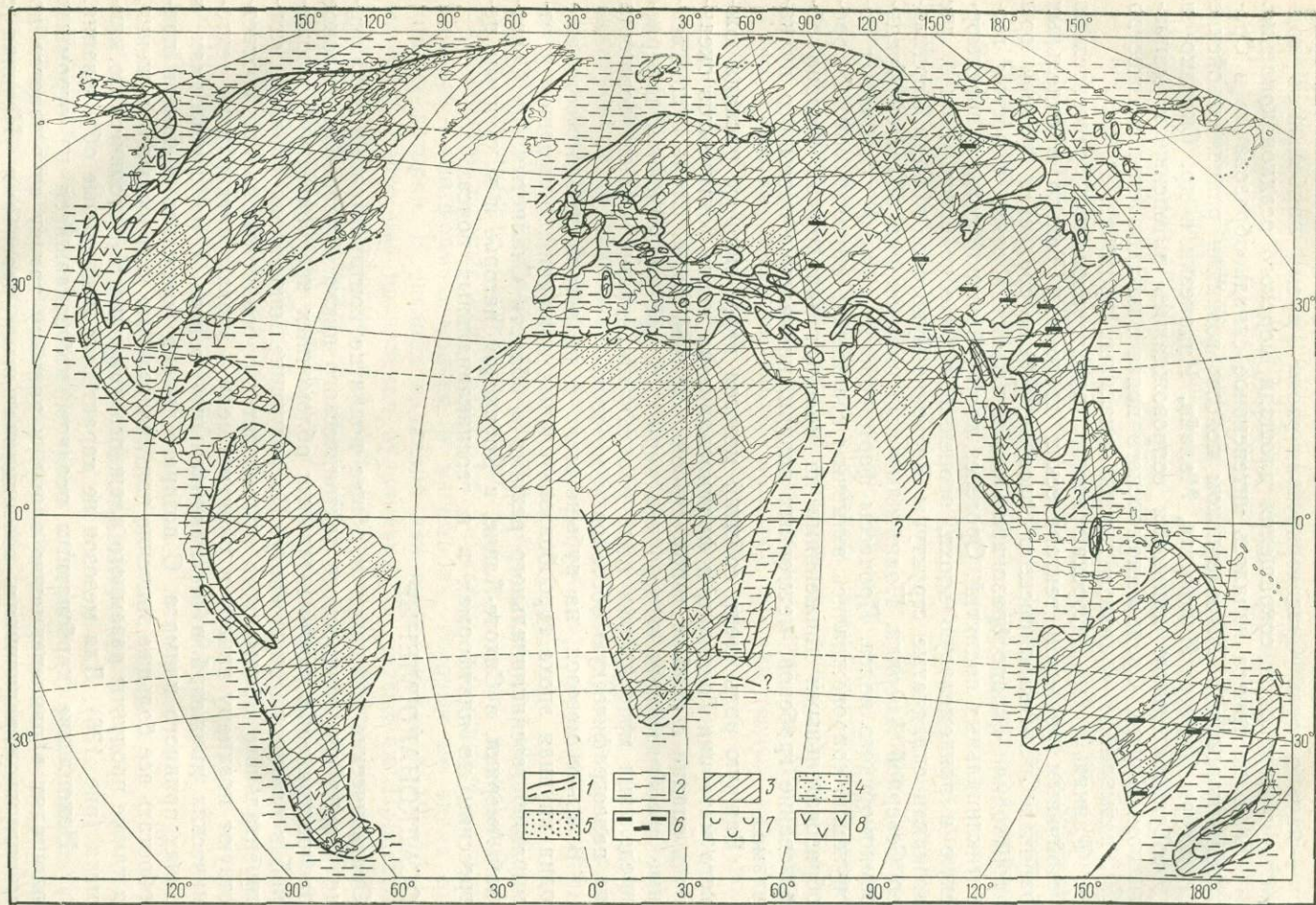


Рис. 136. Палеогеография позднего триаса. По В. А. Густомесову и В. М. Цейслеру (1974 г.), с изменениями

1 — границы моря и суши (сплошная линия — на континентах, прерывистая — в современных морях); 2 — море; 3 — суша; 4 — области чередования морских и континентальных условий; 5 — области континентального осадкоотложения; 6 — области угленосности; 7 — области соленакопления; 8 — области проявления вулканизма

мофных известняков, для мезозоя очень характерны органогенные разности, образующие нередко крупные рифовые массивы. В позднем мелу получил широкое распространение песчаный мел, образование которого было связано с расцветом микроскопических золотистых водорослей — кокколитофорид, а также фораминифер — глобигеринид в теплых водах океана Тетис.

Среди карбонатных и терригенных накоплений в мезозойских геосинклинальных прогибах широкое распространение получили флишевые формации, отличающиеся большими мощностями и особым типом тонкого ритмичного чередования пород различной зернистости.

Объем вулканогенного накопления в мезозойскую эру не оставался постоянным. Наибольшее развитие магматические породы получили в триасе — юре (?) (рис. 137) и в позднем мелу за счет траппов на платформах и базальтов в океанах (рис. 138).

## КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

По широкому развитию зон аридного климата начало мезозоя (триасовый период) напоминало конец палеозоя (пермский период), свидетельством чего являются осадки пустынь и солеродных лагун в составе отложений нижнего и среднего триаса. В позднем триасе климат увлажнился, расширился ареал распространения кор химического выветривания. Для ранней и среднеюрской эпохи характерно господство теплого влажного климата. Широко распространены угленосные отложения, увеличивалась мощность кор химического выветривания, что свидетельствует о слабой климатической дифференциации. Изучение родового и видового состава флоры позволили в Евразии выделить две зоны: умеренно влажную (Сибирскую) и тропическую влажную (Индо-Европейскую). Влажная тропическая зона протягивалась далеко на юг, захватывая Австралию и Южную Африку. Зоны холодного климата отсутствовали.

В позднеюрскую эпоху происходила аридизация климата, наиболее отчетливо на юге Европы, в Северной Африке, в Средней и Центральной Азии, КНР. Здесь возникли солеродные лагуны, накапливались эоловые и пролювиальные пустынные отложения. К северу и югу от полосы аридного климата сохранились зоны влажного климата.

В раннемеловую эпоху зона северного аридного климата установилась в границах, близких к современным, а в Южном полушарии она занимала Южную Америку. Степень засушливости климата по отношению к позднеюрской эпохе возросла. Умеренно влажная зона охватывала все Северное полушарие до самых северных островов Ледовитого океана. Большие пространства занимала умеренно влажная зона в Южном полушарии. В позднемеловую эпоху в связи с расширением площади морских бассейнов происходило некоторое увлажнение климата, однако установившаяся климатическая зональность в целом со-

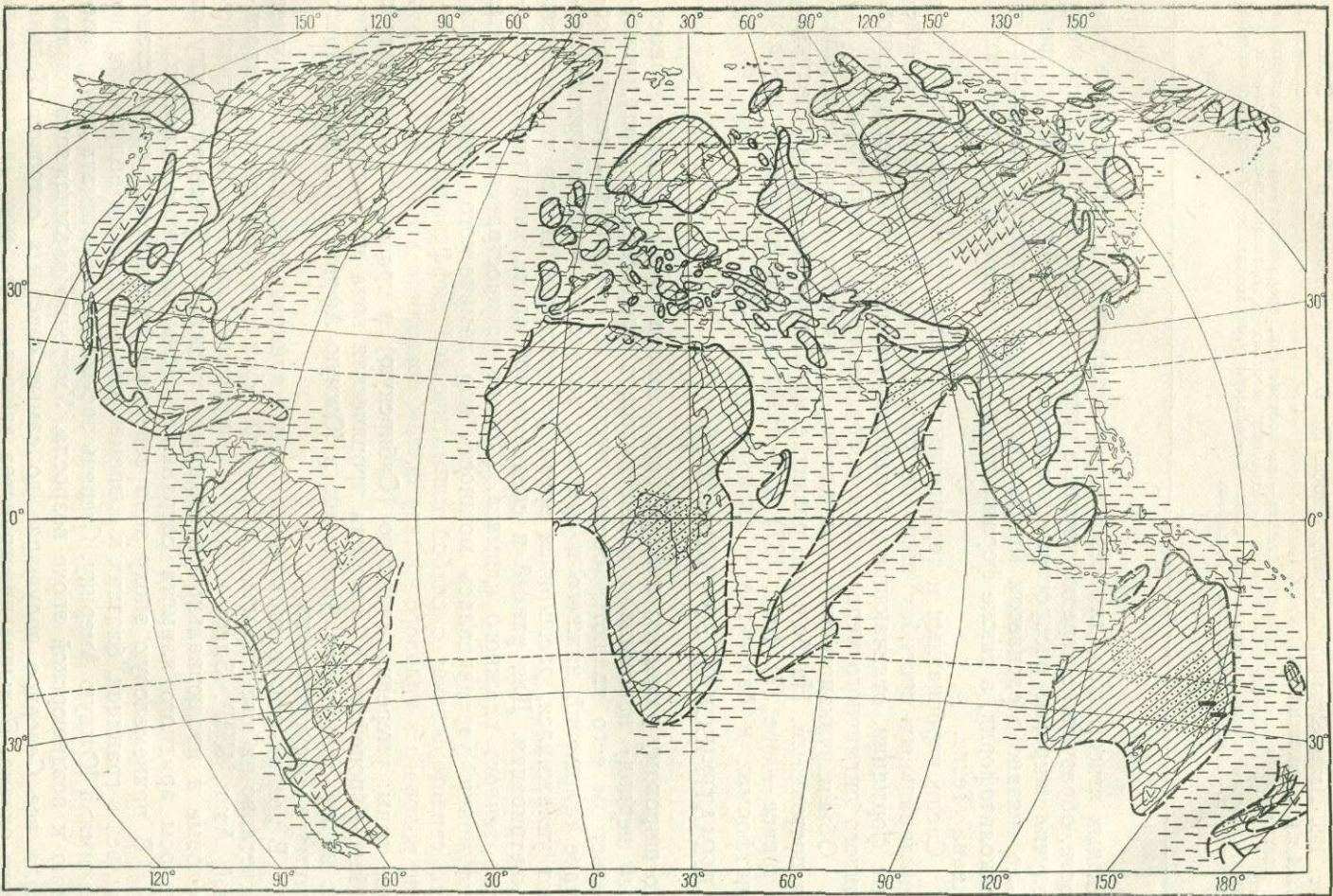


Рис. 137. Палеогеография поздней юры. По В. А. Густомесову и В. М. Цейслеру  
 (1974 г.), с изменениями  
 условные обозначения см. рис. 136

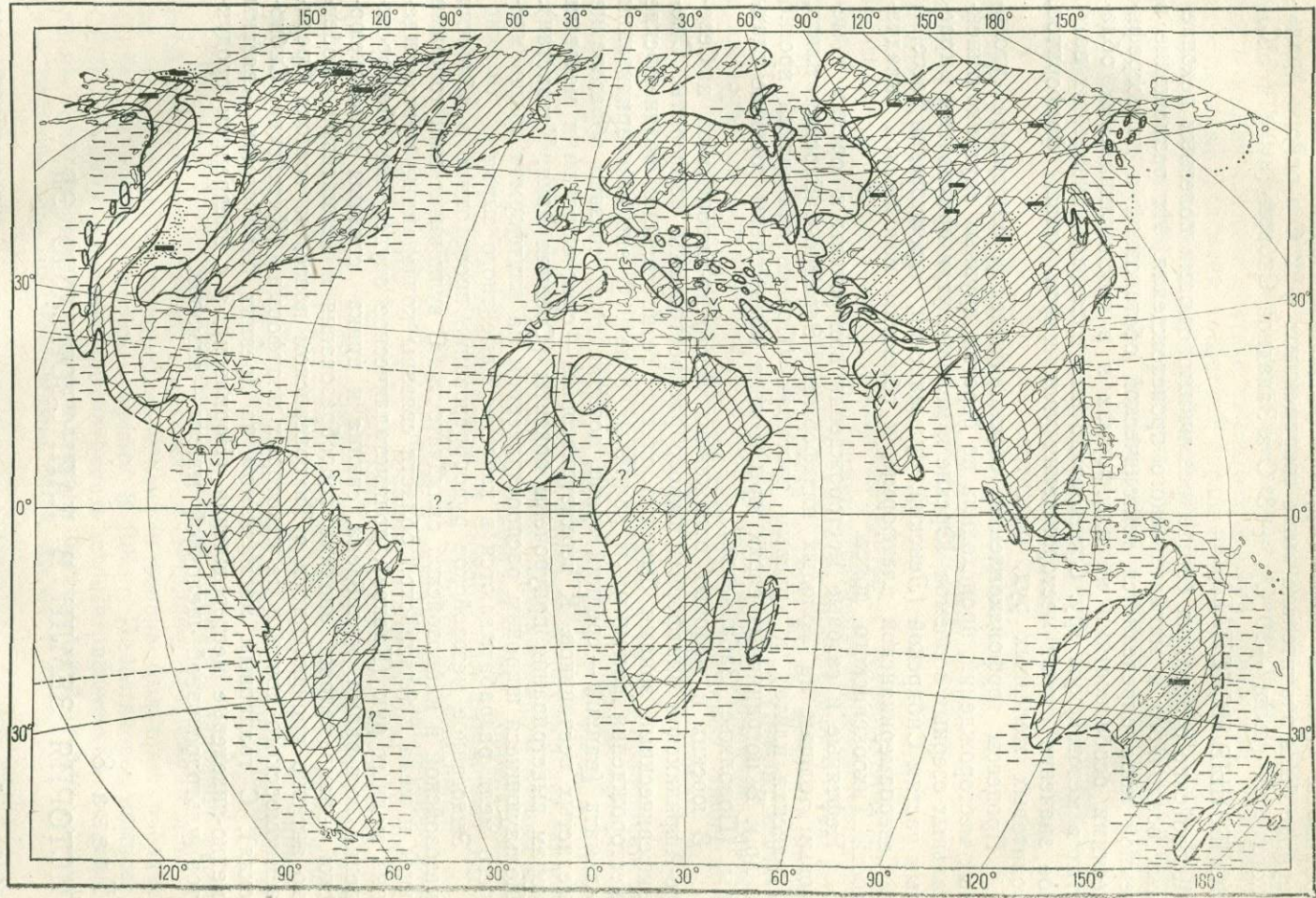


Рис. 138. Палеогеография позднего мезо. По В. А. Густомесову и В. М. Цейслеру (1974 г.), с изменениями  
Условные обозначения см. рис. 136

хранилась. Средние температуры в умеренных широтах в меловом периоде были значительно выше современных:  $+22^{\circ}\text{C}$  в районе Аральского моря (ныне  $+10^{\circ}\text{C}$ ),  $+13^{\circ}\text{C}$  в Западной Сибири (ныне  $+4^{\circ}\text{C}$ ).

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Мезозойские отложения богаты различными типами полезных ископаемых осадочного и магматического происхождения. Их размещение в земной коре определяется тектонической обстановкой и палеографическими особенностями на платформах и в геосинклинальных областях в мезозойскую эру. Среди осадочных полезных ископаемых важное значение имеют месторождения угля, нефти, газа, фосфоритов, оолитовых железных руд, бокситов.

Процессы торфонакопления, обусловившие формирование угольных месторождений, происходили по берегам крупных внутриконтинентальных озерных водоемов. Юрские и меловые угли приурочены к крайним частям Сибирской (Ленский, Чульманский, Черемховский бассейн) и Североамериканской платформы, к областям мезозойской складчатости Тихоокеанского пояса.

Нефтяные и газовые месторождения приурочены к юрским и меловым толщам на молодых платформах (Западно-Сибирская плита, Туранская плита), к крайним прогибам (Предкордильерский прогиб и др.). В пограничных слоях юры и мела обнаружены горючие сланцы (Поволжье, Забайкалье).

В юрских и меловых отложениях Восточно-Европейской и Северо-Африканской платформы широко распространены фосфориты. Спериферическими зонами бывшего океана Тетис связаны позднеюрские месторождения каменных и калийных солей. С эпохами аридизации климата (ранний — средний триас, поздняя юра) связано образование медистых песчаников. К верхнетриасовым — среднеюрским и меловым корам выветривания приурочены бокситы (Средняя Азия, Казахстан). Пользующиеся широким распространением на платформах толщи пясчого мела разрабатываются в качестве цементного сырья.

Эндогенное мезозойское рудообразование происходило в областях мезозойской и кайнозойской складчатости. С вулканическими толщами юры и мела в Альпийской области связаны колчеданные месторождения медных руд (Кавказ), полиметаллическое оруденение. Месторождения вольфрама, молибдена, свинца и цинка связаны с позднеюрской — раннемеловой эпохами горообразования и магматизма, особенно активно проявившегося в Тихоокеанском поясе, на востоке Средиземноморского пояса и на некоторых платформах (Китайская, Сибирская). С трапповым магматизмом на древних платформах связаны медно-никелевые месторождения (Норильск), а с внедрением продуктов ультраосновной щелочной магмы — алмазов.

## Глава 8

### ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ В КАЙНОЗОЙСКУЮ ЭРУ

Кайнозойскую эру подразделяют на три периода: палеогеновый, неогеновый и четвертичный. В ряде стран продолжают применять старое деление на два периода (третичный и четвертичный), которое было принято в 1881 г. на 2-й сессии Международного геологического кон-

гресса в Болонье, где одновременно было утверждено деление третичной системы на два отдела — палеогеновый и неогеновый. Еще в конце XIX в. некоторые геологи высказали мнение о том, что палеоген и неоген следует считать самостоятельными периодами, учитывая значительные различия в составе органического мира, физико-географической обстановке и геологической истории. Хотя по этому поводу решение Геологического конгресса не принято, в СССР и многих странах кайнозойскую эру делят на три периода общей продолжительностью 65 млн. лет.

Четвертичный период имеет присущие лишь ему отличительные особенности, поэтому его история рассмотрена отдельно.

## ПАЛЕОГЕНОВЫЙ И НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОДЫ

### СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Названия «палеогеновая и неогеновая системы» утверждены МСК СССР в 1959 г., с этого времени термин «третичная система» у нас не употребляется. Название «третичная система» предложено Ч. Ляйелем в 1833 г.; он расчленил систему на три отдела: эоцен, миоцен и плиоцен. Позже были выделены еще два отдела: олигоцен (Бейрих, 1854 г.) и палеоцен (Шимпер, 1874 г.). В 1852 г. австрийский геолог М. Гёрнес предложил термин «неоген» для верхней части третичных пород, а в 1866 г. немецкий геолог К. Науман назвал палеогеном породы, залегающие между мелом и неогеном.

Деление палеогена на три отдела, а неогена на два общеприняты, но сложнее с ярусным делением обеих систем, отложения которых в Европе, где создавались ярусные шкалы палеогена и неогена, отличаются большим разнообразием фаций. Поэтому до сих пор нет единой ярусной шкалы палеогена и неогена. Если для палеогена в разных вариантах используют шкалу, разработанную на основе корреляции отложений Парижского, Бельгийского и Лондонского бассейнов, то для неогена только в Европе существуют три самостоятельные шкалы: одна для Средиземноморской провинции и две для внутриконтинентальной Европы (для Центрального и Восточного Паратетиса)\*. Западно-европейская ярусная шкала палеогена, считающаяся эталонной, составлена путем корреляции региональных стратиграфических подразделений указанных трех бассейнов Европы и не является единой. До сих пор нет единого мнения о числе и названиях ярусов и границах между ними. В табл. 13 нами приведен наиболее приемлемый вариант.

В СССР долго использовались разные варианты западноевропейской шкалы, что нередко приводило к путанице. Поэтому в 1963 г. за эталон ярусного деления палеоцена и эоцена был принят бахчисарайский разрез в Западном Крыму. В 1982 г. Палеогеновая комиссия СССР приняла решение рассматривать стратиграфические подразделения этого разреза, как подразделения региональной шкалы. Однако это решение еще не утверждено МСК СССР.

\* Паратетисом называют крупный морской бассейн, возникший на северной окраине Тетиса в конце палеогена и существовавший в неогене. Паратетис имел сложную историю развития: он то соединялся с Тетисом, то превращался в замкнутый бассейн.

Таблица 13

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)		Изотопный возраст (млн. лет)	
		Советский Союз	Западная Европа	Начало эпохи	Длительность
Палеоген (палеогеновая)	Олигоцен (олигоценовая)	Общепринятого деления нет	Хаттский Рюпельский	35,5	12,5
	Эоцен (эоценовая)	Альминский Бодракский Симферопольский Бахчисарайский	Приабонский Бартонский Лютецкий Ипрский		
	Палеоцен (палеоценовая)	Качинский Инкерманский Датский	Тенетский Монсский Датский	65	11

Две из существующих в Европе ярусных шкал неогена приведены в табл. 14, ярусы этих шкал коррелируются весьма условно. В СССР используют схему ярусного деления неогена Восточного Паратетиса, которая разработана для территории СССР. При ярусном расчленении неогена встречается больше трудностей и неясностей, чем при расчленении палеогена. По-разному проводят границу между миоценом и плиоценом (многие помещают понтический ярус в миоцен) и верхнюю границу неогена (относят апшеронский ярус к четвертичной системе).

