

М. Я. ЛЕВИТЕС

ОБЩАЯ
ГЕОЛОГИЯ
С ОСНОВАМИ
ИСТОРИЧЕСКОЙ
ГЕОЛОГИИ
И ГЕОЛОГИИ
СССР

Я. М. ЛЕВИТЕС

ОБЩАЯ
ГЕОЛОГИЯ
С ОСНОВАМИ
ИСТОРИЧЕСКОЙ
ГЕОЛОГИИ
И ГЕОЛОГИИ СССР

*Издание второе,
переработанное и дополненное*

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для средних специальных учебных заведений*



МОСКВА «НЕДРА» 1978



2826

Левитес Я. М. Общая геология с основами исторической геологии и геологии СССР. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., Недра, 1978. 360 с.

Пособие составлено в соответствии с программой подготовки техников по специальностям: 1) техника разведки месторождений полезных ископаемых, 2) геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и 3) геофизические методы исследования скважин. В первой части изложены основные понятия о процессах и явлениях, происходящих на Земле, а также особенности ее состава и строения; вторая часть содержит описание методов историко-геологических исследований, истории развития земной коры и геологического строения территории нашей страны. Приводятся краткие данные по палеонтологии. Отражаются некоторые вопросы охраны окружающей среды и геологической деятельности человека.

Книга предназначена для учащихся геологоразведочных и горных техникумов.

Табл. 12, ил. 149, список лит. — 24 назв.

Л $\frac{20801-480}{043(01)-78}$ 11-79 © Издательство «Недра», 1978

ИБ № 2038

ЯКОВ МОИСЕЕВИЧ ЛЕВИТЕС

**ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ
С ОСНОВАМИ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОЛОГИИ СССР**

Рецензент *Е. Е. Кузьменко*

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Переплет художника *К. В. Голикова*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *Б. А. Илясова*
Корректор *Р. Я. Ускова*

Сдано в набор 3.05.78. Подписано в печать 17.11.78. Т-20269
Формат 60×90 $\frac{1}{16}$. Бумага № 2. Гарнитура литературная.
Печать высокая. Печ. л. 22,5. Уч.-изд. л. 24,53
Тираж 14 500 экз. Заказ 929/6885—1 Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
193144, Ленинград, С-144, ул. Моисеенко, 10

В пособии излагаются основные понятия по общей геологии, исторической геологии и геологии СССР в соответствии с учебной программой, утвержденной Министерством высшего и среднего специального образования СССР для геологоразведочных техникумов по специальностям: 1) геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых; 2) геофизические методы исследования скважин и 3) техника разведки месторождений полезных ископаемых.

Второе издание книги значительно переработано и дополнено. Обновлены тектонические и палеогеографические карты и некоторые рисунки и изменено название (название первого издания «Общая и историческая геология»). В первой части пособия, посвященной общей геологии, отражаются вопросы охраны природы и взаимодействия человека с окружающей средой и введена новая глава — «Геологическая деятельность человека». Во второй части, которая посвящена основам исторической геологии и геологии СССР, выделены две новые главы: «Основные закономерности развития земной коры и органического мира» и «Общие особенности геологической структуры и полезных ископаемых территории СССР».

Автор выражает свою искреннюю благодарность М. В. Муратову за научную консультацию, рецензенту Е. Е. Кузьменко и коллективу преподавателей геологических дисциплин Киевского геологоразведочного техникума, давших ряд ценных указаний по улучшению рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

Глава I

ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ, МЕТОДЫ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

СОДЕРЖАНИЕ И ЗАДАЧИ ГЕОЛОГИИ

Слово «геология» образовано из двух греческих слов; «ге» — Земля и «логос» — слово, что означает «наука о Земле».

Геология — наука о вещественном составе Земли, ее строении, процессах, происходящих в ней, а также истории ее развития. В силу того, что глубинные оболочки Земли мало доступны для изучения, геология в основном занимается изучением верхней ее оболочки — земной коры.

Геология — обширная наука и представляет собой комплекс наук о Земле, в котором можно выделить три группы наук, каждая из которых освещает определенный круг вопросов.

К первой группе наук, занимающихся изучением вещественного состава Земли (вернее — земной коры), принадлежат минералогия, петрография, учение о полезных ископаемых и некоторые другие.

Вторая группа наук рассматривает строение Земли и процессы, проявляющиеся в ней; к ней относятся динамическая геология, тектоника (геотектоника) и другие.