Ценные результаты получены в процессе глубоководного бурения, осуществляемого с 1968 г. на специальном судне «Гломар Челленджер». Эти работы, проводящиеся по настоящее время, впервые в истории стратиграфии позволили перейти к подлинно глобальной корреляции кайнозойских отложений океанов и материков, а также установить для морских осадков несколько детально разработанных и хорошо увязанных между собой зональных биостратиграфических шкал по планктону (планктонные фораминиферы, известковый нанопланктон, радиолярии, диатомеи). Выделенные по первым двум группам планктона зоны прослежены на колоссальных расстояниях и хорошо увязаны

Таблица 14

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)		Изотопный возраст (млн. лет)	
		Советский Союз	Средиземноморье	Начало эпохи	Длительность
Неоген (неогеновый)	Плиоцен (плиоценовая)	Апшеронский Ачкагыльский Киммерийский Понтический	Калабрийский Пьяченцкий Занклийский	7	,3
	Моцен (миоценовая)	Мэотический Сарматский Конкский Караганский Чокракский Тарханский Коцахурский Сакараульский Кавказский	Мессинский Тортонский Серравалийский Лангийский  Бурдигальский Аквитанский		

ны со многими региональными стратиграфическими шкалами. Проводимые исследования по созданию зональной стратиграфии кайнозоя являются одним из важнейших достижений нашего времени в области стратиграфии.

## ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Кайнозойская эра знаменует новый этап в развитии органического мира. Многие из характерных для мезозоя морских и наземных животных вымерли или утратили свое значение к началу палеогена (изменение флоры произошло раньше, в течение раннего мела). Среди морских беспозвоночных исчезли аммоноидеи, белемниты, иноцерамы, а в других группах изменился родовой и видовой состав. Среди позвоночных вымерли наземные динозавры, летающие птерозавры, гигантские морские рептилии; их место заняли быстро эволюционировавшие млекопитающие.

В морях с начала палеогена стали возникать и быстро распространяться новые роды и семейства двустворок, гастропод и костистых рыб. На суше доминировали млекопитающие и птицы, продолжалось развитие покрытосеменных растений.

Палеогеновые и неогеновые отложения содержат массу остатков ископаемых животных и растений, что свидетельствует об обитании в морях, пресноводных бассейнах и на суше множества разных, принадлежащих ко всем типам организмов (рис. 139).

Органический мир моря палеогенового периода был очень разнообразен. Среди беспозвоночных господствовали двустворчатые и брюхоногие моллюски, фораминиферы, широкое распространение получили морские ежи, кораллы, губки, мшанки, остракоды, а из

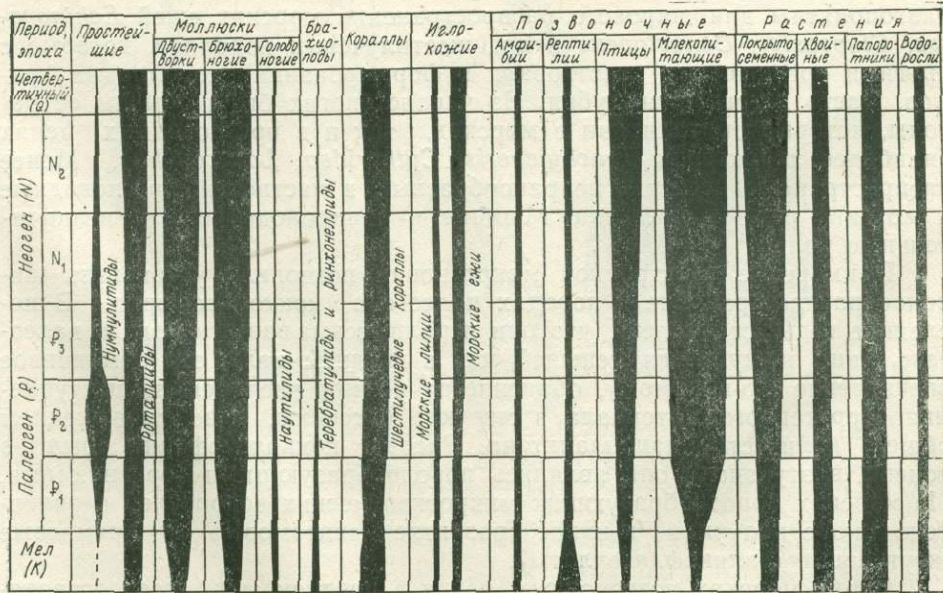


Рис. 139. Схема развития основных групп организмов в кайнозое

растений — золотистые и диатомовые водоросли. Наиболее важными для стратиграфии и хорошо изученными являются моллюски, фораминиферы, морские ежи, остракоды и золотистые водоросли — кокколитофориды (рис. 140).

Простейшие — фораминиферы получили исключительное развитие в палеогене, в большом количестве были представлены как планктонные, так и бентосные формы. Важнейшими среди планктонных фораминифер были роды *Globigerina*, *Subbotina*, *Globorotalia*, *Acarinina*, *Hantkenina*, а среди бентосных крупных фораминифер — роды *Nutmullites*, *Assilina*, *Operculina*, *Discocyclusina*, которые быстро эволюционировали, получили широкое развитие в эоцене и к началу олигоцена большинство из них вымерло. Эти донные формы обитали на небольшой глубине в теплых морях, входивших в состав Тетиса. Нуммулиты были породообразующими организмами, они слагают мощные толщи нуммулитовых известняков (например, в Египте их мощность достигает 400 м). Достаточно широко были распространены радиолярии.

Двустворчатые и брюхоногие моллюски достигли в палеогене исключительного разнообразия. В отличие от других классов моллюсков, они обитали не только в морях с нормальной соленостью, но и в солоноватоводных и пресноводных бассейнах, а брюхоногие к тому же были широко распространены на суше в субэаральных условиях. Число их родов и видов очень велико. Многие из палеогеновых родов моллюсков возникли еще в конце мелового периода, но особенно много их появилось в эоцене. На границе эоцена и олигоцена из-за похолодания значительно изменились родовые комплексы (олигоценый комплекс моллюсков очень близок к неогеновому и современному). Среди двустворок следует отметить: *Arca*, *Chlamys*, *Crassatella*, *Ostrea*, *Glycymeris*, *Spondylus*; среди гастропод — *Turritella*, *Cerithium*, *Pleurotoma* и *Natica*.

Теплые воды палеогеновых морей нормальной солености были благоприятны для широкого распространения морских ежей *Echinocorys*, *Clypeaster*, *Conoclypeus* и др., шестилучевых кораллов, которые с другими организмами участвовали в формировании коралловых рифов. Часто встречались губки. Из членистоногих были обычны остракоды, которые обитали как в морских, так и в пресноводных целях (наиболее характерны *Trachyleberis*, *Cytheridea*, *Loxococoncha*). Менее распространены десятиногие ракообразные, в частности, пресноводные и морские раки и креветки. Мшанки и брахиоподы играли незначительную роль.

Применение электронной микроскопии позволило установить широкое распространение в породах палеогена кокколитофорид. В последние годы установлено, что они играли весьма важную роль в палеогене, лишь кажущуюся меньшей, чем в позднем мелу; это обманчивое впечатление, по-видимому, объясняется резким увеличением поступления терригенного материала в морские бассейны, а не уменьшением общего количества нанопланктона. Расцвет кокколитофорид был в эоцене, в эту эпоху они являлись породообразующими организмами. Из морских породообразующих микроскопических водорослей в палеогене также получили пышное развитие диатомовые и кремневые жгутиковые (саликофлагеллаты).

Среди морских позвоночных, как и в позднем мелу, господствовали костистые рыбы, в палеогене они были достаточно разнообразны. Кроме костистых обитали хрящевые — акуловые и скаты, их зубы ча-

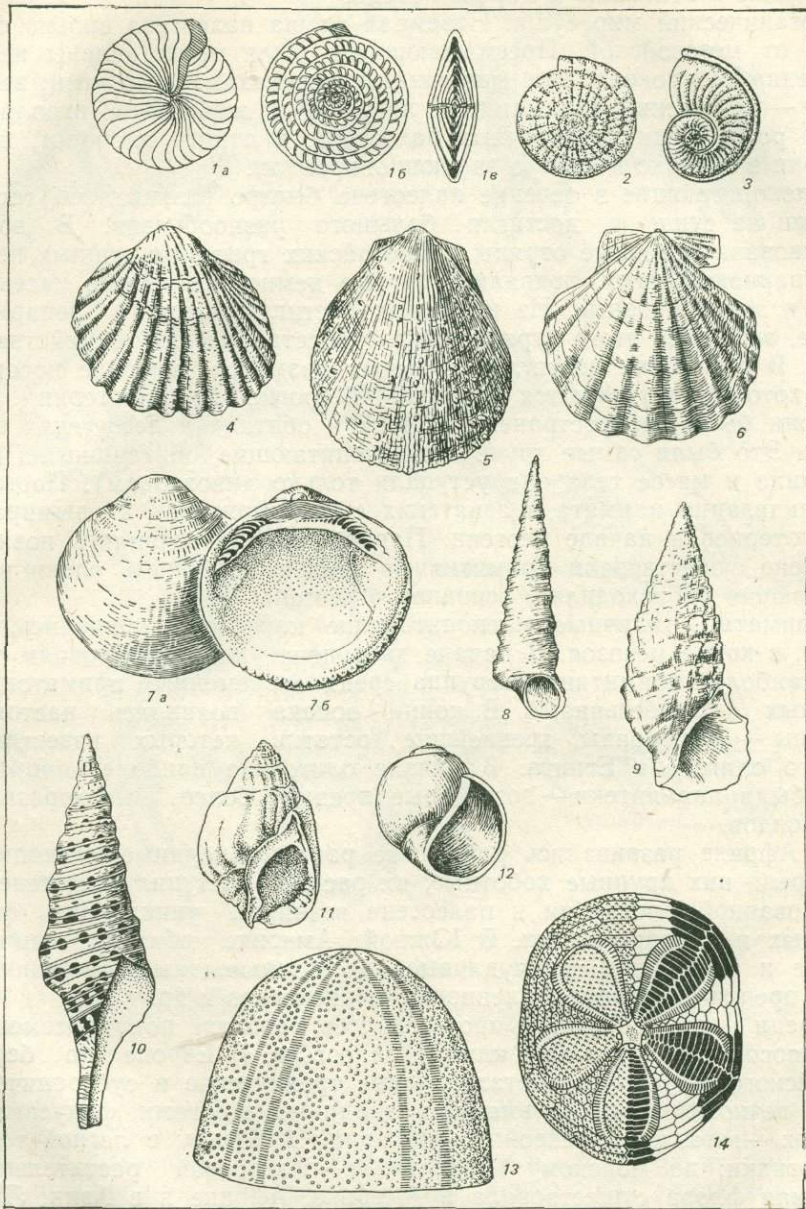


Рис. 140. Характерные ископаемые остатки палеогеновых организмов

Простейшие: 1а, б, в — *Nummulites* (палеоген — ныне, преимущественно эоцен), 2 — *Assilina* (палеоцен — эоцен), 3 — *Operculina* (поздний мел — ныне), двустворки: 4 — *Cardium* (неоген — ныне), 5 — *Spondylus* (юра — ныне, преимущественно кайнозой), 6 — *Chlamys* (триас — ныне), 7а, б — *Glycymeris* (мел — ныне, преимущественно кайнозой); гастроподы: 8 — *Turritella* (мел — ныне), 9 — *Cerithium* (поздний мел — ныне); 10 — *Pleurotoma* (палеоген — ныне), 11 — *Nassa* (эоцен — ныне), 12 — *Natica* (палеоген — ныне); морские ежи: 13 — *Conoclypeus* (эоцен — миоцен), 14 — *Clypeaster* (эоцен — ныне)

сто встречаются в породах морского происхождения. В палеогеновых морях появились древние киты, сирены, дельфины — млекопитающие, перешедшие к обитанию в морской среде.

Органический мир суши. Наземная фауна палеогена сильно отличалась от мезозойской. Пресмыкающиеся были представлены немногочисленными крокодилами, ящерицами, черепахами и змеями; земноводные — гигантские саламандры, лягушки и жабы — не играли заметной роли среди позвоночных палеогена, а птицы, наоборот, доминировали в воздухе и быстро эволюционировали.

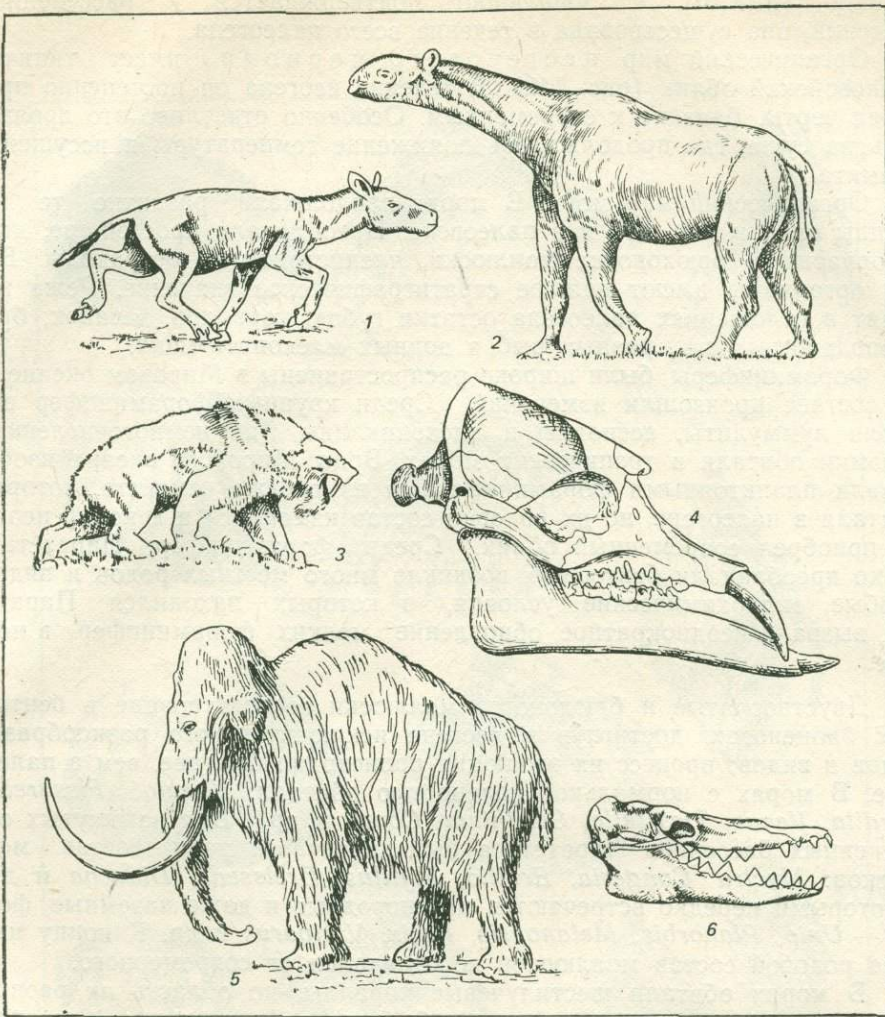
Млекопитающие в течение палеогена быстро развивались, господствовали на суше и достигли большого разнообразия. В эоцене существовали основные отряды кайнозойских грызунов, хищных, непарно- и парнокопытных, появились первые немногочисленные насекомоядные и зайцеобразные. Из копытных достигли расцвета непарнокопытные, эволюция этого отряда хорошо восстановлена у семейства лошадей. В олигоцене достигли огромных размеров древние носороги, среди которых встречаются гиганты — безрогие индрикотерии (рис. 141), они были распространены в Азии и обитали в лесостепях и саваннах. Это были самые крупные млекопитающие, обитавшие на суше (по длине и массе тела они уступали только динозаврам). Постепенная аридизация климата в азиатских степях привела к вымиранию индрикотериев в начале неогена. Парнокопытные появились позже, в олигоцене существовали примитивные свиньи, верблюды, олени и др., их эволюция происходила в основном в неогене.

Приматы — типичные млекопитающие кайнозоя — появились, вероятно, в конце мезозоя. В начале палеоцена уже существовали лемуры — наиболее примитивная группа среди современных приматов, называемых полуобезьянами. В конце эоцена появились настоящие обезьяны — антропоиды, древнейшие остатки которых известны из нижнего олигоцена Египта. В начале олигоцена наиболее примитивными были парапитеки — возможные предки более высокоразвитых антропоидов.

В Африке развивались различные растительноядные млекопитающие, среди них крупные хоботные, их расцвет наступил в неогене. На изолированной Австралии в палеогене возникла уникальная фауна сумчатых и однопроходных. В Южной Америке обитали сумчатые хищные и различные причудливые растительноядные млекопитающие — предки современных ленивцев, броненосцев и др.

Среди наземной флоры продолжалось развитие покрытосеменных, чему способствовал теплый климат палеогена. В Европе до берегов Балтийского моря произрастали густые тропические и субтропические леса с вечнозелеными пальмами, магнолиями, миртами, фикусами; из хвойных — гигантские секвойи, араукарии, кипарисы; в лесной тени — папоротники; по морскому побережью — мангровая растительность. Подобная флора существовала в Америке, Африке и в Азии. Листопадные деревья — дуб, бук, каштан, береза, тополь и некоторые хвойные преобладали на севере Европы (включая Гренландию и Шпицберген), на большей части Азии и на севере Америки. На всей этой территории произрастали также отдельные представители субтропической растительности. Климат здесь был близок к современному климату Средиземноморья, Калифорнии.

В палеогене отчетливо выделяются три этапа обновления покрытосеменных: палеоценовый, эоценовый и олигоценый, что связано с



**Рис. 141.** Характерные представители кайнозойских млекопитающих:

1 — *Hipparion* (поздний миоцен — средний плейстоцен), 2 — *Indricotherium* (олигоцен — ранний миоцен), 3 — *Machairodus* (плиоцен), 4 — *Mastodon* (миоцен), 5 — *Mammuthus* (плейстоцен), 6 — *Prozeuglodon* (эоцен)

постепенным похолоданием и общей эволюцией растений. Теплолюбивая флора Евразии и Северной Америки постепенно смещалась к югу, сменяясь в умеренном поясе листопадными и хвойными лесами. Кроме похолодания на обширных площадях происходила аридизация климата. На огромной территории Центральной Азии это привело к постепенному исчезновению лесов и развитию лесостепей, степей и саванн. В олигоцене здесь преобладали злаки, а деревья и кустарники сохранились по долинам рек.

Состав и расселение органического мира в палеогене свидетельствуют о существовании зоо- и фитогеографических провинций. По морским беспозвоночным установлены Средиземноморская провинция с теплым климатом, к югу и северу от нее находились провинции с уме-

ренным климатом. Эта зональность подтверждается и расселением растений, она существовала в течение всего палеогена.

Органический мир неогенового периода имеет типично кайнозойский облик (рис. 142). В течение неогена он постепенно приобрел черты, близкие к современным. Особенно отчетливо это проявилось на суше, где продолжалось понижение температуры и иссушение климата.

Органический мир моря. В морях продолжали развитие те же группы организмов, что и в палеогене. Преобладали простейшие, двустворчатые и брюхоногие моллюски, членистоногие — остракоды. Все эти организмы имеют важное стратиграфическое значение. Реже находят в отложениях палеогена остатки губок, кораллов, мшанок, брахиопод, иглокожих, разных рыб и водных млекопитающих.

Фораминиферы были широко распространены в Мировом океане, в их составе произошли изменения. Среди крупных фораминифер вымерли нуммулиты, ассилины и дискоциклины, их немногочисленные потомки обитали в тропических морях. Воды Мирового океана изобиловали планктонными фораминиферами из тех же семейств, которые обитали в палеогене, но их родовой состав изменился и к концу неогена приобрел современный облик. Среди фораминифер Паратетиса резко преобладали бентосные, возникло много местных родов и видов. Особые гидрохимические условия, в которых находился Паратетис, вызвали неоднократное обновление мелких фораминифер в неогене.

Двустворчатые и брюхоногие моллюски господствовали в бентосных биоценозах, достигнув в неогене исключительного разнообразия родов и видов; процесс их эволюции происходил быстрее, чем в палеогене. В морях с нормальной соленостью обитали: *Nucula*, *Fissurella*, *Cardita*, *Venus*, *Turritella*, *Cerithium*, *Conus* и др. Для замкнутых опресненных бассейнов Паратетиса был характерен иной состав моллюсков: *Mactra*, *Congerina*, *Ervilia*, *Mytilus*, *Dreissena*, *Didacna* и др., с которыми нередко встречаются пресноводные и даже наземные формы — *Unio*, *Planorbis*, *Melanopsis*, *Helix*, *Viviparus* и др. К концу неогена родовой состав моллюсков не отличался от современного.

В морях обитали шестилучевые кораллы, но область их распространения стала меньше, границы обитания рифостроящих форм приблизились к экватору. Среди членистоногих были широко распространены остракоды, другие группы встречаются редко. В морях разных широт жили радиолярии, губки, иглокожие, мшанки и брахиоподы. Их состав несколько изменился по сравнению с палеогеновым, а в конце неогена приобрел современный облик.

Среди водных позвоночных господствовали костистые рыбы, их остатки встречаются в морских, реже в солоноватоводных и пресноводных отложениях. В морях обитало много хрящевых рыб, в плиоцене существовали крупнейшие из хищных акул *Megalodon*, длина тела которых достигала 30 м, а диаметр открытой пасти был свыше 2 м. В начале неогена появились ластоногие — тюлени, моржи и др. К концу неогена состав костистых рыб и морских млекопитающих был аналогичен современному.

В неогеновых морях обитала масса одноклеточных водорослей — диатомовых и золотистых (кокколитофорид). Кокколитофориды имеют большое стратиграфическое значение, а по диатомовым хорошо восстанавливаются палеогеографические условия.

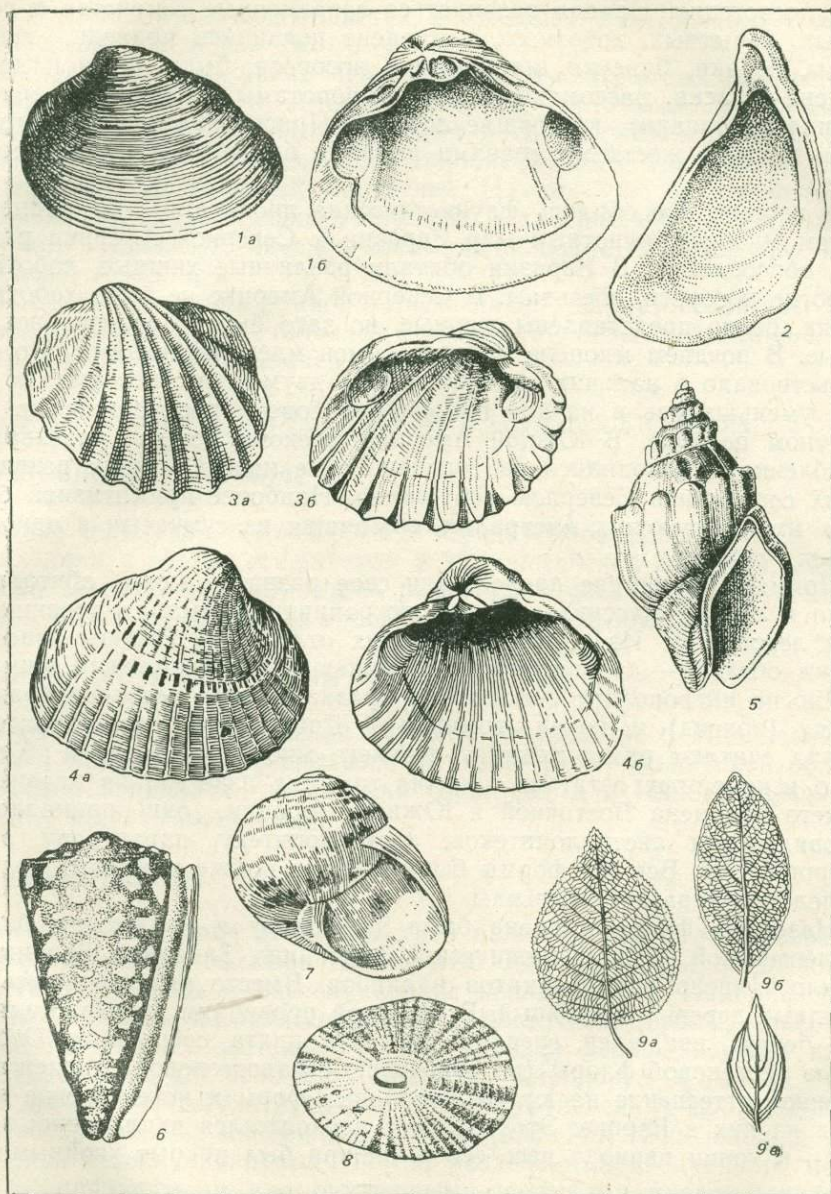


Рис. 142. Характерные ископаемые остатки неогеновых организмов

Двустворки: 1а, б — *Mastra* (мел — ныне), 2 — *Dreissena* (плиоцен — ныне), 3а, б — *Lymnocardium* (неоген), 4а, б — *Didacna* (плиоцен — ныне); гастроподы: 5 — *Buccinum* (олигоцен — ныне), 6 — *Conus* (эоцен — ныне), 7 — *Helix* (олигоцен — ныне), 8 — *Fissurella* (эоцен — ныне); покрытосеменные растения: 9а — *Betula*, береза (поздний мел — ныне), 9б — *Laurus*, лавр (поздний мел — ныне), 9в — *Cornus* кизил (поздний мел — ныне).

Органический мир суши претерпел более глубокие изменения, причем наиболее значительные испытали млекопитающие, которые должны были приспособиться к жизни не только в лесах, но и в степях и лесостепях. Начали развиваться современные семейства и роды хищных, копытных, хоботных: в миоцене появились медведи, гиены, куницы, собаки, барсуки, мастодонты, носороги, быки, овцы и др.: в плиоцене — ласки, рассомахи, слоны, гипопотамы, олени, гиппарионы (трехпалые лошади), настоящие лошади. Приспособление к быстрому бегу и питание жесткими травами вызвали быструю эволюцию лошадиных.

В неогене обособились фаунистические провинции. В раннем и среднем миоцене животный мир Евразии и Северной Америки развивался обособленно. В Евразии обитали различные хищные, хоботные, однорогие носороги, обезьяны. В Северной Америке не было хоботных, обезьян, бедно представлены хищные, но зато быстро развивались копытные. В позднем миоцене начался обмен млекопитающими, что свидетельствовало о наличии «моста» между двумя континентами, но эти связи уменьшились в начале плиоцена и совсем прекратились в четвертичном периоде. В Южной Америке млекопитающие развивались обособленно и находились на гораздо более низкой стадии развития, чем их сородичи в Северном полушарии. Наиболее примитивной была фауна млекопитающих Австралии, состоящая из сумчатых и однопроходных.

Приматы в неогене продолжали свое развитие, они обитали не только в лесных массивах, но и в пограничных участках древних лесов и лесостепей. Из верхнемиоценовых отложений Европы известны остатки обезьян — дриопитеков, напоминающих современных шимпанзе. Многие антропологи считают их предками всех человекообразных обезьян (понгид) и людей (гоминид). Древнейшим представителем гоминид считают рамапитека из позднего миоцена Индии и Кении. Много ископаемых остатков древних гоминид известно из отложений верхнего плиоцена Восточной и Южной Африки, они принадлежат разновидностям австралопитеков: австралопитеку, парантропу, зинджантропу и др. Все эти формы были гораздо ближе к людям, чем любые человекообразные обезьяны.

Наземная флора миоцена была по составу и расселению близка к палеогеновой, хотя в тропической провинции Западной Европы сократилось число пальм, миртов и лавров. Вместо них появились листопадные деревья и хвойные. В северной провинции произрастали тополь, береза, ива, клен, грецкий орех, ель, пихта, сосна и др. Особенности неогеновой флоры (по сравнению с палеогеновой) является постепенное оттеснение на юг теплолюбивых форм и исчезновение некоторых из них в Европе. Этот процесс продолжался в плиоцене; в Сибири — к концу периода весь север Сибири был покрыт хвойными лесами.

Таким образом, в конце неогена в Евразии установились современные флористические провинции. Морские зоогеографические провинции стали близки к современным, по сравнению с палеогеном сократились размеры тропической провинции.

## СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

В начале кайнозоя структура земной коры была сложной. Наряду с древними существовали молодые платформы, геосинклинальные усло-

вия сохранились в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах. Обширные участки были заняты океанскими впадинами. Внутри Средиземноморского пояса геосинклинальные условия существовали в Альпийской и Индонезийской областях, в Тихоокеанском поясе они сохранились вдоль побережья Тихого океана.

В Северном полушарии существовали два огромных платформенных массива Евразии и Северной Америки, состоявшие из древних и молодых платформ. Они были разделены Атлантическим океаном и соединялись в районе современного Берингова моря, где имелся широкий перешеек, называемый Берингией. На юге уже не существовало Гондваны как единого целого; впадины Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов занимали большие площади, чем в начале мезозойской эры.

В целом структура земной коры в начале кайнозойской эры была близка к современной, отличаясь очертаниями береговой линии континентов и размерами площадей океанов.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

### СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

В начале палеогена большая часть Средиземноморского пояса, которая входила в состав Альпийской и Индонезийской областей, находилась на геосинклинальном этапе развития, а остальные значительные участки пояса представляли собой молодые платформы.

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

В кайнозойской геологической истории Альпийской и Индонезийской областей наблюдались существенные различия. В Альпийской области интенсивно проявился альпийский орогенез, а в Индонезийской он протекал значительно слабее.

### Альпийская область

Геологическая история этой области в палеогеновом и неогеновом периодах отличалась большой сложностью, она протекала по-разному в различных участках и изучена крайне неравномерно. Наиболее хорошо восстановлена история Западной и Восточной Европы, Северо-Западной Африки и Советского Союза. Гораздо меньше изучена азиатская часть области, особенно Гиндукуш, Карокорум, Гималаи.

В начале палеогена существовали многочисленные прогибы, большинство из которых заложилось в мелу (рис. 143). Они входили в состав ряда геосинклинальных систем, разделенных срединными массивами — приподнятыми или опущенными участками палеозойских или более ранних складчатых образований. Хотя каждая из геосинклинальных систем характеризовалась специфическими чертами геологического развития, отличающимися от истории развития других систем, их всех объединяла общность основных этапов развития.

Рассмотрим историю развития Альп, Карпат, Кавказа, Горного Крыма и Гималаев.

**Альпы.** Морские палеогеновые осадки в Альпах накапливались в узких, дугообразно изогнутых прогибах на территориях Швейцарии и

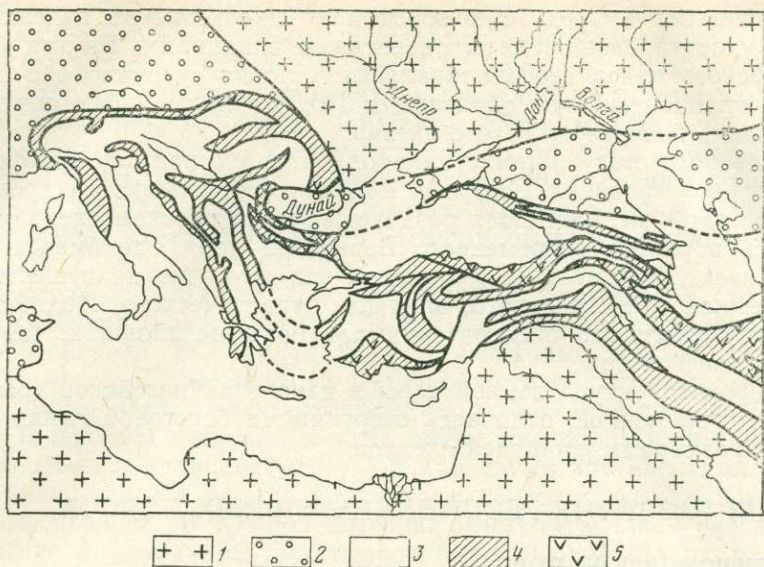


Рис. 143. Геосинклинальные прогибы Альпийской области, заложившиеся в конце мезозоя на юго-востоке Европы и юго-западе Азии. По М. В. Муратову (1962 г.)

1 — Восточно-Европейская и Африканская платформы; 2 — эггерцинские платформы; 3 — участки Альпийской складчатой области, не покрытые осадками мела — эоцена или с маломощным чехлом осадков; 4 — флишевые геосинклинальные прогибы; 5 — прогибы, в которых значительную роль играют вулканические продукты

Австрии, частично Франции и Италии. В настоящее время породы палеогена сохранились на гораздо меньшей площади, так как или были размыты, или погрузились под более молодые отложения, или же были перекрыты сложно построенными складчатыми покровами и надвигами. Несмотря на это, палеогеновая история Альп восстановлена с достаточной полнотой.

После поднятий в конце мелового периода, которые вызвали регрессию моря из области Альп, в палеогене начались опускания, достигшие максимума в эоцене. Они охватили примерно те же районы, где были заложены прогибы в позднем мелу. В палеоцене отдельные участки этих прогибов заливались морскими водами и в них формировались породы терригенного флиша с преобладанием песчаников. Наибольшие прогибания происходили в среднем и позднем эоцене. В прибрежных участках на севере и западе Альп формировались нуммулитовые известняки, а в более глубоководных — мергели и известняки, часто образующие карбонатный флиш. Терригенный флиш характерен для прогибов внутренней части Альп. В целом для палеоценовой и эоценовой истории Альп характерно образование флишевых формаций, вулканическая деятельность проявлялась слабо, прогибы представляли собой миогеосинклинали.

С олигоцена все Альпы были охвачены поднятиями. В раннем олигоцене еще продолжалось морское осадконапление в наиболее крупных внутренних прогибах, а также в Предальпийском краевом прогибе, образовавшемся по северной периферии Альп. В позднем олигоцене установились континентальные условия, складчатая горная страна вступила в орогенный этап развития.

В неогене осадконакопление происходило только в Предальпийском краевом прогибе, где формировалась мощная молассовая формация за счет разрушения возникших альпийских горных массивов. В наиболее крупном прогибе, существовавшем между Альпами и Юрскими горами, в миоцене накопились моласса мощностью более 3—4 км, которая состояла в основном из песчаников континентального происхождения. По мере приближения к Альпам породы, слагающие молассу, становятся более грубыми, появляются прослои конгломератов, мощность которых растет. В конце миоцена Предальпийский краевой прогиб замкнулся, это время совпало с наиболее сильными поднятиями и подвижками, которые привели к образованию сложной системы огромных шарьяжей на большей части Альп (рис. 144). Опрокидывание и надвигание сложных складок происходило в северном направлении на многие десятки километров. Покровное строение Альп детально изучено в Швейцарии.

По-иному объясняют образование структуры Альп сторонники концепции движения литосферных плит. Они считают, что альпийские покровы возникли из-за движения на север Африканской литосферной плиты. Между двумя платформами — древней Африканской и молодой эпипалеозойской Западно-Европейской и образовалась складчатая структура Альп. Изгиб дуги Альп и опрокидывание пород на север отражают движение Африканской плиты и меридиональном направлении.

**Карпаты.** Эта горная система, простирающаяся более чем на 1500 км, сформировалась как горное сооружение в палеогене и неогене. Карпаты состоят из параллельных хребтов, представляющих собой складчатую систему крупных надвигов — чешуй и небольших покровов, разделенных глубинными разломами. На территории СССР широко развиты опрокинутые на север и северо-восток узкие линейные складки, надвиги и небольшие шарьяжи.

Существенную роль в строении Карпат играют меловые, палеогеновые и неогеновые отложения; меловые и палеогеновые представлены мощным флишем, а неогеновые, распространенные в Предкарпатском краевом прогибе, имеют сложный литологический состав. В палеоцене и эоцене шло формирование ритмично чередующихся слоев песчаников и аргиллитов, образующих некарбонатный флиш мощностью более 2 км. В олигоцене начались поднятия, о чем свидетельствует резкое увеличение песчаного материала во флише. В неогене начался орогенный этап, осадконакопление происходило в пределах об-

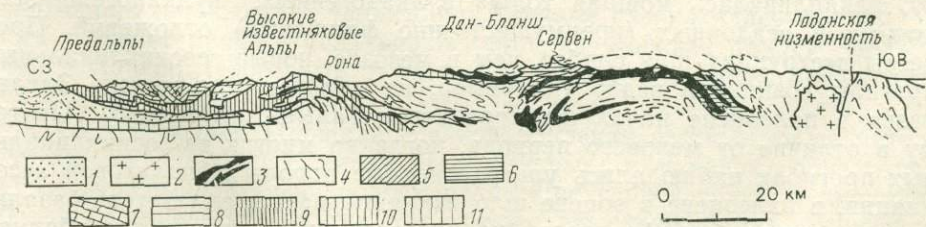


Рис. 144. Разрез через Центральные Альпы. По Р. Трюмпи (1971 г.)

1 — моласса; 2 — палеоген-неогеновые гранитоиды; 3 — офиолиты; 4 — дотриасовые отложения; 5—11 — мезозойские и палеогеновые отложения: 5 — австро-альпийские и южно-альпийские комплексы, 6—8 — пеннинские комплексы (6 — пьемонтский, 7 — бриансонский, 8 — валесский); 9—10 — гельветские комплексы (9 — ультрагельветский, 10 — гельветский); 11 — автохтон

разовавшегося Предкарпатского краевого прогиба и Закарпатской межгорной впадины, где в течение миоцена сформировался мощный молассовый комплекс: песчано-глинистые породы с пластами калийной и поваренной соли, ангидрита, гипса и крупными линзами конгломератов. Месторождения соли давно разрабатываются в пределах Предкарпатского краевого прогиба в СССР и Польше (Калуш, Величка, Бохня). Общая мощность молассовой формации в Предкарпатском прогибе превышает 12 км. В Закарпатской межгорной впадине ее мощность меньше; наряду с грубозернистыми терригенными породами (конгломераты, гравелиты, песчаники), аргиллитами и соленосными породами присутствует мощная толща андезито-базальтового состава. Нефть и горючий газ, калийная и поваренная соли являются основными полезными ископаемыми палеогеновых и неогеновых отложений Карпат.

**Кавказ.** В начале кайнозойской эры, в палеоцене и эоцене продолжался этап геосинклинального развития Кавказа. Здесь преобладали морские условия; Большой Кавказ представлял собой крупный остров, вытянутый в северо-западном направлении, а на Малом Кавказе существовала система небольших поднятий. В олигоцене на Кавказе начался орогенный этап, который продолжается и в настоящее время. В результате крупных поднятий к концу неогена сформировалась современная тектоническая структура Кавказа.

В палеоцене и эоцене на Кавказе продолжали существовать три области осадконакопления, разделенные поднятиями (прогибы к северу и к югу от Главного Кавказского хребта и на Малом Кавказе). По истории развития они существенно различались. К северу от Большого Кавказа в широком миогеосинклинальном прогибе накапливались песчано-глинистые осадки, которые превратились в толщу известковистых глин и мергелей с прослоями песчаников. В северо-западной части северного склона Большого Кавказа эти осадки имеют флишевый характер. Внутри толщи мощностью до 1,5 км хорошо прослеживаются зоны, отличающиеся фораминиферами и известковым нанопланктоном. В прогибе, который располагался на месте современного южного склона Главного Кавказского хребта, формировались глины и флиш мощностью до 1,5 км. Флишевые толщи, которые начали образовываться еще в мезозое, очень характерны для этой части Кавказа.

Иначе протекала геологическая история Малого Кавказа в палеоцене и эоцене. Земная кора имела здесь значительную подвижность, большую роль играли глубинные разломы. В ряде узких, но глубоких эвгеосинклинальных прогибов, которые в основном образовались в мелу, накапливалась мощная толща вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных (преимущественно флишевых) отложений. Процессы деструкции шли слабее, чем в мезозое, новые геосинклинальные прогибы возникали редко (например, на крайнем юго-востоке Закавказья в палеоцене начал формироваться Талышский прогиб). Поэтому в отличие от мелового периода, когда во многих эвгеосинклинальных прогибах наблюдались ультраосновные породы офиолитовой ассоциации, в палеоцене и эоцене шло излияние магмы андезитово-базальтового состава без офиолитов (на участках интенсивного прогибания) или накопление эффузивных пород того же состава с большим количеством терригенного материала (на участках менее резких движений земной коры) или же формировались осадочные породы обычно флишевого типа с редкими прослоями вулканитов (на участках со слабой

подвижностью земной коры). На площадях, расположенных вне геосинклинальных прогибов, но заливавшихся морем, в мелководных условиях формировались обломочные породы или органогенные известняки (часто нуммулитовые). Палеоценовые и эоценовые вулканические и осадочные формации достигают в Армении 5 км, а на юго-западе Грузии 7 км мощности.

На обширной внутренней части Альпийской геосинклинальной области (Апеннинский и Балканский полуострова, Малая Азия и др.) в палеоцене и эоцене существовали близкие, но более разнообразные условия, чем на Кавказе. Вся эта территория входила в состав океана Тетис, тектоническая и палеогеографическая обстановка здесь была сложной, в наше время на Земле не имеется аналогов подобных условий. Во внутренней части Альпийской области существовали линейно-вытянутые геосинклинальные прогибы и обширные площади срединных массивов. В процессе геологических исследований последних десятилетий выяснилось, что здесь существовали не только эвгеосинклинальные, но и отдельные миогеосинклинальные прогибы, что изменяет установившуюся теоретическую точку зрения о приуроченности миогеосинклиналей только к окраинам геосинклинальных поясов. Поэтому в палеоценовых и эоценовых отложениях внутренних частей Альпийской области встречается набор формаций чрезвычайно разнообразного типа (эвгеосинклинального, миогеосинклинального, а в пределах крупных срединных массивов даже платформенного), причем, как и на Малом Кавказе, офиолиты нигде не встречены.

В олигоцене на Кавказе начались сильные поднятия, в результате которых формировался Главный Кавказский хребет, а в Закавказье — горные цепи Малого Кавказа. Между ними возникли две крупные межгорные впадины — Колхидская и Куринская, где в течение неогена и четвертичного периода происходило интенсивное осадконакопление за счет материала, поступающего с горных хребтов. Севернее Главного Кавказского хребта образовался глубокий Предкавказский краевой прогиб, в котором осадконакопление продолжалось в течение всего неогена. Мощность морских неогеновых обломочных и карбонатных пород (глины, песчаники, конгломераты и органогенные известняки) превышает здесь 5 км. На Малом Кавказе орогенный этап сопровождался вулканизмом, особенно сильным в конце плиоцена. В это же время происходило внедрение наиболее крупных массивов гранитоидов.