Третья группа наук изучает развитие Земли. Этим занимаются историческая геология, палеогеография, геоморфология и другие науки.

Рассмотрим содержание названных выше наук.

Минералогия — наука о составе, происхождении и свойствах природных соединений — минералов, слагающих земную кору.

Петрография* изучает состав, строение, происхождение и условия залегания горных пород.

Учение о полезных ископаемых занимается исследованием происхождения и форм залегания полезных ископаемых.

Динамическая геология** изучает процессы, изменяющие земную кору и облик Земли в целом.

* Название «петрография» состоит из греческих слов «петра» — скала и «графо» — описание.

** От греческого слова «динамис» — сила.

Геотектоника* изучает строение или структуру земной коры, распространение и историю развития этих структур.

Историческая геология изучает геологическую историю Земли со времени появления Земли и по настоящее время.

Палеогеография** изучает физико-географические условия, существовавшие на поверхности Земли в минувшие геологические эпохи.

Геоморфология*** — наука, изучающая формы (рельеф) земной поверхности, их происхождение и развитие.

К комплексу геологических наук кроме названных относятся палеонтология**** — наука о древних, ископаемых организмах, региональная геология*****, изучающая строение и геологическую историю отдельных территорий, и другие. Одним из разделов региональной геологии является геология СССР.

Общая геология представляет собой не научную дисциплину, а учебный курс, предвещающий изучение других геологических наук. В основу курса общей геологии положена динамическая геология. Кроме того, в курсе общей геологии излагаются наиболее важные понятия из других геологических и смежных с ней наук (например, минералогии, петрографии, астрономии и др.), что позволяет получить более цельное представление о Земле и земной коре.

Помимо геологии изучением Земли занимаются и другие науки, такие как геохимия, геофизика, физическая география, астрономия и т. д., с которыми геология очень тесно связана.

Геохимия изучает закономерности распространения химических элементов в недрах Земли, причины и условия их концентрации и перемещений (миграций).

Геофизика рассматривает физические процессы и связанные с ними явления, происходящие во всех зонах земной коры и внутри Земли.

Физическая география изучает форму и величину Земли, распределение основных элементов ее поверхности.

Астрономия рассматривает движение, строение и развитие небесных тел в космическом пространстве, в том числе и планеты Земли.

Геологические науки являются основой для таких наук и отраслей знаний, как горное дело, методика поисков и разведки

* Тектоника — греческое слово, означает «строительство».

** Название происходит от сочетания трех греческих слов: «палеос» — древний, «ге» — Земля, «графо» — описание.

*** Название дано по греческим словам: «ге» — Земля; «морфэ» — форма; «логос» — слово.

**** Состоит из трех греческих слов: «палеос» — древний; «онтос» — организм; «логос» — слово.

***** От латинского слова «регионалис» — областной.

месторождений полезных ископаемых, техника разведки месторождений полезных ископаемых, прикладная геофизика, инженерная геология и другие. Геологические науки в свою очередь опираются на многие естественные и точные науки, такие как зоология, ботаника, химия, физика, математика. В геологических исследованиях широко используются новейшие достижения в области вычислительной техники, электроники, радиотехники и пр.

МЕТОДЫ ГЕОЛОГИИ

Рассматривая геологические процессы, строение и состав Земли, знакомясь с геологической историей нашей планеты, мы еще и еще раз убеждаемся в правильности марксистско-ленинского мировоззрения, исходящего из того, что все в природе состоит из материи, что природа в целом, как и отдельные ее элементы, находится в постоянном развитии и движении, что законы этого развития присущи самой природе и познаваемы человеком. Таким образом, геология помогает нам успешно бороться с идеалистическими и реакционными взглядами на природу, с всевозможными религиозными предрассудками. Не случайно, что еще на заре становления геологии как науки передовые мыслители и ученые, в условиях господства религии, использовали геологические наблюдения и выводы из них для борьбы с догматами церкви и с религиозным дурманом.

Основным методом изучения состава и строения природных тел является эксперимент. Так, например, путем экспериментальных исследований удалось изучить строение различных веществ, характер химических, электрических и других физических процессов, которым подвержены элементарные и сложные тела, выявить законы развития и превращения материи.