В течение неогена горные сооружения продолжали расти, а прогибы уменьшались в размерах и постепенно замыкались. К началу четвертичного периода вся территория Кавказа превратилась в сушу. Таким образом процесс осадконакопления на Кавказе длился дольше, чем в Альпах. Орогенный этап, начавшийся в олигоцене, продолжается до настоящего времени.

**Горный Крым.** Площадь осадконакопления здесь была значительно меньшей, чем на Кавказе. Палеогеновые отложения обнажены в виде непрерывной узкой полосы вдоль Предгорной гряды и имеют небольшую мощность. Внутри них хорошо выделяется ряд горизонтов различного литологического состава с ясными границами и многочисленными органическими остатками. Разрез Бахчисарайского района (рис. 145) принят в качестве опорного для палеоценовых и эоценовых отложений юга СССР.

Отдел	Ярус	Индекс	Лито-логическая характеристика	Мощность, м
Олигоцен	Альминский	P <sub>1</sub>	Майкопская серия Глина коричневая	
		P <sub>0a</sub>	Белоглинский горизонт Мергель зеленовато-серый	95
Эоцен	Бобракекий	P <sub>2d</sub>	Кумский горизонт Мергель трепеловидный	40
		P <sub>2b</sub>	Керестинский горизонт Известняк мелоподобный	30-80
		P <sub>2c</sub>	Куберлинский горизонт Известняк мелоподобный	15
		P <sub>2s</sub>	Известняк нуммулитовый Мергель нуммулитовый	40
Палеоцен	Сиваликский	P <sub>3bh</sub>	Глина с редкими прослоями мергелей	35
		P <sub>3k</sub>	Мергель светло-серый	12
		P <sub>3i</sub>	Известняк крепкий	15

Рис. 145. Стратиграфическая колонка палеоценовых и эоценовых отложений Бахчисарайского района (Крым)

тую часть Индостанской платформы, третьи приводят доказательства проявления здесь байкальской складчатости и существования в фанерозе платформенного режима. Имеются и другие точки зрения. В течение последних 20—25 лет получено много данных в пользу того, что на территории Гималаев в фанерозе были платформенные условия. Единичные прогибы миогеосинклинального типа, возможно, имелись только в их западной части.

В кайнозойской истории четко выделяются два этапа: палеогеновый и неоген-четвертичный, резко отличающиеся друг от друга. В палеоцене и эоцене на большей части Гималаев существовали континентальные условия и лишь в редких впадинах и прогибах на юге (Южные или Низкие Гималаи) формировались морские аргиллиты и песчаники с прослоями нуммулитовых известняков и линзами бурых углей. Если среди олигоценовых отложений наряду с континентальными встречаются еще морские породы, то вся толща неогеновых и четвертичных отложений состоит исключительно из континентальных пород молассового типа: конгломератов, грубых песчаников, реже песчаных глин (сиваликская серия).

Поднятие Гималаев в кайнозое происходило неравномерно, наиболее сильно в конце плиоцена.

Горный Крым представляет собой мегантиклинорий, южное крыло которого опущено по крупному разлому под воды Черного моря. Равнинный Крым входит в состав эпипалеозойской Скифской плиты и отделен от Горного глубинным разломом. Поднятие Горного Крыма началось еще в эоцене, в олигоцене и в неогене в течение орогенного этапа формировалось сводовое поднятие Горного Крыма. Вместе с поднятиями происходило погружение ниже уровня моря южного крыла и части ядра Крымского мегантиклинория. В неогене формировались рельеф и современная структура Горного Крыма.

**Гималаи.** Геологическое строение этой высочайшей в мире горной страны изучено еще очень слабо, имеются различные, часто противоречивые мнения о ее тектонической структуре и геологической истории. Одни геологи считают, что Гималаи возникли в процессе геосинклинального развития и подобно Альпам, имеют покровное строение, другие рассматривают их как подня-

Геологическая история Альпийской области в палеогене и неогене была очень сложной. В палеоцене и эоцене на геосинклинальном этапе преобладали процессы прогибания, интенсивно проявлялись процессы деструкции, но они шли менее энергично, чем в мезозое, кое-где возникали новые геосинклинальные прогибы. Различия в тектонической и палеогеографической обстановке, существовавшие на огромной территории Альпийской геосинклинальной области, оказывали существенное влияние на процессы осадконакопления. Во внутренних частях области в эвгеосинклинальных прогибах накапливались мощные вулканические (андезиты и базальты) и вулканогенно-осадочные формации, а в миогеосинклинальных прогибах — разнообразные осадочные формации главным образом флишевого типа. В пределах крупных срединных массивов накапливались терригенные и карбонатные осадки платформенного типа.

Поднятия, начавшиеся в олигоцене (иногда в конце эоцена), охватили всю область и знаменовали окончание геосинклинального этапа. Орогенный этап начался в неогене (иногда в конце олигоцена). Наряду с ростом горных сооружений происходило образование межгорных впадин разных размеров и краевых прогибов, заполнявшихся мощной толщей молассовых формаций за счет разрушения растущих горных цепей. Даже более или менее стабильные участки срединных массивов испытали поднятия и дробление их фундамента, проявился новейший вулканизм и внедрялись гранитные интрузии. В неогене сформировалась структура Альпийской складчатой области и ее современный рельеф.

Среди возникших межгорных впадин выделяются большие котловины, заполненные мощными молассами олигоцена и неогена (Венгерская впадина, Трансильванская в Румынии, Фракийская и Карская в Турции, Колхидская и Куринская на Кавказе) и многочисленные мелкие впадины и грабены, заполненные неогеновыми отложениями (особенно широко они распространены в Малой Азии). Краевые прогибы окаймляли Альпийскую область, многие из них имели вытянутую форму и состояли из отдельных частных прогибов, разделенных поднятиями. Северная система краевых прогибов прослеживается от Альп до Копетдага, южная протягивается практически по всему простиранию пояса.

Крупный орогенез, охвативший в кайнозое территорию Альпийской области, явился завершением альпийской складчатости. В различных частях океана Тетис образовались многочисленные горные цепи, которые расчленили этот океан на отдельные крупные и мелкие моря и озера. Восточная предгималайская часть Тетиса в конце олигоцена полностью осушилась и превратилась в горный участок, на западе образовались два крупных бассейна, разделенные поднятиями — горными цепями Малого Кавказа, Малой Азии и Балканского полуострова. Один из них — южный занимал область Средиземного моря и прилегающие части Северной Африки, Европы и Малой Азии, сохраняя связь с Мировым океаном в течение всего неогена. Другой возник севернее и, как мы отмечали раньше, назывался Паратетисом. Он был значительно меньше Тетиса и в течение неогена то соединялся, то отделялся от него. Воды Паратетиса заливали южную часть СССР, ряд стран Восточной и Центральной Европы вплоть до Предальпий-

ского краевого прогиба. В миоцене Паратетис неоднократно превращался в обособленный замкнутый бассейн, воды его опреснялись за счет многочисленных впадавших в него рек, а затем снова произошло соединение с Тетисом. Поэтому в Паратетисе возникла своеобразная фауна моллюсков, среди которых резко преобладали эвригаллинные формы, пережившие изменения солености. Продолжавшиеся поднятия привели к тому, что в плиоцене Паратетис распался на несколько изолированных бассейнов, некоторые из них существуют и в настоящее время (Черное, Азовское, Каспийское и Аральское моря).

Особым типом среди структурных элементов Альпийской складчатой области являются обширные глубоководные впадины Черного и южной части Каспийского морей, Эгейского, Мраморного и восточной части Средиземного. Земная кора в этих впадинах значительно тоньше, чем у окружающих складчатых систем, так как в них отсутствует гранитный слой, а базальтовый имеет сокращенную мощность. По своей геофизической характеристике эта кора близка к океанской и обычно называется субокеанской. Все эти впадины заполнены мощными, преимущественно кайнозойскими осадками, залегающими непосредственно на базальтовом слое. Проблема образования этих впадин является остро дискуссионной; до сих пор нет единого мнения о времени и причинах их возникновения. Например, относительно образования Черного моря высказаны три гипотезы: 1) эта впадина является реликтовой частью древнего океанского бассейна, длительное время заполнявшегося осадками, 2) она возникла в процессе горизонтального растяжения континентальной земной коры, сопровождавшегося разрывами, т. е. имеет рифтовый характер, 3) молодая впадина, возникшая в кайнозое из-за быстрого и глубокого вертикального опускания континентальной земной коры в результате процессов, происходивших в нижних частях земной коры и в верхней мантии. Все отмеченные впадины отличаются друг от друга по форме, размерам и мощности осадков, но они сходны друг с другом по строению земной коры.

### **Индонезийская область**

Эта область охватывает огромную территорию, занятую многочисленными островами Малайского архипелага и морскими впадинами. Восточная ее граница совпадает с системой крупнейших глубинных разломов, протягивающихся в юго-восточном направлении через Филиппинские острова к Новой Гвинее. Геологическую историю этой области трудно восстановить, так как большая часть ее территории покрыта морями.

Палеогеновые и неогеновые отложения слагают более 3/4 всей площади описываемой области, отличаются большим разнообразием фаций и часто имеют колоссальные мощности. Широко распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации, в меньшей степени терригенные и карбонатные. Среди последних большую роль играют органогенные известняки (водорослевые, коралловые, фораминиферовые). Мощности пород достигают нескольких километров. Например, в юго-восточной части о-ва Калимантан мощность превышает 12 км, в Палембанге (о-в Суматра) достигает 6 км, а на севере о-ва Ява только породы неогена имеют мощность более 6 км.

В течение кайнозойской эры здесь существовала система многочисленных островов и подводных поднятий, разделенных глубокими

удлиненными впадинами — трогами, в которых шло интенсивное осадконакопление. Так как земная кора здесь имела большую подвижность, периодически происходили процессы интенсивного прогибания и поднятия, сопровождаемые явлениями вулканизма колоссальных размеров. В целом картина была близка к современной, но участки поднятия, опускания и проявления вулканизма менялись с течением времени, видоизменяя геологическую структуру этой области.

Острова имели вулканическое и невулканическое происхождение. Вулканические острова играли большую роль, они сложены мощными эффузивными и эффузивно-осадочными породами основного и среднего состава, преобладают неогеновые и четвертичные лавы и туфы. Невулканические образования в основном органогенными известняками, среди них широко распространены неогеновые известняки.

Палеогеновый период был временем относительного тектонического спокойствия. В конце палеогена и в начале неогена геосинклинальные прогибы были охвачены процессами поднятия, начался рост антиклинальных зон. Тектонические движения и проявления вулканизма достигли максимума в среднем миоцене. Образовалась цепь вулканических островов, причем вначале изливались преимущественно базальтовые и андезитовые лавы, сменившиеся извержением туфов более кислого состава. К этому времени приурочено внедрение молодых гранитоидов, с которыми связаны крупные месторождения золота и серебра. В ряде участков интенсивно проявилось складкообразование (например на о-ве Калимантан эоценовые отложения сильно перемяты и метаморфизованы). Плиоцен был временем относительного спокойствия, рельеф сгладился, море вновь залило участки, из которых оно отступило в миоцене. Конец плиоцена — начало четвертичного периода характеризовались сильнейшим горообразованием и мощным вулканизмом. Современная структура Индонезийской области в значительной степени обязана четвертичному орогенезу. Продолжающиеся поныне проявления интенсивного вулканизма и высокая сейсмичность, крупные прогибания и поднятия, сопровождающиеся складкообразованием и накоплением мощных осадков, свидетельствуют о том, что здесь до сих пор существует геосинклинальный режим.

## МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

На территории Средиземноморского пояса в кайнозое выделялись эпипалеозойские платформы (Западно-Европейская, Марокканская и Скифско-Туркменская) и эпимезозойская Тибетско-Индокитайская.

### Западно-Европейская, Марокканская и Скифско-Туркменская платформы

Эти эпипалеозойские платформы отличались по своей истории в палеогене и неогене. Западно-Европейская и Марокканская платформы только по краям периодически заливались морем в палеогене, а Скифско-Туркменская была покрыта морскими водами почти до конца неогена.

На Западно-Европейской эпигерцинской платформе морские палеогеновые отложения распространены на небольших краевых участках. Они заполняют Северо-Германскую, Парижскую и Аквитанскую синеклизы и сложены чередующимися морскими, лагунными и континентальными породами, что свидетельствует о довольно частых транс-

грессиях и регрессиях моря. Преобладают мелководные песчаные породы, реже встречаются глинистые, карбонатные и гипсоносные отложения. Мощности небольшие.

В Парижской синеклизе морские отложения палеогена развиты в основном в северной части. Трансгрессия шла с севера, поэтому в южном направлении появляются перерывы в разрезах и морские фации постепенно замещаются континентальными (рис. 146).

Неогеновые отложения занимают незначительную площадь, они представлены континентальными осадками, к которым кое-где приурочены месторождения бурых углей, образовавшихся за счет мощных накоплений торфяников в озерно-болотных условиях (рис. 147).

В пределах выступов герцинского складчатого основания в палеоцене и эоцене повсеместно господствовали континентальные условия. В олигоцене картина изменилась. В ряде участков возникли узкие меридионально вытянутые грабены, в которых накапливались мощные осадки не только континентального, но и морского происхождения. Например, в образовавшемся Рейнском грабене, длина которого достигает 400 км, а ширина 30—40 км, мощность нижнеолигоценых морских глин составляет 1200 м. В ряде мест к возникшим в олигоцене

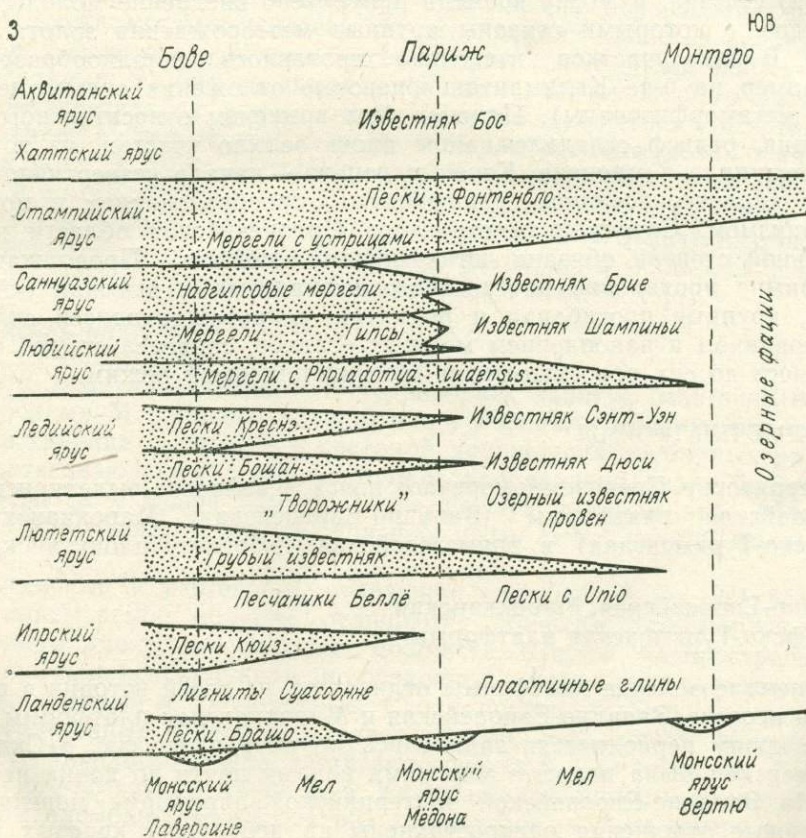


Рис. 146. Схема, показывающая распространение морских трансгрессий в Парижской синеклизе в палеогене. По М. Жинью (1952 г.)

Точки — морские фации, белое — континентальные фации

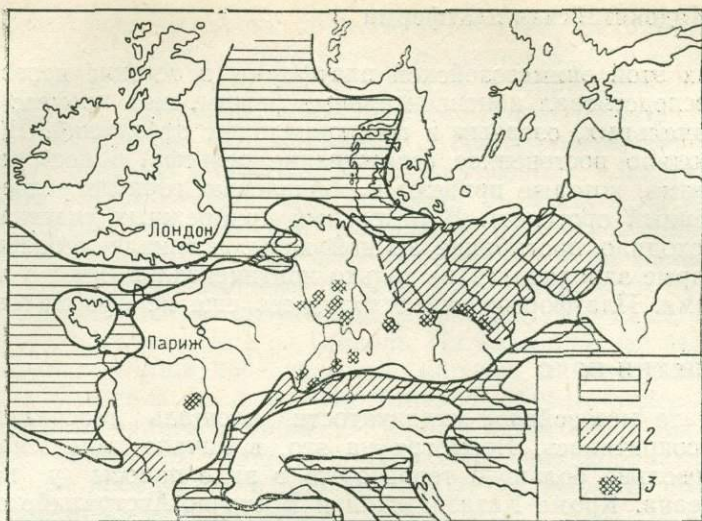


Рис. 147. Палеогеография Центральной Европы в миоцене (тортонский век). По С. Бубнову (1960 г.)

1 — море; 2 — озерные солонатоводные бассейны; 3 — районы проявления вулканизма

не разломам в земной коре были приурочены излияния базальтовой лавы (Центральный массив Франции, Айфельский массив и т. д.), которые происходили в основном в течение неогенового периода. Все эти факты свидетельствуют о процессах дробления герцинских массивов Западной Европы в олигоцене и позже, что несомненно было отголоском крупных горообразовательных движений, происходивших в Альпийской геосинклинальной области.

На северо-западе Африки в пределах сравнительно небольшой Марокканской эпигерцинской платформы господствовал континентальный режим. Море заходило сюда небольшими заливами с запада и востока только в палеоцене и эоцене. На западе в области Марокканской Месеты известны эоценовые известняки, мергели и песчаники мощностью 60 м, богатые фосфоритами, которые давно здесь разрабатываются. На востоке залив охватывал территорию Туниса и небольшую часть Алжира в Сахарском Атласе. В эоценовую эпоху формировались известняки с крупными нуммулитами, мергели и богатые фосфатами известняки. В конце эоцена на всей территории эпигерцинской платформы проявились небольшие поднятия и, начиная с олигоцена, повсеместно установился континентальный режим. В результате медленных поднятий на границе с докембрийской Африканской платформой возник крупный разлом, отделивший древнюю платформу от молодой эпигерцинской.

Скифско-Туркменская платформа в течение палеогена была покрыта водами обширного морского бассейна, который входил в состав океана Тетис. На большей части этой платформы в палеогене накапливались глинисто-карбонатные глубоководные илы большой мощности и только на краевых участках формировались пески и нуммулитовые известняки. В неогене западная большая часть платформы была покрыта водами Паратетиса.

## Тибетско-Индокитайская платформа

В пределах этой эпимезозойской платформы в течение неогена и палеогена господствовал континентальный режим, шел процесс накопления аллювиальных, озерных и пролювиальных отложений. В палеогене происходило постепенное сглаживание рельефа, в неогене произошли поднятия, которые привели к обновлению горного рельефа (эпи-платформенный орогенез). В отдельных прибрежных участках в неогене происходило прогибание земной коры, возникли небольшие впадины, которые заполнялись не только континентальными, но и морскими осадками. Платформенный чехол здесь еще не сформировался.

## ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

В результате мезозойской складчатости площадь геосинклинальных областей сократилась. Несмотря на это, в начале палеогена они занимали довольно большую территорию в виде полосы у побережья Тихого океана. Кроме Катазиатской и Восточно-Австралийской эпипалеозойских платформ существовали Верхояно-Чукотская и Кордильерская эпимезозойские платформы.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

В начале кайнозоя на значительной территории Тихоокеанского пояса существовал ряд геосинклинальных областей, протягивающихся на десятки тысяч километров по периферии ложа Тихого океана, отделяясь от последнего цепью глубоководных океанских впадин. Крупнейшими из них были Восточно-Азиатская, Новогвинейско-Новозеландская, Андийская и Калифорнийская. Все эти области в течение кайнозойской эры находились в условиях геосинклинального режима.

Восточно-Азиатская геосинклинальная область охватывала Камчатку, Сахалин, Курильские острова и прилежащие к ним впадины. Южнее в ее состав входили Японские и Филиппинские острова, Новогвинейско-Новозеландская область в виде дуги опоясывала Австралию с востока и включала огромную территорию с массой мелких и крупных островов. Калифорнийская и Андийская области протягивались вдоль западного побережья Северной и Южной Америки от Аляски до Антарктиды.

### Восточно-Азиатская область

В пределах этой обширной области в течение всей кайнозойской эры происходили процессы интенсивного прогибания земной коры и осадко-накопления, особенно сильно они проявились в неогене; характерно проявление вулканизма на огромных площадях. Осадочные породы палеогена и неогена, а иногда даже четвертичные испытали складчатость. Поднятиями были охвачены незначительные прибрежные участки и геосинклинальные островные дуги. Исключительная контрастность рельефа, выраженная присутствием глубочайших в мире впадин и гор, растущих со дна морей в виде гряд островов, сохранилась до нашего времени.