Экспериментальный метод применяется также при геологических исследованиях, например при изучении отдельных кристаллов, состава и физических свойств минералов и горных пород и в ряде других случаев. Но земная кора не представляет собой простую сумму минералов и горных пород. Строение и состав земной коры обусловлены проявлением разнообразных геологических (физических и химических) процессов на обширных пространствах и на протяжении длительного времени, исчисляемого нередко десятками и сотнями миллионов лет. Экспериментальное воспроизведение таких процессов далеко не всегда возможно. Поэтому при изучении земной коры, кроме экспериментального метода, широко используются и другие методы; наблюдение, анализ наблюдаемых фактов и вывод на основе этого умозаключений в виде гипотез. На основании наблюдений и определения состава, взаимного расположения и условий залегания горных пород, а также состава органических остатков древних животных и растений и многих других признаков, в сочетании с экспериментальными исследованиями, можно восстановить общие черты

геологического развития и строения данного участка земной коры и получить правильные представления об основных закономерностях размещения полезных ископаемых в недрах Земли.

Итак, наблюдение, эксперимент, анализ и на основании этого построение гипотезы являются основными методами геологических исследований. В дальнейшем по мере проведения более тщательных и более углубленных наблюдений, особенно при широком использовании разнообразных геохимических и геофизических методов разведки, а также глубокого бурения, становится возможным подтвердить и расширить изложенную ранее гипотезу, превратить ее в теорию или же, наоборот, отбросить как неверную и заменить другой, более обоснованной.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

Геология как наука о Земле возникла сравнительно недавно—около 250 лет назад, хотя первоначальные геологические представления зародились еще в глубокой древности.

В развитии геологических знаний можно выделить три этапа.

Первый этап охватывает античное время (два—три тысячелетия до начала нашей эры, когда развивалась культура древних греков и римлян), средневековье (I—XIV века) и эпоху Возрождения (XV—XVI века). Этот этап характеризуется постепенным накоплением наблюдений и фактов, а также первыми попытками их анализа и обобщения.

В античное время отдельные прогрессивные материалистические взгляды высказывали философы и естествоиспытатели. Так, древнегреческий философ-материалист Гераклит (530—470 гг. до н. э.) считал, что Земля и все имеющееся на ней, в том числе и вода, порождены огнем, что мир вечен, непрерывно изменяется и в нем процессы разрушения периодически сменяются процессами созидания. Древнегреческий философ и естествоиспытатель Аристотель (384—322 гг. до н. э.) утверждал, что границы суши и морей не являются постоянными, высказывал мысль об образовании различных руд вследствие возгонки вещества из недр Земли в газообразном виде, доказывал шарообразность Земли.

Средневековье, особенно в Европе, характеризовалось почти полным застоем науки и господством схоластики (идеалистической философии, основанной не на анализе действительности, а на догматах церкви).

Существенный прогресс в представлениях об окружающем нас мире наступает в эпоху Возрождения. Одним из выдающихся ученых этого времени являлся итальянский ученый Леонардо да Винчи (1452—1519). Он указывал, что горы образуются постепенно, что изучение современных очертаний суши и морских побережий позволяет выяснить их минувшую историю, что окаменелости являются остатками исчезнувших организмов.

Для развития естествознания, в том числе и геологии, большое значение имели величайшие открытия XVI века в области астрономии.

Польский астроном Н. Коперник (1473—1543), доказав гелиоцентризм Солнечной системы (т. е. вращение планет, в том числе и Земли вокруг Солнца), нанес сокрушительный удар по одной из основных догм церкви, утверждавшей, что Земля является центром всего мира. Последователь Коперника, итальянский астроном Д. Бруно (1548—1600) значительно углубил его учение, отмечая единство Вселенной, ее бесконечность и однородность.

На первом этапе геология еще не стала самостоятельной отраслью естествознания.

Второй этап развития геологических знаний охватывает XVIII век и первую половину XIX века. Он знаменуется становлением геологии как науки. Начало этого этапа положено трудами М. В. Ломоносова (1711—1765) — одного из создателей геологической науки, сформулировавшего ряд основных научных положений геологии. Ломоносов первый для своего времени широко и последовательно развивает идею о непрерывной эволюции, происходящей в природе. В своих трудах («О слоях земных» и других) он показал, что на Земле действуют две группы сил — внутренние и внешние, что внутренние силы являются ведущими в преобразовании Земли и что обе группы сил находятся в тесном взаимодействии. Им отчетливо излагается мысль о том, что изучение современных геологических процессов позволяет выяснить минувшую историю Земли. Заслуживает внимания атеистическое направление геологических работ Ломоносова — в них он смело отвергает библейские утверждения о неизменности Земли и роли божественного творца в ее создании, а также разоблачает нелепость легенды о всемирном потопе.

Развитию и становлению геологической науки на втором этапе способствовало зарождение новых идей в астрономии (космогонические гипотезы Канта и Лапласа) и, особенно, борьба двух геологических школ, известных под названием школы *нептунистов* и школы *плутонистов**. Первую возглавлял саксонский ученый А. Вернер (1750—1817), утверждавший, что основным геологическим фактором в преобразовании Земли является вода, а вторую — шотландский ученый Д. Геттон (1726—1797), который правильно оценил значение как внешних, так и внутренних сил, подчеркивая при этом особую роль вулканизма в жизни Земли. Идеи плутонистов в конечном итоге восторжествовали.

Все же главную роль в становлении геологии как науки на данном этапе сыграло зарождение двух геологических методов — палеонтологического и метода актуализма.

Палеонтологический метод выработан в конце XVIII и начале XIX веков английскими и французскими учеными; этот метод

* В античной мифологии Нептун — бог моря, а Плутон — бог огня.

использует окаменелые остатки вымерших организмов для определения относительного возраста горных пород. К началу XIX века относится также зарождение палеонтологии как самостоятельной науки. На основе палеонтологического метода в XIX веке были созданы единая для всех стран стратиграфическая и геохронологическая шкалы земной коры.

Метод актуализма * как вполне определившийся научный метод в геологии изложен в трудах английского ученого Ч. Лайеля в тридцатых годах XIX века, но основы этого метода приводятся еще в работах Ломоносова, а в зачаточной форме — даже у Леонардо да Винчи. В основу метода положено представление о том, что в прошлом проявлялись те же процессы, что и в современную эпоху. Отсюда, сравнивая древние породы с современными осадками, можно восстановить условия, существовавшие в прошлые эпохи, и воссоздать минувшую историю Земли. Таким образом, сущность метода актуализма можно свести к положению: настоящее является ключом к познанию прошлого.

Третий этап начинается со второй половины XIX века и продолжается до наших дней. Главной особенностью этого этапа является зарождение, а затем детальное развитие учения о подвижных зонах земной коры — геосинклинальных поясах и учения об относительно устойчивых частях земной коры — платформах. В создании и дальнейшем развитии этих учений большую роль сыграли русские ученые, особенно А. П. Карпинский (именно им впервые сформулировано учение о платформах), В. А. Обручев, А. П. Павлов и многие другие. К началу XX века на основе этих учений и других научных достижений происходит окончательное оформление геологии как науки, а также выделение из нее целого ряда самостоятельных геологических наук, таких как историческая геология, региональная геология, тектоника и многих других.

В XX веке продолжается дальнейшее развитие геологической науки в связи с совершенствованием старых и появлением новых методов исследований — геохимических, геофизических, глубокого и сверхглубокого бурения.

К современным методам геохимических исследований относятся микрохимический, спектрально-оптический, рентгенохимический, радиохимический, люминесцентный и другие. Благодаря применению этих методов удается подробно изучить качественный и количественный состав пород и минералов.

Геофизические методы исследований основаны на изучении физических свойств пород: магнитных, электрических, упругих, радиоактивных и др. В процессе изучения этих свойств пород можно получить необходимые представления о геологическом строении и полезных ископаемых земных недр.

* От латинского слова «актуалис» — действенный, постоянный; актуальный — современный.

В результате внедрения геохимических и геофизических методов исследования геология во многом преобразилась. На очереди стоит широкое применение математических методов или, как говорят, «математизация» геологии.

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ ДЛЯ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

Геология имеет исключительно большое значение для народного хозяйства. Без геологических знаний немислимы правильная организация горнодобывающей промышленности, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, строительство гражданских и промышленных сооружений, плотин, судоходных каналов, шоссейных и железных дорог, туннелей и т. д. Путем геологических исследований решаются проблемы водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий, выявляются минеральные источники для лечебных целей и т. д.

Благодаря широкому развитию в Советском Союзе региональных исследований и на основе геологического картирования, геофизических и буровых работ успешно решаются проблемы использования минеральных ресурсов во всех экономических районах нашей страны, создания ряда новых промышленных центров, особенно в азиатской части СССР.

Геологические исследования нужны не только для развития промышленности, но и для сельского хозяйства. Помимо того, что геология занимается поисками естественных минеральных удобрений, она изыскивает возможности и пути улучшения почв. Без геологических исследований нельзя обойтись при сооружении оросительных систем, при борьбе с разрушениями почв атмосферными водами и при проведении ряда других мероприятий, связанных с интенсификацией сельскохозяйственного производства.