В течение палеогена и неогена здесь накопилась огромная по мощности толща морских и отчасти континентальных осадков. Среди мор-

ских отложений на севере области (Камчатка, Сахалин—СССР; Япония) распространены терригенные песчаные и глинистые отложения мощностью иногда более 10 км. Вместе с терригенными отложениями ассоциируют эффузивы андезито-базальтового состава мощностью иногда более 5 км. Так, например, в Центральном Камчатском синклинии развиты палеогеновые и неогеновые сланцево-алевролитопесчаные толщи, достигающие на севере 7—8 км, а на юге 11—14 км. В Японии на о-ве Хоккайдо разновозрастные отложения песчано-глинистого и туфового состава достигают 10 км, а на Сахалине неогеновые вулканогенно-осадочные породы имеют мощность до 6 км.

Континентальные угленосные отложения известны на Камчатке, Сахалине, в Японии, на о-ве Тайвань. На Сахалине они залегают внутри палеогеновой толщи чередующихся морских и континентальных отложений мощностью до 3 км. На Тайване мощные угленосные отложения сформировались в миоцене. Породы палеогена и неогена смяты в складки, разорваны надвигами. Процессы складкообразования наиболее сильно проявились в плиоцене, к этому времени приурочена также интенсивная вулканическая деятельность.

История развития южной части Восточно-Азиатской геосинклинальной области (Филиппинские острова и южнее) в палеогене и неогене в общих чертах не отличалась от истории развития Индонезийской геосинклинальной области.

### **Калифорнийская область**

В этой геосинклинальной области в палеогене продолжали существовать узкие глубокие морские впадины на огромном расстоянии от Аляски до Мексики. В них в течение палеогена и неогена накопились мощные толщи обломочных пород, материал для которых поступал с расположенных восточнее горных хребтов мезозойских. Местами шло накопление вулканогенных и континентальных осадков. В конце неогена в восточных частях геосинклинальных прогибов произошли поднятия, образовались складчатые структуры Берегового хребта и восточные отроги Каскадных гор. Возникшие молодые складчатые структуры причленились к мезозойским. Площадь геосинклинальных прогибов уменьшилась, осадконакопление продолжалось в их пределах, а также в возникших межгорных впадинах.

### **Андийская область**

История развития этой области в палеогене и неогене значительно отличалась от истории других областей Тихоокеанского пояса. В начале палеогена здесь господствовали поднятия: большинство геосинклинальных прогибов, образовавшихся в мезозое в конце мела и начале палеогена, были охвачены мощными складкообразовательными процессами. В начале эоцена начался орогенный этап, с которым связано возникновение обширных краевых прогибов и многочисленных межгорных впадин. Эти орогенные структуры формировались одновременно с воздыманием разделяющих их горных поднятий: движения вдоль разломов сопровождалось интенсивным проявлением наземного вулканизма.

Наиболее крупные и глубокие межгорные впадины возникли в северной части Андийской области. Самыми большими являются впади-

ны Маракайбо в Венесуэле и Магдалена в Колумбии. Молассовый комплекс этих впадин начинается угленосными свитами эоцена большой мощности (более 3000 м). С песчано-глинистыми отложениями олигоцена и миоцена мощностью в несколько километров связаны крупные нефтяные и газовые месторождения. К другому типу относятся высокогорные грабенообразные впадины, заполненные континентальными и вулканогенными отложениями. В подобных впадинах в Эквадоре находится много гигантских вулканов: Чимборасо (6272 м), Котопахи (5896 м), Каямбе (5796 м), Антисана (5704 м) и др. Наконец, к третьему типу впадин относятся глубокие геосинклинальные прогибы вдоль побережья Тихого океана с мощными морскими и континентальными отложениями, которые накапливались с позднего эоцена. Общая мощность кайнозойских осадков здесь колоссальна, в некоторых впадинах она достигает 20 км.

## **МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ**

### **Катазиатская и Восточно-Австралийская платформы**

Катазиатская платформа (с каледонским складчатым основанием) и Восточно-Австралийская (с каледонским и герцинским складчатым основанием) в течение палеогена и неогена находились в континентальных условиях. В отдельных впадинах накапливались аллювиальные, озерные и пролювиальные отложения. Небольшие окраинные участки Восточной Австралии эпизодически покрывались водами Тихого океана.

## **ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ И КОРДИЛЬЕРСКАЯ ПЛАТФОРМЫ**

Эти эпимезозойские платформы в течение палеогена и неогена находились в континентальных условиях. Процессы денудации резко преобладали над аккумуляцией осадков. Континентальные отложения накапливались во впадинах, образовавшихся еще в меловом периоде. Маломощный осадочный чехол формировался главным образом на севере.

На Верхояно-Чукотской платформе известны палеогеновые и неогеновые континентальные песчаники, конгломераты и аргиллиты с промышленными пластами каменных и бурых углей. Эти породы заполняют небольшие плоские понижения и грабенообразные впадины. Прогибание и осадконакопление происходило в основном на севере платформы. На востоке, в Охотско-Чукотском вулканическом поясе в конце мела и начале палеогена произошли излияния базальтовых лав и возникли огромные покровы мощностью до 500—600 м. В неогене территория была охвачена эпиплатформенным орогенезом, наиболее сильные поднятия были в плиоцене. Размах движений достигал 3—4 км (Верхоянский хребет, хр. Черского, побережье Охотского моря). Эти поднятия привели к соединению Азии и Северной Америки и возникновению на территории современного Берингова моря суши — Берингии. Перешеек между Азией и Америкой существовал и в начале четвертичного периода. О соединении двух континентов свидетельствует характер морского дна, общность развития фауны и флоры и обмена некоторыми представителями наземной фауны.

На Кордильерской эпимезозойской платформе в палеогене горный рельеф постепенно сглаживался, накопление континентальных осадков происходило в немногочисленных и небольших межгорных впадинах.

В неогене и особенно в плиоцене мощный эпиплатформенный орогенез охватил эту страну. По крупным разломам происходили вертикальные перемещения гигантских блоков горных пород, что привело к формированию современного горного рельефа Кордильер и Скалистых гор. Одной из особенностей развития Кордильерской области в палеогене и неогене являлся интенсивный вулканизм, особенно сильно проявившийся в западной части платформы. Много вулканических излияний происходило в эоцене и олигоцене, но своего максимума вулканизм достиг в миоцене, когда громадные потоки андезитов и базальтов покрыли площадь более 500 тыс. км<sup>2</sup> от Британской Колумбии на севере до Мексики на юге. Мощность этого покрова достигала 1700 м. Наряду с эффузивами формировались конгломераты и грубые песчаники.

### УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

На всей территории этого пояса в кайнозое продолжался платформенный этап развития, начавшийся в мезозое. Большая часть пояса находилась в условиях континентального режима, осадконакопление происходило в ряде впадин. Западная часть пояса (Западно-Сибирская плита и северная часть Туранской) испытала значительные прогибания, здесь в палеоцене и эоцене шло накопление морских осадков. В олигоцене море отступило.

В палеоцене морские бассейны Западной Сибири и Средней Азии были разобщены. В Западной Сибири накапливались глинистые и глинисто-кремнистые осадки, а на юге — карбонатные и глинистые. В эоцене, во время максимальной трансгрессии, произошло соединение Арктического и Средиземноморского бассейнов через Тургайский пролив. В Западной Сибири накапливались кремнистые осадки: опоконидные глины, диатомиты и диатомовые глины, а на юге — карбонатные и глинистые осадки. В олигоцене огромная территория Западной Сибири превратилась в заболоченную низменность с многочисленными озерами, где накапливались песчано-глинистые осадки и торфяники. Подобные условия продолжали существовать и в неогене, размеры озерных впадин постепенно сокращались.

Большая часть пояса, которая в течение кайнозойской эры представляла собой сушу, была достаточно сивелирована в течение мезозойской эры. Процессы денудации продолжались и в палеогене, осадконакопление приурочено к ряду континентальных впадин различных размеров. Большинство крупных впадин было расположено на территории КНР (Джунгарская, Цайдамская, Сунляо и др.). В палеоценовую и эоценовую эпохи осадконакопления в этих впадинах почти не происходило. В олигоценовую эпоху начались интенсивные погружения центральных частей впадин по ограничивающим их разломам. Эти погружения продолжались в неогене вплоть до конца плиоцена. Опускание центральных частей впадин сопровождалось процессами поднятия горных участков. Началось образование грубых континентальных осадков. Например, в Цайдамской впадине (Западный Китай) в течение олигоцена и неогена накопилось около 7 км грубообломочных красноцветных, а местами соленосных пород, принадлежащих к озерным, речным и пролювиальным фациям.

Особый интерес представляет поздненеогеновая история центральной и восточной частей пояса, где в середине и особенно в конце плио-

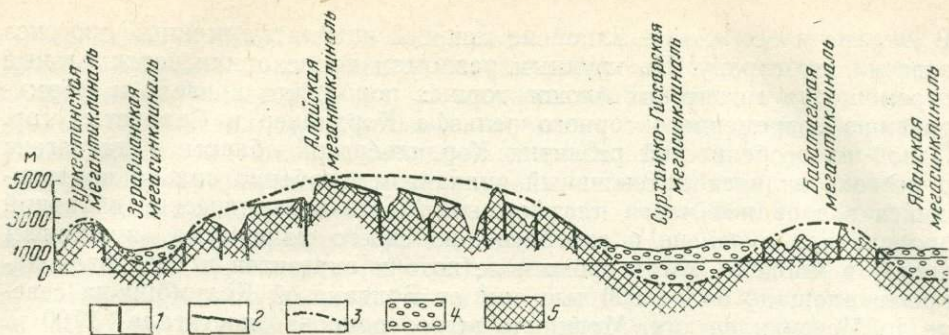


Рис. 148. Структуры и рельеф Южного Тянь-Шаня, возникшие в результате эпиплатформенного орогенеза. По Н. П. Костенко (1970 г.)

1 — разломы; 2 — поверхности выравнивания; 3 — мегантиклинали и мегасинклинали; 4 — неогеновые и четвертичные отложения, заполняющие впадины; 5 — донеогеновые породы

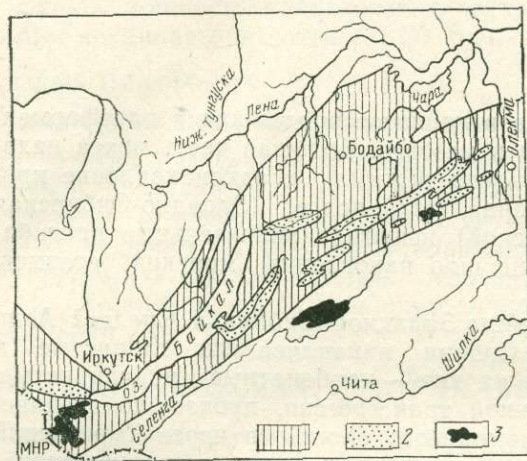


Рис. 149. Схема Байкальского свода. По Е. В. Павловскому (1950 г.)

1 — Байкальский свод; 2 — впадины байкальского типа; 3 — кайнозойские базальты

цена с большой силой проявился эпиплатформенный орогенез (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.). Наиболее сильно эпиплатформенный орогенез проявился в Тянь-Шане, где возник один из величайших в мире горных участков. Здесь поднятиями были охвачены герциниды Южного Тянь-Шаня и каледониды Северного Тянь-Шаня. Вертикальные глыбовые перемещения по огромным разломам привели к образованию системы высоких горных хребтов и разделяющих их глубоких впадин (рис. 148), в которых начал накапливаться грубый обломочный материал, сносимый с растущих гор.

Резко проявился эпиплатформенный орогенез южнее Сибирской платформы, где образовалась система горных цепей северо-восточного простирания в виде огромного сводового поднятия, которое получило название Байкальского свода. Возник горный рельеф с отдельными вершинами, превышающими 3000 м (максимальная отметка достигает 3169 м, средние 1600—2000 м). В осевой части свода образовалась система узких и длинных глубоких впадин-рифтов грабенообразного типа, протягивающихся на расстояние свыше 1700 км от границы с Монголией до среднего течения р. Олекмы (рис. 149). Наиболее глубокой является впадина оз. Байкал — глубочайшая континентальная впадина-рифт в мире (наибольшая глубина 1620 м). Размеры, форма, пространственные соотношения впадин друг с другом и со сводовым поднятием дают возможность считать их аналогом одновременных об-

разований системы Великих Африканских грабен-рифтов. Установлено, что раздвижение впадины Байкал происходит и в наше время примерно на 2 см в год.

## АТЛАНТИЧЕСКИЙ ПОЯС

В течение кайнозойской эры на всей территории пояса продолжался платформенный этап развития, который сопровождался расширением Атлантического океана. Краевые участки пояса, охватывающие побережье, находились в условиях континентального режима. Море заливало лишь незначительные окраинные части пояса в Юго-Западной Англии и по побережью Мексиканского залива.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В течение палеогена и неогена древние платформы находились в континентальных условиях, исключая окраинные части, которые испытывали незначительные прогибания и покрывались мелководными морскими бассейнами (южная часть Восточно-Европейской, северная часть Африканской, западные части Индостанской и Австралийской платформ). Наибольшая трансгрессия наблюдалась в эоценовую эпоху. На востоке Африканской платформы проявился эпиплатформенный орогенез, достигший максимума в неогене.

## ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Палеогеновые отложения распространены на юге платформы в Причерноморской, Украинской и Прикаспийской синеклизах, а также по правобережью Волги между Ульяновском и Саратовом. Наиболее распространены отложения эоцена.

В палеоэоценовую эпоху в центральной части синеклиз накапливались карбонатно-глинистые осадки, характерные для относительно глубоких бассейнов. В краевых частях распространены мелководные пески, песчаники, известняки и опоковидные песчаники.

В эоценовую эпоху море трансгрессировало на север, охватило большую территорию, где накапливались мелководные песчаные и глубоководные глинисто-карбонатные осадки. Континентальные отложения известны в северо-восточной части Украинского щита, где с ними связаны месторождения бурых углей (рис. 150).

В олигоцене морской бассейн постепенно сокращался. Морские песчано-глинистые осадки формировались на юге и юго-востоке, а в Украинской синеклизе шло накопление континентальных озерных и аллювиальных отложений. Наибольшая мощность

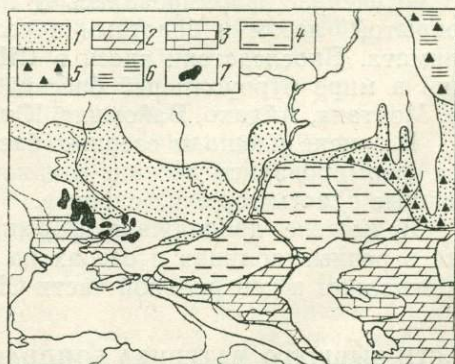


Рис. 150. Литолого-фациальная карта Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей (эоцен)

1 — пески; 2 — мергели; 3 — известняки; 4 — глины; 5 — опоки; 6 — диатомиты; 7 — бурый уголь

палеогеновых отложений в западной части Прикаспийской синеклизы достигает 800 м, в Украинской синеклизе она не превышает 300 м.

В течение неогенового периода на платформе господствовал континентальный режим. Море изредка заливало небольшие участки южной окраины платформы и только в конце неогена охватило почти всю Прикаспийскую синеклизу.

История развития платформы в палеогеновом и неогеновом периодах находилась в тесной зависимости от тектонических движений, происходивших в Средиземноморском геосинклинальном поясе. Регрессия конца мелового периода сменилась палеогеновой трансгрессией, достигшей максимума в эоцене. Именно в эоцене произошло соединение с морским бассейном, располагавшимся в Западной Сибири. Общая регрессия моря с территории платформы началась в олигоцене, что было вызвано сильными поднятиями в Средиземноморском поясе. В неогене море лишь местами заливало южную часть платформы.

### **СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА**

Эта платформа в течение палеогена и неогена представляла собой довольно высоко поднятый континент, где процессы денудации преобладали над аккумуляцией. Континентальные отложения отмечены на севере в Ленско-Вилойской синеклизе, а также в отдельных межгорных котловинах на юге.

### **СЕВЕРОАМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА**

Вся территория этой платформы в течение палеогена и неогена находилась в континентальных условиях. Платформенные континентальные отложения установлены на небольшой площади.

В палеоценовую эпоху в западной части платформы накапливалась мощная угленосная серия. Здесь на границе с мезозойской складчатой областью еще в начале мелового периода возник краевой прогиб, в котором и началось углеобразование. Угленосная серия особенно интенсивно формировалась в палеоцене на обширной территории, покрытой лесом и болотами в условиях влажного субтропического климата. Впоследствии здесь в США и Канаде образовался крупнейший в мире бурогольный бассейн (штаты Северная и Южная Дакота, Монтана, Айдахо, Вайоминг, Юта).

В эоцене площади озерных бассейнов сократились. В озерах и реках формировались песчано-глинистые осадки, к которым приурочены мощные пласты горючих сланцев.

В неогене продолжали формироваться континентальные отложения в речных долинах и озерах на площади большей, чем в палеоцене (в основном в центральной части США).

### **ЧАСТИ БЫВШЕГО МАТЕРИКА ГОНДВАНЫ**

К началу крайнозойской эры материка Гондваны как единого целого не существовало. Австралия представляла собой отдельный континент, между Африкой и Южной Америкой связи сохранились до середины палеогенового периода.

В палеогене незначительные трансгрессии моря охватили краевые части платформы. Наиболее крупная из них была в Северной Африке, где в основном формировались мелководные нуммулитовые известняки. Морские условия существовали на небольших участках в западных частях Индостанской и Австралийской платформ. Большая часть платформ представляла собой сушу. Накопление континентальных палеогеновых красцветных песчаников и неогеновых охристых песков общей мощностью до 150—200 м отмечено на огромной территории впадины Калахари в Южной Африке. Песчано-глинистые озерные и аллювиальные отложения известны на большой площади восточной части Австралийской платформы.

Процесс расчленения Гондваны протекавший интенсивно в мезозое продолжался в палеогеновом и неогеновом периодах. Наряду с опусканиями происходили и воздымания на больших площадях, которые привели к образованию гигантского сводового поднятия в Восточной Африке. К осевой части этого огромного свода, возникшего в процессе эпиплатформенного орогенеза, приурочена система Восточно-Африканских разломов, протягивающаяся на расстоянии свыше 5000 км от южной границы Турции на севере до р. Лимпопо на юге. Большинство этих разломов имеет палеогеновый и неогеновый возраст, но среди них немало мезозойских и есть даже докембрийские. К этим разломам, протягивающимся параллельными рядами, приурочена система Великих Африканских грабен, вытянутых в меридиональном направлении. Крупнейшие из них заняты водными бассейнами: Красное море, Мертвое море, Аденский залив, озера Рудольф, Альберт, Танганьика, Ньяса (рис. 151).

Образование разломов и грабен сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью типа с излияниями преимущественно базальтовой магмы. В процессе этой вулканической деятельности возникли огромные горы — вулканы Восточной Африки: Килиманджаро (6010 м), Кения (5194 м), Меру (4565 м), Карисимби (4531 м). Два последних вулкана и ряд более мелких не прекратили свою деятельность до сих пор.

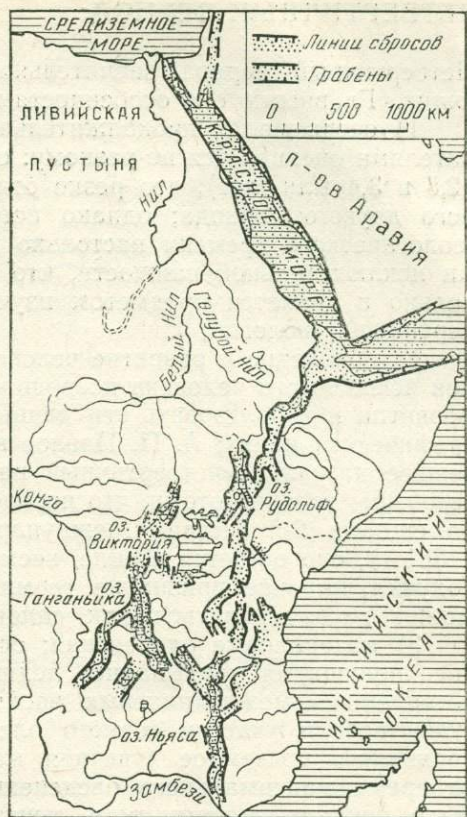


Рис. 151. Схема грабен Восточной Африки

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Четвертичный период значительно отличается от всех предшествующих. Главными его особенностями являются следующие:

1) очень малая продолжительность, которая различными исследователями оценивается по-разному: от 700 тыс. до 1,8 млн. лет и больше (2,5 и 3,4 млн. лет), что резко отличается от продолжительности любого другого периода; однако история этого короткого промежутка геологического времени настолько насыщена геологическими событиями исключительной важности, что он давно уже рассматривается отдельно и является предметом изучения самостоятельной науки — четвертичной геологии;

2) появление и развитие человека и его культуры; изучение остатков ископаемого человека позволило выделить важнейшие этапы в его развитии и использовать эти данные в стратиграфических и палеогеографических целях; А. П. Павлов в 1922 г. предложил заменить устаревшее название «четвертичный период» более правильным «антропогеновый»; только потому, что первое название было принято официально еще на 2-й сессии Международного геологического конгресса (1881 г), оно остается в силе, несмотря на свою архаичность; в СССР получил широкое признание термин «антропогеновый период», но он может рассматриваться как синоним;

3) материковые оледенения; огромные площади материков Северного полушария покрывались ледниками, которые стаивали во время потепления — межледниковых эпох; вне зоны сплошного оледенения существовали участки горного оледенения; на обширных площадях проявилось подземное («вечная мерзлота») и океанское оледенение; во время максимального оледенения более 27% площади материков было покрыто льдами, т. е. почти втрое больше, чем в настоящее время (рис. 152); поэтому четвертичный период часто называют ледниковым;

4) на материках четвертичные отложения почти повсеместно представлены рыхлыми породами континентального происхождения, среди которых выделяют различные генетические типы; они отличаются резкими фаціальными изменениями как на местности, так и в разрезе, что объясняется быстрой сменой физико-географической обстановки в четвертичном периоде и влиянием ряда геологических факторов; морские четвертичные отложения сплошным шлейфом покрывают дно морей и океанов, на материках они встречаются очень редко в прибрежных участках современных морей.

Возраст четвертичных отложений определяется палеонтологически и изотопными методами. При установлении возраста континентальных пород применяются спорово-пыльцевый метод и изучение остатков млекопитающих (в последнее время для целей детальной стратиграфии часто используются мелкие млекопитающие — лемминги, полевки и др., эти животные более четко реагировали на изменение климатических условий, чем крупные млекопитающие). Кроме того, применяются палеокарпологический (изучение семян растений) и археологический методы. Возраст морских отложений определяется микропалеонтологическим анализом (изучение фораминифер, нанопланктона, радиолярий, остракод, диатомей и других микроорганизмов).

Для установления изотопного возраста используются калий-аргоновый и радиоуглеродный методы, а в последние 15 лет широко при-

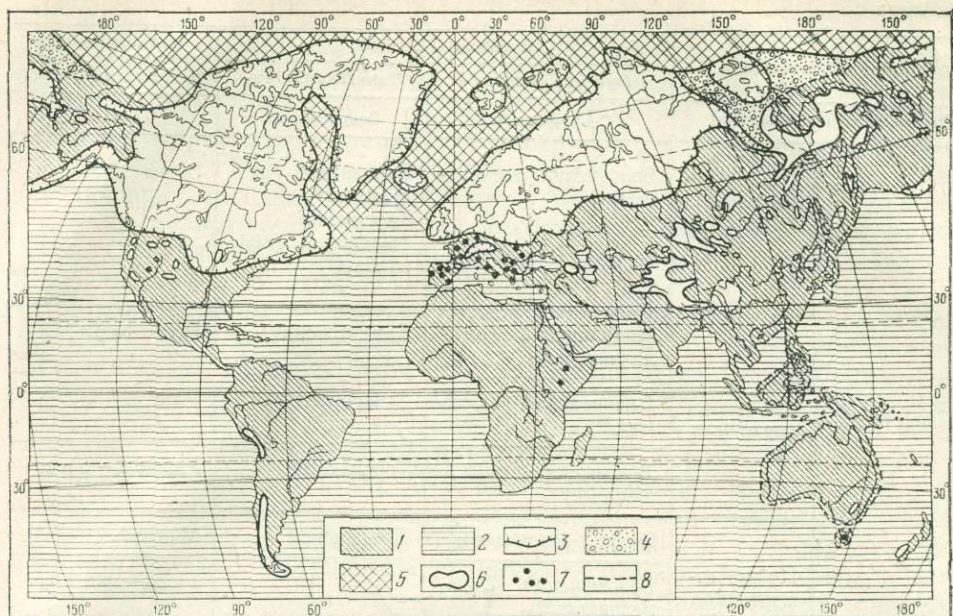


Рис. 152. Карта эпохи максимального оледенения. По В. И. Громову (1948 г.)

1 — части материков, не покрытые льдом; 2 — море; 3 — граница материкового оледенения; 4 — фирновый лед (нетающий зернистый снег); 5 — пак (плавающий лед); 6 — участки горного оледенения; 7 — отдельные горы, покрытые льдом; 8 — предполагаемые границы материка в четвертичном периоде

меняется палеомагнитный метод. Для достижения более точных результатов указанные методы применяются комплексно.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Четвертичная система была выделена в 1829 г. бельгийским геологом Ж. Денуайе, хотя название «четвертичная формация» применялось А. Вернером еще в 70-х годах XVIII в. За полтора столетия совершенно изменилось представление о геологической хронологии четвертичного периода. В XIX в. долгое время были неясны принципы расчленения четвертичной системы и только в 1900—1909 гг. А. Пенк и Э. Брюкнер разработали первую схему стратиграфии, выделив внутри четвертичной системы четыре отдела. Учитывая малую продолжительность периода и небюстраграфический принцип расчленения отложений, в индексы были введены не арабские, а римские цифры. В основу схемы Пенка и Брюкнера было положено выделение чередующихся в разрезе ледниковых и межледниковых отложений (см. табл. 15). Этот палеоклиматический принцип широко использовался в Европе и Северной Америке в 20—30-х годах и на его основе было составлено много различных стратиграфических схем.

Четвертичная фауна в начале нашего столетия была очень слабо изучена, поэтому эти схемы не имели палеонтологического обоснования, при их разработке главную роль сыграл геоморфолого-неотектонический метод, так как морены разного возраста в рельефе располагаются

Таблица 15

Основные подразделения		Горизонты в СССР		Западная Европа (Альпы) (А. Пенк, Э. Брюкнер, 1909 г.)
		Русская равнина	Западная Сибирь	
Современное (голоцен) $Q_{IV}$		Современный	Современный	Голоцен
Плейстоцен	Верхнечет- вертичное звено $Q_{III}$	Валдайский (леднико- вый)	Сартанский (лед- никовый) Каргинский Зырянский (лед- никовый)	Вюрм
		Микулинский (меж- ледниковый)	Казанцевский	Рисс—вюрм
	Среднечет- вертичное звено $Q_{II}$	Днепровский (ледни- ковый)	Самаровский	Рисс
		Лихвинский (межлед- никовый)	Тобольский	Миндель—рисс
	Нижнечет- вертичное звено $Q_I$	Окский (ледниковый)	Демьянский	Миндель
		Беловежский (меж- ледниковый)	Доледниковый	Гюнц—миндель
		Варяжский (леднико- вый)		Гюнц*

\*Гюнцское оледенение имело место ранее 0,75 млн. лет, т. е. в самом конце неогена.

на различных уровнях (чем морена древнее, тем гипсометрически выше она залегает). Отсутствие биостратиграфических критериев привело к тому, что расчленение четвертичной системы, проведение границ между ее подразделениями и корреляция удаленных разрезов проводились довольно условно. Изучение млекопитающих и восстановление путей их эволюции позволили перейти к созданию стратиграфии четвертичной системы, основанной на палеонтологических данных. Изучались и другие группы организмов. Таким образом, ученые использовали два различных подхода к разработке стратиграфии четвертичной системы: палеоклиматический (гляциоклиматический) и биостратиграфический (палеонтологический). Принципы стратиграфического расчленения системы, определение объема, содержания и терминологии ее подразделений стали предметом долгой дискуссии. До сих пор нет ясности в вопросе о нижней границе системы.

Дискуссия продолжается и в настоящее время. Одни в основу стратиграфического расчленения кладут палеоклиматические критерии, согласно которым продолжительность четвертичного периода оценивается в 700—750 тыс. лет, другие основывают свои выводы преимущественно на эволюции млекопитающих и оценивают продолжительность периода в 1,8—3,4 млн. лет (большинство принимает цифру в 1,8 млн. лет). Последние предлагают включить в четвертичную систему часть верхнего плиоцена под названием эоплейстоцен и тем самым значительно понизить границу системы.

До конца 40-х годов нашего столетия нижняя граница четвертичной системы проводилась под отложениями, несущими следы материкового оледенения, примерно на уровне 0,7—0,75 млн. лет. Однако в

1948 г. на 18-й сессии Международного геологического конгресса в Лондоне было рекомендовано понизить границу до уровня 1,8 млн. лет, что было подтверждено и на 24-й сессии МГК в 1972 г. в Монреале. В 1963 г. Межведомственный стратиграфический комитет СССР рассмотрел обе точки зрения и решил не изменять ранее утвердившееся мнение о проведении границы четвертичной системы под отложениями апшеронского яруса, т. е. на уровне 0,7—0,75 млн. лет. Помимо климатических изменений (материковое покровное оледенение) на этом рубеже происходили изменения в составе млекопитающих и моллюсков. Официальное решение МСК СССР до сих пор остается в силе и оно отражено в табл. 14 и 15.

Долгое время четвертичную систему делили на отделы, а в 1963 г. МСК СССР принял решение отменить название «отделы» для этой системы, так как они были слишком несовместимы по объему и времени накопления осадков с отделами других систем. В СССР с 1963 г. употреблялось стратиграфическое наименование «отложений»: нижне-, средне-, верхнечетвертичные и современные отложения с соответствующими индексами Q<sub>I</sub>, Q<sub>II</sub>, Q<sub>III</sub>, Q<sub>IV</sub>. Стратиграфический кодекс СССР (1977 г.) предлагает называть подразделения четвертичной системы звеньями: нижне-, средне-, верхнечетвертичное и современное звено, внутри которых выделяются ледниковые и межледниковые горизонты. Это отражено в табл. 15, которая лишь в общих чертах показывает соотношение горизонтов, выделенных в СССР и в Альпах.

## ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Животный и растительный мир начала четвертичного периода был близок к современному. Изменения, которые произошли в его составе и расселении в течение четвертичного периода, были вызваны главным образом похолоданием и потеплениями климата. Это привело к миграции фауны и флоры на юг во время оледенений: во внеледниковой области были распространены южные и северные животные, к югу смещались границы растительных зон. Во время межледниковых эпох происходила миграция в обратном направлении, иногда даже севернее современных границ распространения.

Общей закономерностью развития флоры в течение плейстоцена является неоднократное ее изменение и приспособление к похолоданию в умеренной зоне и высокогорных областях, обеднение ее видового состава и растительных сообществ, расширение травянистой и сокращение лесной растительности.

В животном мире заметные изменения произошли в составе млекопитающих, особенно среди хоботных и копытных, населявших Северное полушарие. Общей закономерностью развития животного мира Северного полушария в плейстоцене являлось вымирание многих теплолюбивых животных и появление приспособленных к жизни при низких температурах. Особенно резко процесс вымирания и миграции проявился в эпоху максимального (днепровского) оледенения.

В конце плейстоцена и начале четвертичного периода на юге европейской части СССР обитало много теплолюбивых форм: мастодонт, южный слон, слон Громова, гиппарион, саблезубый тигр, этрусский носорог и др., а на юге Западной Европы — даже страус и гиппопотам. В течение раннего плейстоцена, еще до начала максимального оледенения, состав животного мира существенно изменился.

Резкие изменения состава животного мира и его миграцию далеко

к югу вызвало днепровское оледенение. В эту ледниковую эпоху на равнинах Европы южнее границы ледника наряду с оленями, волками, лисицами, бурыми медведями впервые появились холодолюбивые виды животных: шерстистый носорог, мамонт, мускусный овцебык, северный олень, белая куропатка, лемминги. Вымерло большинство видов теплолюбивых животных, а также гигантские носорогообразные эламотерии, носорог Мерка, пещерные львы, медведи, гиены. В горах Кавказа и Закавказья, в Карпатах, Альпах и Пиренеях альпийские виды животных спустились к долинам. В Крыму появились: белая куропатка, пецец, заяц-беляк, северный олень, полярный жаворонок. Мамонт и шерстистый носорог обитали на юге Европы, они же заселили всю Восточную и Западную Сибирь до самых северных окраин и проникли в Северную Америку. Только Австралия, Южная Америка, Центральная и Южная Африка сохранили свою прежнюю фауну, хотя заметно обедненную. Итак, к началу позднечетвертичного времени холодолюбивые животные преобладали, ареал распространения немногих сохранившихся теплолюбивых форм сместился далеко к югу в тропическо-экваториальный пояс. В конце плейстоцена — начале голоцена вымерли такие аборигены ледниковых эпох, как мамонт, шерстистый носорог, большерогий олень и многие другие. Животный мир на материках приобрел современный облик.

Наиболее важным событием четвертичного периода является появление и развитие человека. В последние десятилетия была получена масса новых материалов по проблеме времени и места зарождения ископаемого человека и его предков. Долгое время большинство исследователей считало, что прародиной человека была Азия. Новейшие открытия приводят к выводу, что наиболее вероятным местом появления человека была Восточная Африка.

Предковой формой ископаемых людей являются австралопитеки, принадлежащие к семейству гоминид (*Hominidae*), встреченные только на Африканском континенте. Они появились в Восточной Африке еще в неогене около 5 млн. лет назад. Все известные здесь находки австралопитеков обнаружены в пределах системы Великих Африканских грабенов, состоящей из цепи широких впадин, осложненных поднятиями (Танзания, Кения и Эфиопия). Характерными особенностями этой области являются интенсивное проявление молодого вулканизма и обилие озер. В течение позднего плиоцена и в начале четвертичного периода здесь господствовал теплый и влажный климат.

Благоприятные природные условия способствовали развитию органического мира и, в частности, появлению ископаемых гоминид — австралопитеков. Они постепенно освоили прямое хождение, стали всеядными и около 2,6 млн. лет назад начали примитивным путем обрабатывать каменные предметы (главным образом гальки). В процессе длительной эволюции среди австралопитеков появились формы, приближающие их к человеку, получившему название *Homo habilis* — человек умелый.

Следующим звеном в семействе гоминид являются архантропы (питекантропы), считающиеся большинством исследователей прямыми предками ископаемых людей. Они появились также в Восточной Африке около 1,4—1,2 млн. лет назад, оттуда распространились на другие части континента и далее в Европу и Азию. Классические находки питекантропов известны на Яве. Они встречены также в КНР (Чжоукоудянь, Лантянь) и в умеренных широтах Европы (Вертешилеш в

Венгрии, Гейдельберг в ФРГ). Возле остатков питекантропов в Африке обнаружены каменные изделия типа ручных рубил. Обработанные камни и следы костров встречены в пещере вместе с остатками так называемых синантропов в Чжоукоудяне близ Пекина. Все находки питекантропов, кроме восточно-африканских, имеют относительно молодой возраст. По-видимому, их развитие протекало вплоть до конца минделя (350—400 тыс. лет назад).

В ряде пунктов найдены остатки ископаемого человека, имеющего переходные признаки к палеоантропам: пещера Азых в Азербайджане, местонахождение Араго во Франции и др. Эти люди использовали не крупные ручные рубила (по степени обработки этих каменных изделий археологи выделяют ашельскую культуру), широко применяли огонь. Время существования архантропов называют ранним палеолитом.

Палеоантропы или неандертальцы появились около 350 тыс. лет назад, достигли расцвета в более позднее время и существовали до середины вюрма (35 тыс. лет назад). Они обитали на значительно большей территории, чем архантропы. Особенно многочисленны находки костных остатков неандертальцев в умеренных и южных широтах Европы. Археологическая культура палеоантропов, называемая мустьерской, распространена очень широко (хотя и не повсеместно). Она сменила ашельскую в рисс — вюрме, т. е. около 100 тыс. лет назад, но достигла расцвета в начале вюрма. Мустьерцы уже обитали в примитивных жилищах из деревьев и костей, построенных на открытых пространствах. Имеется много фактов, свидетельствующих о более высокой стадии развития мустьерцев. Так, например, в их погребениях в пещерах отмечены следы ритуальных действий, выражающиеся в особой укладке костей животных или каменных блоков над захоронениями. Время существования палеоантропов называют средним палеолитом.

Неоантропы — *Homo sapiens* — люди современного типа сменили палеоантропов в середине вюрма (35—40 тыс. лет назад) во время позднего палеолита. Неоантропы обитали на значительно большей территории, чем палеоантропы, появились в северных районах земного шара, проникли на другие континенты — в Америку, Австралию и на многочисленные острова. Первые неоантропы мало отличались от современных людей, они появились и развивались в условиях сурового климата второй половины последнего оледенения, приспособляясь к окружающей обстановке. Неоантропы достигли значительного усовершенствования техники обработки камня, у них появились изделия из кости, предметы изобразительного искусства (наскальные рисунки, статуэтки, гравировка на кости), примитивные музыкальные инструменты, меховая одежда, украшения из просверленных зубов и раковин и т. д. Люди, занимавшиеся в основном охотой, объединялись иногда в обширные поселения, строили себе жилища из костей и дерева, прикрывали их ветвями и звериными шкурами. Постепенно усложнялись бытовые и хозяйственные элементы их жизни. Среди каменных изделий неоантропов выделяется ряд разнообразных культур.

Около 10 тыс. лет назад палеолит сменился мезолитом — культурой с еще более усложненным хозяйством (появление лука и стрел, одомашнивание животных и т. д.). Начало мезолита примерно совпадает с границей плейстоцена и голоцена. В голоцене материковые льды отступили; люди приобрели возможность осваивать северные территории, как это произошло, например, на северо-западе европейской части СССР и в ряде Скандинавских стран.

Около 6 тыс. лет назад (а в некоторых регионах и ранее) произошел переход от мезолита к неолиту — позднему каменному веку, характеризующемуся появлением керамики. В неолите люди перешли от бродячего и полуседлого образа жизни к оседлому. Возникли ранние земледельческие культуры. Присваивающее хозяйство избыточного общества (охота) постепенно сменилось производящим (земледелие и скотоводство). Около 5 тыс. лет назад в отдельных регионах появились первые бронзовые изделия, сменившиеся (3—2,5 тыс. лет назад) эпохой железа, которая продолжается и в наше время.

Костные остатки ископаемых людей, встречаемые очень редко, характеризуют крупные стратиграфические рубежи, главным образом на ранних стадиях становления человека в конце плейстоцена и начале четвертичного периода. Позже, при развитии и усложнении техники изготовления каменных изделий, основным стратиграфическим критерием стали следы различных культур каменного века. Совместно с палеонтологическими остатками следы этих культур дают хороший материал для детальных стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций. Археологический метод исследования существенно дополняет палеоантропологический при стратиграфическом расчленении четвертичных отложений.

## ЭПОХИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Обширное материковое оледенение охватило Северное полушарие, центрами были Балтийский и Канадский щиты, полностью покрывшиеся мощной толщей льда (местами до 3 км). Гигантский ледниковый купол вобрал в себя огромный объем воды океанов, это вызвало колоссальную регрессию и осушение морских мелководий. Наиболее сильное осушение произошло во время максимального оледенения, острова Северного полушария соединились с материками: на месте Северного моря и пролива Ла-Манш была суша, которая соединяла Британские острова с материком; острова Сардиния и Корсика сливались и занимали большую площадь; Черное море было замкнутым бассейном, а Азовского не существовало; Босфор и Дарданеллы из проливов превратились в сухопутные мосты между Малой Азией и Балканами; на востоке существовала Берингия — место миграции животных, Сахалин не был островом.

Огромные ледниковые покровы доходили в Азии до 60°, в Европе до 50°, в Северной Америке до 40°. Южнее ледники покрывали горные районы Альп, Карпат, Гималаев, Тянь-Шаня, Алтая и т. д. Следы оледенения известны и в Южном полушарии, но там оледенение проявилось значительно слабее и только в горах. Антарктида была покрыта льдами на большей площади, чем ныне.

Ледниковые отложения неоднородны по строению: наряду с моренами встречаются слои речного и озерно-болотного происхождения. Это объясняется тем, что эпохи оледенения чередовались с эпохами потепления. В межледниковые эпохи потепления ледники таяли, отступали далеко на север и площадь оледенения сокращалась, а иногда, возможно, исчезали почти полностью.

Создана стройная теория материкового оледенения, развития и динамики льдов и их геологической деятельности. Вместе с тем до сих пор не ясен вопрос о причинах и числе оледенений; не установлено, были ли они одновременными или разновременными в Северном и Юж-

ном полушариях и в отдельных странах Северного полушария. Большинство исследователей считает, что в Северном полушарии было не менее трех ледниковых эпох.

## ЕВРОПА

В Европе центрами оледенения были Скандинавские горы и Альпы. Наиболее крупным было скандинавское оледенение, которое сыграло большую роль в формировании современного рельефа и накоплении четвертичных отложений на территории европейской части СССР и Западной Европы. В Альпах установлено четыре оледенения: гюнцское, миндельское, рисское и вюрмское. Эти названия легли в основу Европейской стратиграфической шкалы четвертичной системы, которая была предложена в 1909 г. (см. табл. 15).

Значительные площади Западной Европы и европейской части СССР покрывались ледниками, наступавшими с территории Скандинавии. На Восточно-Европейской равнине прослежены морены трех крупных оледенений: раннечетвертичного, среднечетвертичного и позднечетвертичного, которые примерно соответствуют миндельскому, рисскому и вюрмскому оледенениям Альп.

Граница раннечетвертичного — окского ледникового покрова проходила от устья р. Камы по югу Белоруссии. В Западной Европе в это время ледники занимали наиболее южное положение, они распространились до подножий Карпат и Судет, а отдельные языки достигали территории Чехословакии. Мощность окской морены на Восточно-Европейской равнине — от нескольких метров до 60 м и более. Считают, что окское оледенение было первым покровным оледенением Северо-Западной Евразии. После него наступило лихвинское межледниковье. Некоторые исследователи выделяют в Белоруссии морену более древнего оледенения, считая его аналогом гюнцкого оледенения Альп.