Большие задачи по обеспечению народного хозяйства минеральным сырьем ставятся перед геологической службой и наукой КПСС и Советским правительством.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

РАЗДЕЛ I

Общие сведения о Вселенной и Земле

Глава 2

СТРОЕНИЕ ВСЕЛЕННОЙ И СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВСЕЛЕННОЙ

Вселенная — это все, что окружает нас. Это Земля и Солнце, это звезды и звездные скопления, которые в бесчисленном количестве находятся в мировом пространстве. Вселенная бесконечна как в пространстве, так и во времени. Подавляющее большинство небесных тел находится на таком колоссальном расстоянии от Земли, что они невидимы даже в самые сильные телескопы.

Основными телами являются *звезды*, в них собрана основная часть вещества Вселенной. Звездам подчинены *планеты*, их спутники, кометы, метеориты. Звезды — раскаленные самосветящиеся тела, состоящие из газов. Основным источником излучаемой ими энергии являются термоядерные превращения водорода в гелий.

Звезды образуют крупные скопления — *галактики*; число их в галактиках может достигать сотен миллиардов. В галактиках помимо звезд и подчиненных им тел часть вещества представлена диффузной материей — туманностями и межзвездным веществом (оно состоит из разреженного газа — плазмы и космической пыли).

Межзвездное пространство — не абсолютный вакуум. Некоторые ученые полагают даже, что масса материи, распыленная в межзвездной среде, в целом близка к массе всех звезд.

Звезды непрерывно излучают потоки света, тепла и мельчайших частиц (корпускулярное излучение), в результате чего их масса сокращается.

Звезды, которые сопровождаются планетами и другими небесными телами, образуют солнечные системы. Солнечных систем во Вселенной бесчисленное множество, но они не одинаковы по своему составу, свойствам и другим особенностям. Наша Солнечная система входит в галактику Млечный путь (рис. 1), в которой

насчитывается свыше 150 миллиардов звезд. Расстояние между звездами в среднем составляет 7—10 световых лет. Ближайшая к нам галактика Андромеда находится на расстоянии около 2,2 миллиона световых лет.

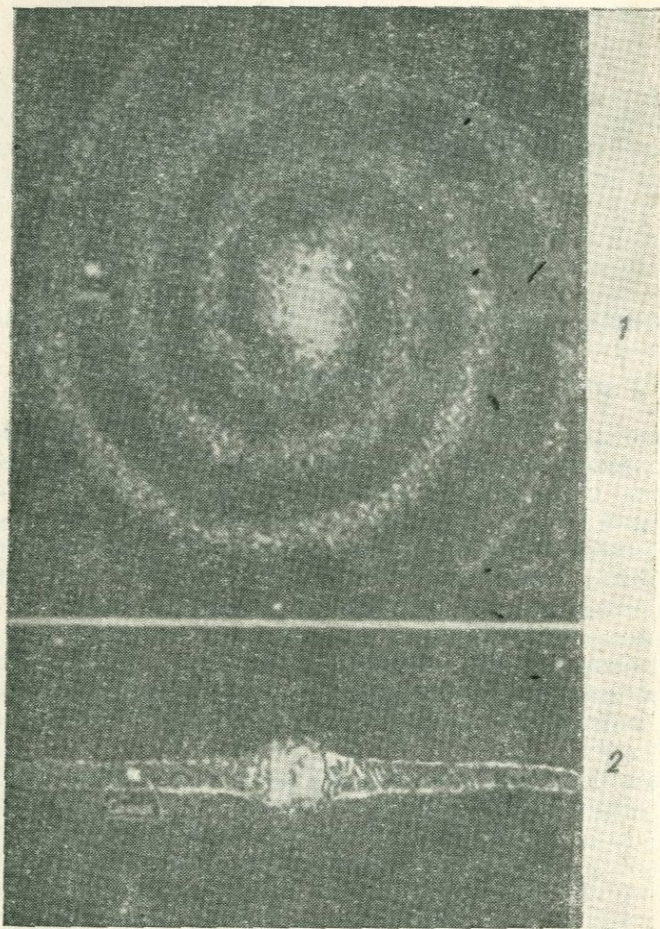


Рис. 1. Наша Галактика — Млечный путь
1 — вид сверху; 2 — вид сбоку

Наукой доказано единство материи во Вселенной. Элементы, известные на Земле, характерны не только для нашей Солнечной системы, но и для всей Вселенной. Однако количественное соотношение элементов в звездах не такое, как на Земле или на других планетах Солнечной системы. Для Вселенной в целом наиболее характерны водород и гелий (до 98% всей ее массы). Лишь