Самым крупным было среднечетвертичное оледенение, внутри которого выделяют две стадии оледенения: раннюю — днепровскую и позднюю — московскую, разделенные одинцовским межледниковьем. Во время максимального днепровского оледенения льды образовали два крупных языка: Днепровский и Донской, которые достигли широты Днепропетровска и Волгограда. На западе Европы ледник покрывал Британские острова, в период своего наибольшего развития он спустился южнее широты Лондона, Берлина, Варшавы, на северо-востоке он покрывал Тиманский кряж и сливался с другим ледником, наступавшим с Новой Земли и Полярного Урала. В понижениях рельефа на Восточно-Европейской равнине мощностью днепровской морены достигает 50 м и более, а у границы ледника не превышает 2—6 м.

Московское оледенение было меньше днепровского. Граница московской морены проходит от Южной Белоруссии на Москву через Южный Тиман и далее к северо-востоку. В средней части Русской равнины морена заполняет долины рек, достигая мощности 50 м и более. Оледенение сменилось теплым микулинским межледниковьем.

Теплые и влажные условия микулинской межледниковой эпохи, царившие на Земле 80—100 тысячелетий назад, довольно быстро сменились пронизывающим холодом последнего ледникового цикла, который достиг своего пика около 20 тыс. лет назад. Позднечетвертичное валдайское оледенение имело наименьшую площадь распространения, но это время было самым холодным. Валдайская морена распростра-

нена на северо-западе Русской равнины; состоит она из нескольких слоев, разделенных межморенными отложениями, часто с растительными остатками. Выделяются ряд межстадиалов, которые свидетельствуют о неоднократных потеплениях климата, не достигавших на Европейской территории СССР ранга межледниковья. Потепления охватили как территорию, покрывавшуюся ледником, так и внеледниковую область, располагавшуюся южнее.

Установившиеся 20—30 тыс. лет назад условия весьма холодного климата сменились очень быстрым потеплением. В течение нескольких тысячелетий распался ледниковый покров, остатки которого исчезли в Скандинавии около 9 тыс. лет назад. Отступление последнего ледника сопровождалось остановками. У его края скапливались воды, сток которых к югу затруднялся возвышенностями. В озерах отлагались ленточные глины. В конце плейстоцена, когда ледник покрывал только территорию Скандинавского полуострова, озера слились воедино, началось формирование Балтийского моря в несколько этапов (Иольдиевое, Анциллово, Литориновое и Древнебалтийское моря), которые охватывали последние 14 тыс. лет. Отступила вечная мерзлота, вернулись в моря и океаны талые ледниковые воды. Повысились температура и влажность воздуха. Оттаявшие равнины начали покрываться лесами.

## АЗИЯ

Территория Азии подвергалась меньшему по площади оледенению, чем Европа. Оно распространилось от низовьев Лены до Урала в наиболее обеспеченной осадками северо-западной части Азии и западнее



Рис. 153. Кривая, показывающая колебания климата в Сибири в течение четвертичного периода. По Г. И. Лазукову (1970 г.)

сливались с покровным оледенением Европы. Гигантские ледники покрывали северную и центральную части Западно-Сибирской равнины, но они имели значительно меньшую толщину льда, чем в Европе. Большинство ученых выделяет в Сибири четыре разновозрастных горизонта ледниковых отложений, разделенных межледниковыми осадками (рис. 153). Время максимального оледенения в Азии, как и в Европе, совпадает со средним плейстоценом. Обширные участки Азии были охвачены также горным и подземным оледенениями. Крупные участки горно-долинного оледенения находились на Северо-Востоке СССР, в Тянь-Шане, Алтае-Саянской и Тибетско-Гималайской областях. Подземное оледенение охватило всю северную и центральную части Азии, оно распространилось в Европу вплоть до Великобритании. В Восточной Азии, где до сих пор господствует континентальный арктический воздух, подземное оле-

денение сохранилось на большой площади в виде вечной мерзлоты. В Европе оно исчезло в голоцене.

## СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Покровное оледенение охватило 60 % площади Северной Америки, бóльшую территорию, чем в Европе. Ледниковый покров состоял из четырех громадных ледников: Гренландского, Лабрадорского, Кьюэтинского и Кордильерского. Южная граница оледенения проходила южнее Великих озер (около 39° с.ш.), а северо-западная оконечность материка в значительной степени была свободной ото льда. Многие ученые считают, что, как и в Евразии, в Америке было несколько оледенений (от четырех до шести), прерывавшихся более теплыми межледниковыми эпохами.

На формирование современного рельефа северной части Северной Америки оказало влияние последнее висконсинское оледенение, следы трех предыдущих — небрасского, казанского и иллинойского (максимального) встречаются лишь местами. Мощность моренных отложений достигает 150 м. У границы с Канадой мощность льда над крупными долинами составляла 1000—1500 м, а поверхность достигала высоты до 2200 м. У южного края ледника, где покров образовывал десять языков, мощность льда составляла от 300 до 500 м, а поверхность понижалась до 600 м.

## ЮЖНАЯ АМЕРИКА, АФРИКА И АВСТРАЛИЯ

Оледенению подвергались горные участки Южной Америки, Африки и Австралии. Снеговая линия в то время проходила в этих участках на несколько сотен метров ниже современной, а местами ледники спускались почти к морю (Новая Зеландия).

В Южной Америке оледенение охватило Анды, в Африке ледники отмечены в горах Атласа, а в экваториальной части они спускались со склонов вулканов Кения и Килиманджаро на 270 м ниже, чем теперь. В Австралийских Андах ледники отсутствуют, а во время оледенения они опускались до 1000 м над уровнем моря.

Климат Южного полушария по сравнению с Северным был более влажным и мягким.

## ВНЕЛЕДНИКОВЫЕ ТЕРРИТОРИИ

Даже во время максимального оледенения более 2/3 поверхности материков было лишено ледяного покрова. Эта обширная внеледниковая территория Земли, располагавшаяся в пределах современных умеренного, субтропического, тропического и экваториального поясов, испытывала влияние глобальных изменений климата, вызванных сменой ледниковых и межледниковых эпох. Наиболее сильно это влияние сказывалось в перигляциальной зоне — области, расположенной к югу от края ледового покрова. Здесь во время оледенения формировались лёссовые и лёссовидные породы, а в межледниковые эпохи — погребенные почвы. В долинах рек накапливался аллювий различного возраста, водообильность рек претерпевала сильные изменения в ледниковые и межледниковые эпохи. Чередование этих эпох вызывало смещение ландшафтных зон то к югу, то к северу на сотни километров.

Южнее, в области современных субтропиков, последовательно сменялись влажный (плювиальный) и сухой (аридный или межплювиальный) климаты. В ледниковые эпохи (плювиалы) границы климатических зон смещались к югу, в межледниковье (ариды) климат и положение границ климатических зон было близко к современному. В эпохи оледенения область субтропического климата испытывала изменения различного характера (климатические, геологические, гидрографические и др.) и превращалась в плювиальный пояс, который не имел ничего общего с современными субтропиками. Четвертичная история плювиального пояса Северного полушария достаточно хорошо изучена в Евразии, Северной Америке и Северной Африке. Особенно широко в пределах плювиального пояса были распространены озера, некоторые из них сохранились до наших дней. В течение четвертичного периода происходили большие изменения размеров этих озер, характера осадконакопления в них и состава пород. Изменением подвергались генетические типы четвертичных отложений, размещение их по площади, процессы выветривания, денудации и т. д.

В субтропическом поясе Евразии, как и в Северной Америке, известны многочисленные древние озера, сохранились контуры их прежних границ и следы древних водотоков. К древним озерам относятся Мертвое море-озеро на Ближнем Востоке, поверхность воды которого в настоящее время на 400 м ниже уровня океана. В плювиальные эпохи плейстоцена уровень Мертвого моря дважды достигал уровня океана, что было вызвано увеличением влажности и уменьшением испаряемости из-за понижения средней температуры.

Большой интерес представляет хорошо восстановленная плейстоценовая история самого крупного в мире бессточного озера — Каспийского моря, южная часть которого находится в субтропическом поясе. В плейстоцене Каспийское море испытало значительные трансгрессии и регрессии. В период наиболее крупных трансгрессий площадь Каспийского моря расширялась почти вдвое, а его уровень повышался почти на 100 м. В плейстоцене Каспийское море представляло собой гигантское изолированное озеро, на которое не влияли изменения уровня Мирового океана и Черного моря. Колебания его уровня были связаны с изменениями водного баланса: увеличение притока вод с суши за счет таяния покровного ледника Европы и горных ледников Кавказа и уменьшение испарения с поверхности Каспия приводили к трансгрессиям, а снижение притока вод и увеличение испарения — к регрессиям. В позднем плейстоцене во время валдайского оледенения в Каспий поступало мало воды за счет таяния ледника и трансгрессии были связаны в основном с уменьшением испарения с поверхности озера-моря. Вообще, не ледниковый сток, а испарение оказывало существенное влияние на изменение уровня не только Каспийского моря, но и всех других плювиальных озер Евразии и Северной Америки.

Масса бессточных озер плювиального происхождения находится в субтропиках Центральной Азии — в Средней Азии, Монголии, в Китае. По площади они уступают Великим озерам Северной Америки, но все-таки очень крупны и имеют одинаковое происхождение. В Центральной Азии эти огромные вместилища воды расположены на различных уровнях, часто на значительных высотах (в Монгольском Алтае). Самую низкую отметку в 759 м имеет крупнейшее озеро Монголии Убсу-Нур площадью 3350 км<sup>2</sup>, а горное озеро Северной Азии Иссык-Куль расположено на высоте 1608 м.

Плювиальные и аридные эпохи прослежены в Северной Африке, находящейся в субтропическом поясе. Они установлены в Марокко в горах Высокого и Малого Атласа, на плато и в предгорных равнинах на огромном интервале высот от 100 до 3100 м над уровнем моря. Отмечены пять плювиальных эпох, совпадавших с увлажнениями климата. Плювиальное происхождение имеет оз. Чад. Во время валдайского оледенения уровень этого озера поднимался на 120 м и поверхность увеличивалась в 16 раз, от 20 000 км<sup>2</sup> (площадь современного оз. Чад) до 330 000 км<sup>2</sup> (три четверти Каспия). Северная часть обширной котловины Коро-Торо, в которой расположено оз. Чад, в настоящее время высохла.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КАИНОЗОЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### ХАРАКТЕР ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В течение кайнозойской эры земная кора испытала мощные тектонические движения, получившие название альпийского орогенеза. Палеоцен и эоцен были эпохами преимущественного прогибания земной коры в геосинклинальных областях и отдельных участках платформ. В олигоцене (а кое-где и в конце эоцена) во многих регионах начались горообразовательные процессы, которые достигли своего апогея в неогеновом периоде. Наиболее сильно альпийский орогенез проявился в Альпийской геосинклинальной области.

В геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса в течение всей кайнозойской эры процессы прогибания земной коры преобладали над процессами поднятий. Они сопровождались интенсивным осадконакоплением и проявлением вулканизма, которые продолжают до настоящего времени. Сильные складко- и горообразовательные движения охватили огромную территорию Южноамериканских Анд, начиная с эоцена.

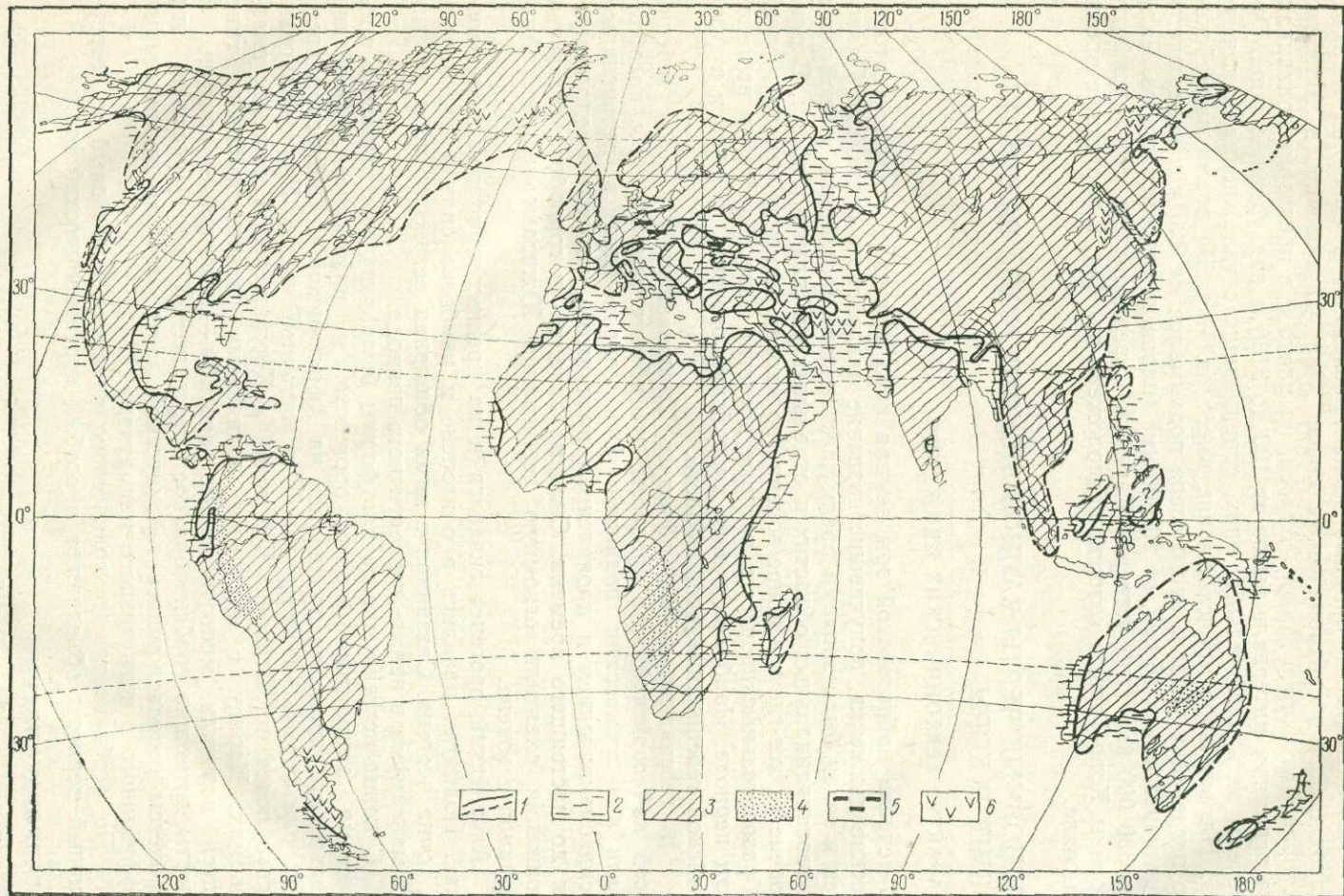
Альпийский орогенез сказался и на древних и молодых платформах. Поднятия начались в олигоцене и наиболее сильно проявились в конце неогена. Связанная с ними обширная регрессия моря достигла максимума в начале четвертичного периода.

С конца неогена многие платформы были охвачены мощными процессами эпиплатформенного орогенеза и рифтогенеза. Особенно сильно эти процессы проявились на Африканской и Сибирской древних платформах, в центральной и восточной частях Урало-Монгольского пояса, на Верхояно-Чукотской и Кордильерской молодых платформах. Наряду с крупными поднятиями сводово-глыбового типа здесь возникли многочисленные прогибы — межгорные впадины и рифты, имеющие грабенообразное строение. В ряде участков эти процессы сопровождались сейсмической деятельностью, проявлениями эффузивного и интрузивного магматизма.

По особенностям тектонического развития неогеновый и четвертичный периоды объединяют в особый неотектонический этап.

### ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

В течение кайнозойской эры основными площадями осадконакопления были геосинклинальные области Средиземноморского и Тихоокеанского поясов (рис. 154).



*Рис. 154. Палеогеография среднего палеогена (эоцена). По Г. И. Немкову (1974 г.), с изменениями*

1 — граница моря и суши (сплошная линия — на континентах, прерывистая — в современных морях); 2 — море; 3 — суша; 4 — области континентального осадконакопления; 5 — области угленакпления; 6 — области проявления вулканизма

В Альпийской геосинклинальной области среди палеогеновых отложений преобладают терригенные и карбонатные породы. Большую роль играют флишевые формации. Вулканогенные породы широко развиты в центральных частях области (Италия, Закавказье, Турция, Иран, Афганистан). Начиная с олигоцена резко возросла роль обломочных пород молассовой формации, накопление которых продолжалось в течение неогенового и четвертичного периодов.

В геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса в прогибах, вытянутых вдоль прибрежных участков и островных дуг, в течение всей кайнозойской эры формировались очень мощные толщи терригенных и вулканогенных пород. На мелководных участках южных морей накапливались органогенные карбонатные осадки.

Платформенные массивы были в основном областями сноса и только в их краевых частях, примыкавших к геосинклинальным областям, шло формирование терригенных (пески, глины), кремнистых (опоки, диатомиты, трепелы) или карбонатных пород (мергели, нуммитовые известняки, известняки-ракушечники). Кое-где на платформах в обширных впадинах накапливались различные континентальные осадки (Северная Америка, Южная Африка, Австралия, КНР, Центральная Азия) — см. рис. 155.

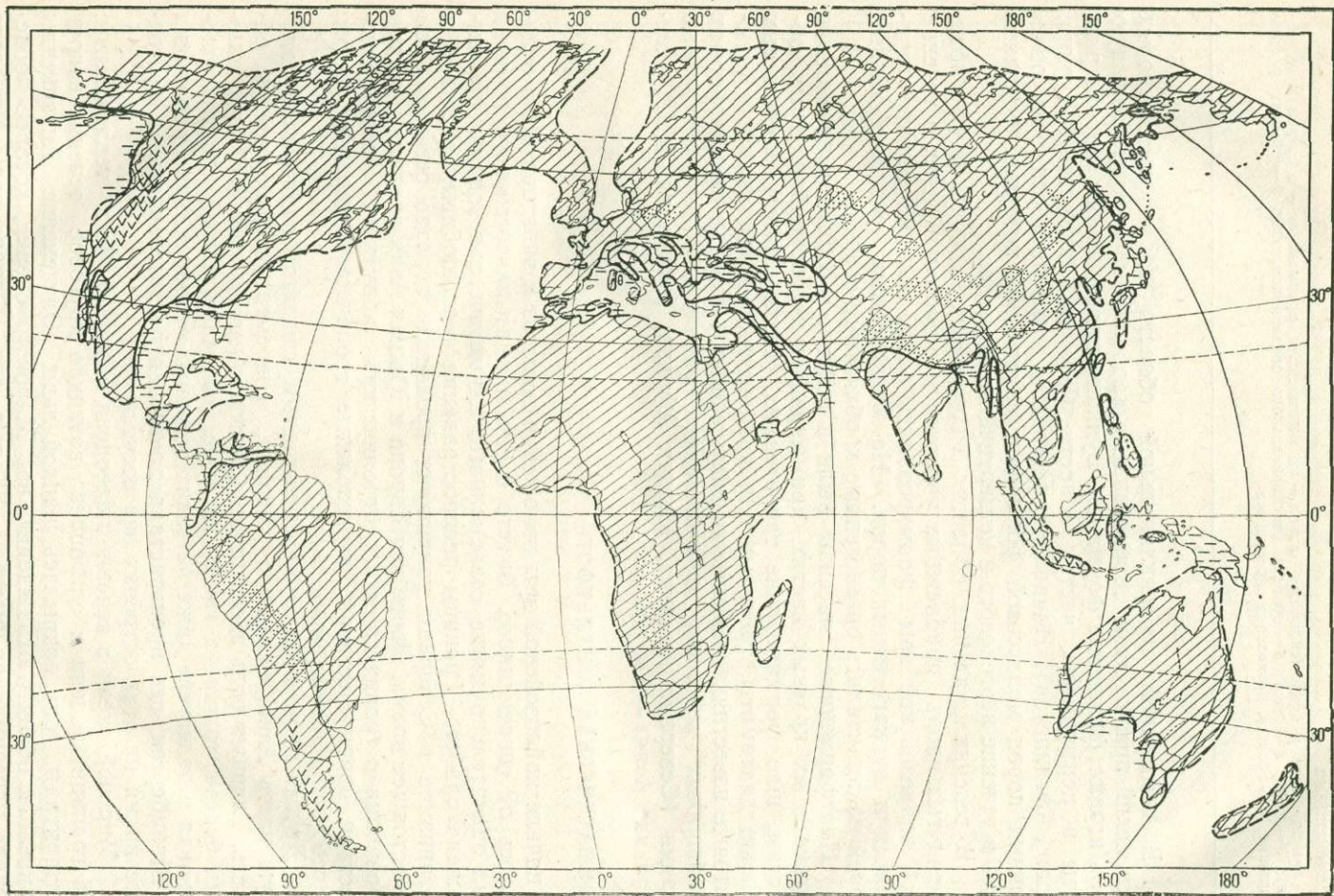
#### КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В начале кайнозойской эры положение полюсов и экватора мало отличалось от современного. Вместе с тем климат палеогенового периода был значительно мягче современного, климатическая зональность выражена слабее. Границы распространения теплолюбивых растений и организмов в Северном полушарии проходили гораздо севернее, чем в настоящее время. Почти вся Европа и Южная Азия входили в состав провинции с тропическим и субтропическим климатом. Здесь произрастали преимущественно вечнозеленые тропические деревья: лавры, мирты, пальмы, эвкалипты и др.

Другая провинция с умеренно-теплым климатом охватывала большую часть Азии, Северную Америку, современную Арктическую область. Главную роль здесь играли листопадные деревья: дуб, бук, каштан, береза, тополь, а также хвойные. Умеренно-теплый климат существовал в палеогене даже на таких северных островах, как Гренландия и Шпицберген, где произрастала древесная растительность (в настоящее время на этих островах она отсутствует).

Мировой океан в течение палеоцена и эоцена был теплопроводным. На границе эоцена и олигоцена возникло круговое течение вокруг Антарктиды, она покрылась шапкой льда. Оледенение Антарктиды привело к общему охлаждению вод Мирового океана, которое происходило чрезвычайно быстро — 100 тыс. лет. Однако воды Мирового океана в начале олигоцена были еще достаточно теплыми, даже возле Антарктиды отсутствовали плавающие айсберги. Климатические изме-

Рис. 155. Палеogeография раннего неогена (миоцена). По Г. И. Немкову (1974 г.).  
Условные обозначения см. рис. 154



нения на границе эоцена и олигоцена были существеннее, чем на границе палеогена и неогена.

В неогене происходило постепенное похолодание, которое вызвало на суше сокращение площадей с лесной растительностью и расширение степей и полупустынь. К началу четвертичного периода климат стал близок к современному.

Четвертичный период был временем неоднократных сильных похолоданий, вызвавших крупные материковые оледенения. Они были причиной коренных изменений природы земного шара в размещении растительного и животного мира на поверхности Земли.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кайнозойские отложения содержат различные полезные ископаемые, особенно богаты они горючими ископаемыми.

Интенсивное углеобразование происходило преимущественно в палеоценовую и эоценовую эпохи, в меньшей степени в неогене. Запасы палеогеновых и неогеновых углей значительны, но по качеству эти угли уступают более древним, так как имеют низкую степень углефикации (преимущественно бурые угли и лигниты).

Очень богаты палеогеновые и особенно неогеновые отложения нефтью. Большинство крупных месторождений приурочено к молодым складчатым областям Среднеземноморского и Тихоокеанского поясов, многие из них расположены в зонах краевых прогибов, возникших во время формирования альпийских складчатых горных систем.

Большой интерес представляют месторождения железных и марганцевых руд осадочного происхождения, формирование которых происходило главным образом в олигоцене в морских, озерных и речных условиях. Месторождения железных руд образовались в плиоценовых эстуариях (например, Керченское).

К мощной коре выветривания в тропических областях Южной Америки, Африки, Индии и Австралии приурочены многочисленные месторождения бокситов и железных руд.

Много рудных месторождений связано с магматической деятельностью, которая проявилась в Среднеземноморском и Тихоокеанском геосинклинальных поясах (медь, золото, полиметаллы, редкие металлы). Большинство месторождений приурочено к кислым и щелочным интрузиям. С аллювиальными, делювиальными, пролювиальными четвертичными отложениями связаны россыпи золота, платины и других металлов, а также алмазов.

Из нерудных полезных ископаемых наиболее интересны месторождения поваренной и калийной соли, кремнистых пород, серы. Наиболее важны месторождения миоценового «соляного пояса», обозначающего засушливую климатическую зону Евразии. Среди четвертичных отложений, кроме россыпей много месторождений различных строительных материалов (песок, гравий, суглинки, глины).

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссаль 55  
Австралийская область 165, 213  
— платформа 81—83, 117, 290, 291  
Азиатская геосинклинальная область 149, 210, 211  
Аккреция 104  
Алданский щит 100  
Алтае-Саянские каледониды (область) 157—160, 204  
Альпиды 83  
Альпийская область 258—266, 311—318  
— складчатость (орогенез) 83  
Анабарский щит 100  
Анализ мощностей 67, 68  
— перерывов и несогласий 68—73  
— стратиграфического разреза 65, 66  
Андийская область 164, 213, 273, 274, 323, 324  
Антарктическая платформа 81—83, 117  
Аргоновый метод 40  
Арктический пояс 81—83, 123  
Астеносферный слой 75, 87, 88  
Атлантический пояс 81—83, 123, 140—145, 214—220, 279, 280, 327  
Африканская платформа 287  
  
Базальтовый слой 74, 75  
Байкало-Енисейская область 161, 162  
Байкаллы 83  
Байкальская область 121, 122  
— складчатость (орогенез) 81—83, 128  
Балтийский щит 99, 110, 113, 114  
Батгаль 55  
Бентос 50, 51  
Берингия 311  
Биологические зоны моря 53—55  
Биономический анализ 42, 50, 61  
Биостратиграфическая зона 36  
Биоценоз 50, 51  
Бразильская платформа 81—83  
Бразильский пояс 81, 118, 124, 126  
  
Верхояно-Чукотская область 274—276  
— — платформа 324  
Внутриафриканский пояс 81—118, 124, 126  
Восточно-Австралийская платформа (эпигерцинская) 276, 277  
Восточно-Азиатская область 322, 323  
Восточно-Европейская платформа 81—83, 110, 111, 113, 114, 124, 166—168, 220—225, 280—282, 327, 328  
  
Гвианский щит 100  
Гвинейский щит 100  
Гелиевый метод 39, 40  
Геосинклинальные области 7, 140—160, 162—166, 192—201, 212—216, 258—267, 270—276, 311—319, 322  
— — современные 79, 81  
  
Геосинклинальные пояса 7, 8, 120—124, 139—166, 192—220, 258—280, 311—327  
— прогибы 108  
— системы 108, 109, 127  
Геосинклинальный этап (режим) 79  
Геофизические методы 13, 14  
Герциниды 83  
Герцинская складчатость (орогенез) 83, 192, 208, 236, 237  
Глубоководные желоба 78, 79  
Гондвана 172—174, 230—235, 285—291, 328, 329  
Гондванская флора 235  
Грампианская геосинклинальная система 140—144  
Гранитизация 107, 108  
Гранитно-метаморфический слой 74, 75  
  
Дальсландская эпоха складчатости 128  
Деструкция 77, 265, 266, 317  
Древние платформы 80—84, 99—103, 124—126, 166—174, 220—235, 280—291, 327—329  
  
Европейская геосинклинальная область 146—149, 206—210  
Западно-Европейская платформа (эпипалеозойская) 267—269, 319—321  
Западно-Сибирская плита 277, 278  
Зеленокаменные пояса 84, 108  
  
Иловая линия 49  
Индонезийская область 318, 319  
Индостанская платформа 81—83, 115, 125, 290  
  
Казахстано-Монгольская область 156, 157, 198—201  
Каледониды 83, 143, 144, 158, 174  
Каледонская складчатость (орогенез) 81—83, 143, 174, 175  
Калифорнийская область 323  
Кальциевый метод 40  
Канадский щит 102, 103, 112, 116, 125  
Карты литолого-палеогеографические 63, 67  
— палеогеографические 61—63  
— фаций 62  
Катазиатская область 165, 166, 214  
— платформа (эпипалеозойская) 276  
Кеноранская складчатость 109  
Кибарская эпоха складчатости 128  
Киммериды 83  
Климатическая зональность 46, 47, 128, 129, 177, 244, 297, 343, 344  
Кокчетавско-Киргизская область 153—156, 201—204  
Консументы 51  
Кордильерская область 163, 164, 212,

213, 270—273  
Корякско-Камчатская область 276  
Котловины окраинных морей 78  
Краевые прогибы 85  
Кузнецко-Саянский регион 157—160

Лавразия 257  
Лагуны 56, 57  
Ларамийский орогенез 272  
Литологический анализ 42, 59, 60  
Литораль 54  
Литостратиграфические подразделения 36  
Литосферные плиты 8, 86—88  
Лунная стадия (этап) 104, 105

Марокканская платформа (эпипалеозойская) 321  
Материковая земная кора 75—77  
Межгорные впадины 85  
Мезозониды 295  
Мексикано-Аппалачская область 214—216  
Метод анализа комплекса форм 19, 20  
Метод руководящих форм 17, 18  
Метод эволюционный (филогенетический) 20—22  
Мигматиты 90  
Микропалеонтологический анализ 22—25  
Миогеосинклиналь 119, 144  
Молодые платформы 83, 161, 162, 205, 267—270, 276, 277, 319—321, 324, 325  
Мутьевые потоки 49

Невадский орогенез 272, 273  
Некроценоз (танатоценоз) 60  
Нектон 50

Овально-кольцевые структуры 103  
Океанская земная кора 75—77  
Океанские впадины (котловины) 77, 78  
Ориктоценоз 60  
Орогенный этап (режим) 80  
Островные дуги 78, 79  
Офиолиты, офиолитовые зоны 71, 265, 266  
Охотско-Чукотский пояс (вулканический) 275

Палеобиоценоз 60, 61  
Палеомагнитный метод, анализ 14, 15, 71, 72  
Пангея 285  
Паратетис 301, 317, 318  
Пелаггаль 50  
Пелагические организмы 50, 51  
Первичная кора (протокора) 104  
Перикратонный прогиб 84  
Планктон 50, 51  
Поверхность Мохоровичича 75  
Полезные ископаемые 129, 177, 180, 245, 300, 345  
Прокариоты 94  
Продуценты 51  
Протогеосинклинали 84  
Протоплатформы 84, 109  
Протоплатформенный чехол 109, 113—

117  
Процентно-статистический метод 25, 26

Радиогеохронологические методы 10, 32, 37—42  
Радиоуглеродный метод 40, 41  
Регибатский щит 100  
Рифтогенез 87  
Рифты 84  
Руководящие формы 17, 18

Салаириды 83  
Салаирская складчатость (орогенез) 81—83, 160, 174  
Свекофеннская складчатая область 110, 111, 117  
Свинцовый метод 39  
Североамериканская платформа 81—83, 102, 112, 116, 125, 171, 172, 228—230, 284, 285, 328  
Северо-Атлантическая область 140—145, 216—220  
Северо-Африканская платформа 81—83, 100, 111, 115, 125  
Северо-востока Азии, область 162, 163, 212  
Северо-Китайская платформа 81—83, 125  
Сибирская платформа 81—83, 100, 114, 125, 169—171, 225—228, 282—284, 328  
Скифско-Туркменская платформа 269, 270, 321  
Спорово-пыльцевой анализ 23—25  
Спрединг 87, 88  
Срединноокеанские хребты 77, 86, 87  
Сравнительно-анатомический анализ 21  
Сравнительно-эмбриологический анализ 21  
Средиземноморский пояс 81—83, 122, 123, 145—149, 205—211, 258—267  
Стеногалинные организмы 51  
Стратиграфические подразделения 36  
Стратиграфический кодекс СССР 31—37  
Стратотипический разрез (стратотип) 32, 34, 35  
Стронциевый метод 40  
Структурный анализ 70, 71  
Субаквальная обстановка 44  
Субазральная обстановка 44  
Субдукция 88  
Сублитораль 54  
Супралитораль 53, 54

Талассократон 77  
Тафоценоз 60  
Тетис 139  
Тибетско-Индокитайская область 266, 267  
— — платформа (эпимезозойская) 322  
Тиллиты 128, 232  
Тимано-Печорская область 161, 205  
Тихоокеанский пояс 81—83, 123, 152—166, 211—214, 270—277, 322—325  
Транзитные формы 20  
Трапповый магматизм 282, 283, 287, 288, 295  
Туарегский щит 100

Украинский щит 114  
Ультраабиссаль 55  
Урало-Монгольский пояс 81—83, 120—  
122, 150—161, 192—205, 277—279, 325—  
327  
Урало-Тяньшанская область 150—153,  
192—198

Фациальный анализ 42, 43, 59—61  
Фация 42, 43  
Фациально-палеогеографический анализ  
66, 67  
Флора кайнофитовая 306  
— мезофитовая 249, 256  
Формации 72—74  
Формационный анализ 72—74

Характерные формы 19

Центрально-Африканский щит 100  
Циркумконтинентальная зональность 45,  
51

Эвгеосинклиналь 103, 119, 144, 145  
Эвригалинные организмы 52  
Эпибайкальская платформа 83  
Эпигерцинская платформа 83  
Эпиплатформа 55  
Эпиплатформенный орогенез 329, 341  
Эпохи оледенения 336—339  
Эндемики 18  
Эстуарии 56  
Эукариоты 94

Южноамериканская платформа 81—83,  
112, 116, 287  
Южно-Африканская платформа 81—83,  
100, 115, 116  
Южно-Китайская платформа 81—83

Япетус 139

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4

## ЧАСТЬ I

### МЕТОДЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава 1. Методы определения возраста горных пород (И. А. Гречишникова, Г. И. Немков, В. М. Цейслер)	9
Методы определения относительного возраста горных пород (И. А. Гречишникова, Г. И. Немков, В. М. Цейслер)	10
Геолого-стратиграфические методы (В. М. Цейслер)	10
Палеонтологические (биостратиграфические) методы (И. А. Гречишникова)	15
Определение относительного возраста магматических пород (Г. И. Немков)	26
Периодизация геологической истории Земли (Г. И. Немков)	29
Методы определения изотопного возраста горных пород (Г. И. Немков)	37
Глава 2. Методы восстановления древних физико-географических обстановок (Е. С. Левицкий)	42
Современные условия образования осадков и обитания организмов	43
Условия образования осадков и обитания организмов в Мировом океане	44
Образование осадков в Мировом океане	45
Обитание организмов в Мировом океане	50
Условия образования осадков в зоне перехода от океана к матерiku	55
Условия образования осадков на континентах	57
Фациальный анализ и палеогеографические карты	59
Глава 3. Методы восстановления тектонических движений прошлого (В. М. Цейслер)	63
Глава 4. Структурные элементы земной коры и их эволюция (М. В. Муратов, В. М. Цейслер)	74
Общие сведения о строении земной коры и верхней мантии	74
Типы земной коры и ее структурные элементы	75
Структурно-геоморфологические элементы океанских впадин	77
Структурные элементы материков	79
Структурные элементы земной коры с позиции тектоники литосферных плит	86

## ЧАСТЬ II

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Глава 5. История Земли в докембрии (И. А. Гречишникова, Е. С. Левицкий, М. В. Муратов)	89
Особенности докембрийских комплексов, методы их изучения и определение возраста (И. А. Гречишникова, М. В. Муратов)	89
Стратиграфические и геохронологические подразделения	92
Органический мир	93
История Земли в архее	98
Типы архейских комплексов пород	98
Основные этапы доархейской и архейской истории Земли	103
Доархейский этап развития Земли	103
Раннеархейский этап развития Земли	105
Позднеархейский этап развития Земли	108
История Земли в протерозое (Е. С. Левицкий, М. В. Муратов)	109
История Земли в раннем протерозое	109
Типы нижнепротерозойских комплексов пород	109
Раннепротерозойский этап развития Земли	117
История Земли в позднем протерозое	118
Типы верхнепротерозойских комплексов пород	118
Позднепротерозойский этап развития Земли	126
Климат и полезные ископаемые докембрия	128

Глава 6. История Земли в палеозойскую эру (И. А. Гречишникова, Е. С. Левицкий)	130
История Земли в раннем палеозое (Е. С. Левицкий)	130
Стратиграфические и геохронологические подразделения	130
Органический мир	133
Структура земной коры	139
История развития геосинклинальных складчатых поясов	139
Атлантический пояс	140
Северо-Атлантическая геосинклинальная область	140
Средиземноморский пояс	145
Европейская геосинклинальная область	146
Азиатская геосинклинальная область	149
Урало-Монгольский пояс	150
Геосинклинальные области	150
Урало-Тяньшанская область	150
Кокчетавско-Киргизская область	153
Казахстано-Монгольская область	156
Алтае-Саянская область	157
Молодые платформы	161
Тимано-Печорская область	161
Байкало-Енисейская область	161
Тихоокеанский пояс	162
Геосинклинальные области	162
Северо-восток Азии	162
Кордильерская область	163
Андийская область	163
Австралийская область	165
Катазиатская область	165
История развития древних платформ	166
Восточно-Европейская платформа	166
Сибирская платформа	169
Североамериканская платформа	171
Гондвана	172
Основные черты раннепалеозойского этапа развития земной коры	174
История Земли в позднем палеозое (И. А. Гречишникова)	180
Стратиграфические и геохронологические подразделения	180
Органический мир	182
Структура земной коры	191
История развития геосинклинальных складчатых поясов	192
Урало-Монгольский пояс	192
Геосинклинальные области	192
Урало-Тяньшанская область	192
Казахстано-Монгольская область	198
Складчатые области	201
Кокчетавско-Киргизская область	201
Алтае-Саянская область	204
Молодые платформы	205
Тимано-Печорская эпибайкальская платформа	205
Средиземноморский пояс	205
Европейская геосинклинальная область	206
Азиатская геосинклинальная область	210
Тихоокеанский пояс	211
Геосинклинальные области	212
Северо-восток Азии	212
Кордильерская область	212
Андийская область	213
Австралийская область	213
Складчатые области	214
Катазиатская область	214
Атлантический пояс	214
Геосинклинальные области	214
Мексикано-Аппалачская область	214
Складчатые области	216
Северо-Атлантическая область	216
История развития древних платформ	220
Восточно-Европейская платформа	220

Сибирская платформа . . . . .	225
Североамериканская платформа . . . . .	228
Гондвана . . . . .	230
Основные черты позднепалеозойского этапа развития земной коры . . . . .	236
<b>Глава 7. История Земли в мезозойскую эру (В. А. Густомесов, В. М. Цейслер)</b>	<b>246</b>
Стратиграфические и геохронологические подразделения . . . . .	246
Органический мир . . . . .	248
Структура земной коры . . . . .	257
История развития геосинклинальных складчатых поясов . . . . .	258
Средиземноморский пояс . . . . .	258
Геосинклинальные области . . . . .	258
Альпийская область . . . . .	258
Тибетско-Индокитайская область . . . . .	266
Молодые платформы . . . . .	267
Западно-Европейская платформа . . . . .	267
Скифско-Туркменская платформа . . . . .	269
Тихоокеанский пояс . . . . .	270
Геосинклинальные области . . . . .	270
Кордильерская область . . . . .	270
Андийская область . . . . .	273
Верхояно-Чукотская область . . . . .	274
Корякско-Камчатская и другие области Восточной Азии . . . . .	276
Молодые платформы . . . . .	276
Восточно-Австралийская платформа . . . . .	276
Урало-Монгольский пояс . . . . .	277
Атлантический пояс . . . . .	279
История развития древних платформ . . . . .	280
Восточно-Европейская платформа . . . . .	280
Сибирская платформа . . . . .	282
Североамериканская платформа . . . . .	284
Гондвана . . . . .	285
Океаны . . . . .	291
Тихий океан . . . . .	291
Атлантический океан . . . . .	292
Индийский океан . . . . .	293
Северный Ледовитый океан . . . . .	294
Основные черты мезозойского этапа развития земной коры . . . . .	294
<b>Глава 8. История Земли в кайнозойскую эру (Г. И. Немков)</b>	<b>300</b>
<b>Палеогеновый и неогеновый периоды</b> . . . . .	<b>301</b>
Стратиграфические и геохронологические подразделения . . . . .	301
Органический мир . . . . .	303
Структура земной коры . . . . .	310
История развития геосинклинальных поясов . . . . .	311
Средиземноморский пояс . . . . .	311
Геосинклинальные области . . . . .	311
Альпийская область . . . . .	311
Индонезийская область . . . . .	318
Молодые платформы . . . . .	319
Западно-Европейская, Марокканская и Скифско-Туркменская платформы . . . . .	319
Тибетско-Индокитайская платформа . . . . .	322
Тихоокеанский пояс . . . . .	322
Геосинклинальные области . . . . .	322
Восточно-Азиатская область . . . . .	322
Калифорнийская область . . . . .	323
Андийская область . . . . .	323
Молодые платформы . . . . .	324
Катазиатская и Восточно-Австралийская платформы . . . . .	324
Верхояно-Чукотская и Кордильерская платформы . . . . .	324
Урало-Монгольский пояс . . . . .	325
Атлантический пояс . . . . .	327
История развития древних платформ . . . . .	327
Восточно-Европейская платформа . . . . .	327
Сибирская платформа . . . . .	328
	351

СевероАмериканская платформа . . . . .	328
Части бывшего материка Гондваны . . . . .	328
Четвертичный период . . . . .	330
Стратиграфические и геохронологические подразделения . . . . .	331
Органический мир . . . . .	333
Эпохи оледенения . . . . .	336
Внеледниковые территории . . . . .	339
Основные черты кайнозойского этапа развития земной коры . . . . .	341
Предметный указатель . . . . .	346

УЧЕБНИК

## ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Георгий Иванович Немков, Евгений Сергеевич Левицкий,  
Ирина Автономовна Гречишникова и др.

Редактор издательства *Т. А. Горохова*  
Технические редакторы *Л. А. Мурашова, Н. В. Жидкова*  
Корректор *К. И. Савенкова*

ИБ № 5595

Сдано в набор 25.02.86. Подписано в печать 05.05.86. Т-10828  
Формат 70×100<sup>1/16</sup>. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная  
Усл. печ. л. 28,6 Усл. кр.-отт. 28,6. Уч.-изд. л. 29,35.  
Тираж 13000 экз. Заказ 5101/67-1. Цена 1 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,  
103633, Москва, Третьяковский проезд, 1/19

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО  
«Первая Образцовая типография имени А. А. Жданова» Союзполиграфпрома при  
Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной  
торговли, 113054, Москва, М-54, Валуевая, 28.

18860