малая ее часть представлена углеродом, азотом, кислородом, затем (в убывающей степени) железом, кремнием, серой, фосфором и т. д. Образование более тяжелых элементов во Вселенной происходит в результате ядерных реакций внутри некоторой части звезд.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Наша Солнечная система включает, кроме центрального светила — Солнца (рис. 2), девять планет, их спутники, астероиды и кометы. Солнце — светящаяся звезда. Внутри него температура достигает нескольких миллионов градусов. Источником энергии Солнца являются термоядерные превращения водорода в гелий.

Наша планета — Земля отстоит от Солнца на 149 миллионов километров. Планеты вокруг Солнца располагаются в следующем порядке: Меркурий (0,39)*, Венера (0,72), Земля (1,0), Марс (1,52), Юпитер (5,20), Сатурн (9,54), Уран (19,20), Нептун (30,10) и Плутон (39,50).

Планеты по ряду физических свойств и химическому составу отчетливо разделяются на две группы; 1) планеты земной группы, или группа внутренних планет (к ней относятся планеты от Меркурия до Марса включительно) и 2) планеты-гиганты, или группа внешних планет — к ней относятся все остальные планеты.

Спектральное изучение Солнца позволило выделить в его составе 70 элементов, известных на Земле. Как и в других звездах, атмосфера Солнца состоит преимущественно из водорода (70%) и гелия (до 28%).

В строении атмосферы Солнца снизу вверх различают несколько оболочек или слоев. Нижний из них назван фотосферой: он состоит из светящегося прозрачного газа и имеет температуру около 6000°C .

Над фотосферой располагается хромосфера, в которой огромные языки или струи раскаленного светящегося газа — протуберанцы поднимаются на высоту до 15 тысяч километров.

Еще выше — над хромосферой располагается оболочка, названная солнечной короной. В ней газ раскален, он непрерывно расширяется и уходит в космическое пространство. Эти потоки газа получили название *солнечного ветра*, который достигает Земли, других планет и отчасти уходит за пределы Солнечной системы. Температура в хромосфере и короне значительно выше, чем в фотосфере; на высоте около 15 тысяч километров она достигает $10\,000^{\circ}\text{C}$, а выше — еще более.

На Солнце временами происходят гигантские взрывы — солнечные вспышки; они представляют собой колоссальные извер-

* В скобках указаны удаления планеты от Солнца в единицах расстояния Земли от Солнца.

жения. Солнце оказывает огромное влияние на Землю, на земную жизнь.

Особый интерес представляют планеты земного типа. Общим для них является состав (они образованы из твердых минеральных веществ), сравнительно высокая плотность, в целом небольшие массы и в общем незначительные атмосферы.

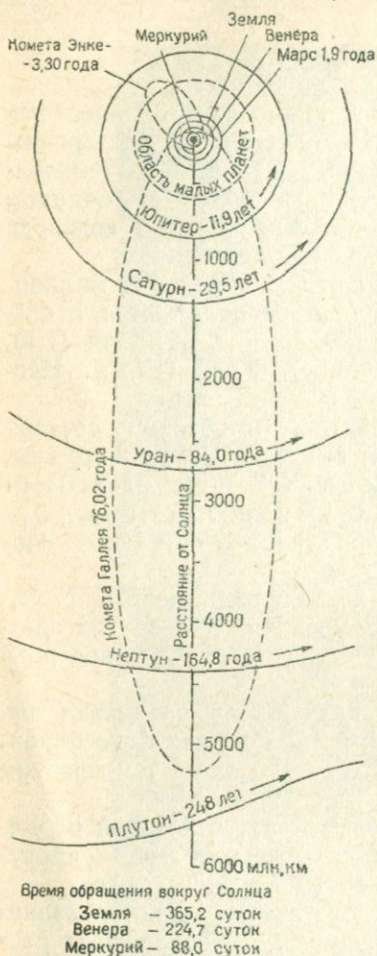


Рис. 2. План Солнечной системы и движения планет вокруг Солнца

Планета Меркурий — ближайшая к Солнцу, имеет массу, равную всего 0,05 массы Земли. Атмосфера Меркурия очень разрежена, практически отсутствует. На поверхности Меркурия имеются метеоритные кратеры (подобно лунным).

Венера — самая близкая к Земле планета, близка также к ней по своей массе, плотности, размерам и некоторым другим особенностям. Но, в отличие от других планет земной группы, Венера имеет плотную и мощную атмосферу, состоящую почти исключительно из углекислого газа (до 97% по объему). Кислорода в атмосфере Венеры всего около 0,1%, мало в ней и воды.

Температура атмосферы у поверхности планеты составляет около 475°C , давление — 90 атмосфер. Такая высокая температура — результат, очевидно, парникового эффекта (излучаемые поверхностью планеты инфракрасные лучи задерживаются венерианским воздухом). Не исключается, что определенная роль в тепловом режиме планеты принадлежит внутреннему теплу.

Другой ближайшей к Земле планетой (по другую сторону земной орбиты) является Марс. Атмосфера на Марсе разрежена (атмосферное давление у поверхности Марса примерно в сто раз меньше, чем на Земле) и состоит преимущественно (до 90%) из углекислого газа; в нижней части атмосферы выявлено небольшое количество воды; много в ней пылеватых частиц и благодаря неравномерному нагреванию здесь возникают пыльные бури.

Пыльные бури вызывают в марсианской атмосфере «антипарниковый» эффект (марсианские пыльные бури являются непрозрачными для поступающего на планету излучения и прозрачными — для уходящего излучения). Средняя температура на поверхности Марса составляет около минус 60° С.

На поверхности Марса различают светлые области («материки»), темные области («моря»), полярные шапки. Исследованиями с помощью космических аппаратов установлено наличие в полярных шапках воды и двуокиси углерода. На поверхности также выявлены многочисленные метеоритные кратеры (подобные лунным).

Фотографирование марсианской поверхности позволило выявить на планете извилистые борозды, напоминающие сухие русла рек (что дает основание предполагать наличие в прошлом на планете жидкой воды), образования, сходные с кратерами вулканического происхождения (но без признаков современной вулканической активности), наличие так называемых *рифтовых долин* — рвов большой протяженности. Поскольку на Земле рифтовые долины возникают под действием глубинных процессов, вызывающих разрывы и опускания вдоль них крупных блоков, то можно допустить, что на Марсе в недавнем геологическом прошлом проявлялась тектоническая деятельность.

Заканчивая рассмотрение планет земной группы, следует особо остановиться на описании спутника Земли — Луны, так как она — пока единственное космическое тело, которое исследовалось людьми непосредственно. Американские астрономы на космических кораблях «Аполлон» несколько раз на протяжении 1969—1972 гг. посещали Луну. По советской программе изучение Луны осуществлялось автоматическими станциями, опускавшими на Луну аппараты, которые доставляли на Землю образцы лунного грунта. Кроме того, советские автоматические самоходные аппараты — луноходы провели на Луне ряд уникальных исследований. Многократные съемки Луны позволили получить подробные представления о ее поверхности. В настоящее время начинают оформляться несколько наук о Луне: *селенология* (аналог геологии — науки о Земле), *физическая селенография* (аналог физической географии Земли) и другие.

Луна — единственный естественный спутник Земли, она находится на расстоянии 384 000 км от нее. Средний радиус — 1738 км, плотность — 3,3 г/см³. Масса Луны составляет всего 1/82 массы Земли.

Периоды обращения Луны вокруг Земли и вокруг своей оси одинаковы (немногим более 27 суток), и поэтому она всегда обращена к Земле одной стороной. Сила притяжения на Луне в шесть раз меньше, чем на Земле. Этим объясняют отсутствие на ней атмосферы.

Лунная поверхность устроена значительно проще земной. На ней отсутствуют вода и атмосфера. Из-за почти полного отсутствия магнитного поля она легко подвергается воздействию различных видов космического и солнечного излучений и кор-

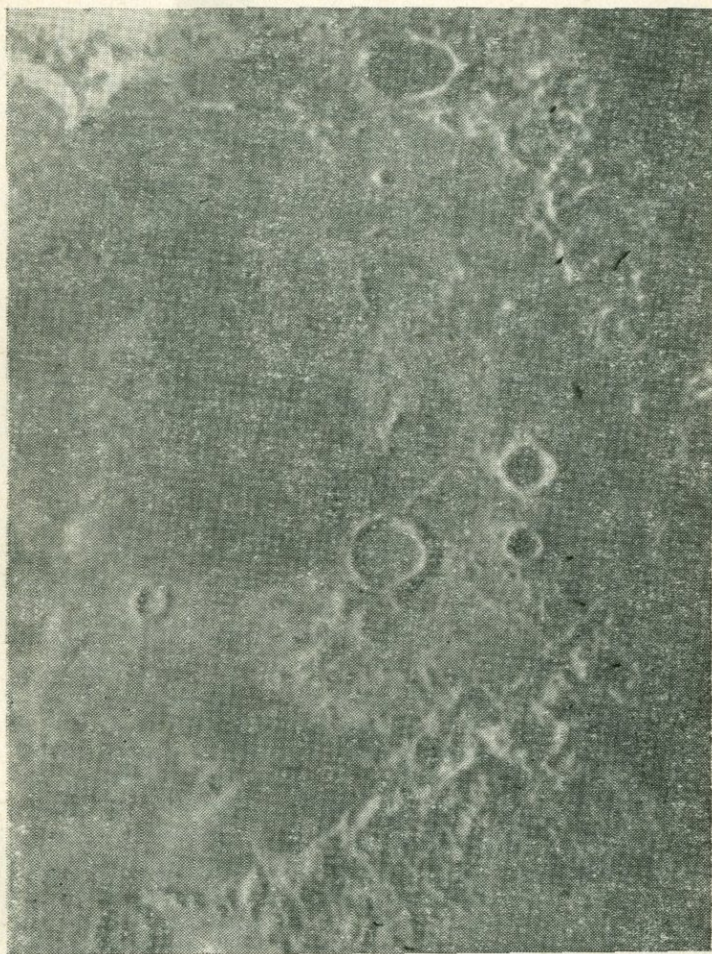


Рис. 3. Лунная поверхность в районе Моря Дождей

пускулярной радиации. Особенно сильно воздействует на формирование лунной поверхности выпадающее на нее метеоритное вещество. В целом лунная поверхность имеет характер каменистой пустыни и рельеф ее относительно однообразен (рис. 3).

Для Луны характерны два основных типа ландшафтов: материковый и морской (они выделяются по характеру рельефа и отражательной способности покровных осадков).

Материки — это обширные возвышенные участки лунной поверхности, местами переходящие в горы с максимальной высотой до 4 км. *Моря* — ровные понижения в лунной поверхности (средняя глубина — 1—2 километра) с обширными вулканическими покровами или потоками. Впрочем, горы имеются и в морях, а покровы излившейся магмы — и на материках.

В связи со значительными суточными перепадами температур, достигающими 300° (от плюс 130° С до минус 170° С), на поверхности Луны повсеместно проявляется разрушение и образуется рыхлый покров. Под действием падения метеоритных тел повсюду образуются ударные воронки или кратеры. Диаметр ударных кратеров может достигать десятков километров. Кроме кратеров метеоритного происхождения на Луне отчетливо выявляются кратеры вулканического происхождения.

Таким образом, геологические, вернее селенологические, процессы на Луне проявляются в трех видах: 1) разрушение пород лунной поверхности под воздействием солнечного излучения; 2) разрушение под действием метеоритной бомбардировки и 3) магматическая деятельность, проявляющаяся преимущественно в виде вулканизма. Пока нет прямых доказательств проявления современного вулканизма, но в недалеком селенологическом прошлом он безусловно проявлялся широко.

2826
О составе Луны мы можем судить по доставленному на Землю реголиту — рыхлому обломочному материалу, покрывающему поверхность Луны и являющемуся продуктом разрушения лунных пород преимущественно под действием падения метеоритов. Реголит образован из обломков магматических пород основного состава.

Сейсмическое зондирование и другие исследования Луны позволяют в ней, как и на Земле, различать несколько оболочек: лунную кору (мощность до 30—60 км), мантию (до глубины 960 км) и ядро. Предполагают, что в недрах Луны температура достигает 1000° С.

Внешняя группа планет, характеризующихся малой плотностью и обширными атмосферами, относится к еще слабо изученным объектам Солнечной системы. Правда, ряд космических аппаратов, запущенных в направлении к планетам этой группы, позволили получить более широкую информацию о Юпитере и некоторые новые данные о других планетах.

Ближайшей к нам планетой внешней группы является Юпитер — самая крупная планета в Солнечной системе; его масса в 318 раз превышает массу Земли, но средняя плотность не превышает $1,3 \text{ г/см}^3$. Юпитер составляет подавляющую часть массы планет Солнечной системы — около 70%. По химическому составу Юпитер близок к Солнцу — около 60% его массы приходится на водород и почти все остальное — на гелий.

Сатурн — вторая по величине планета Солнечной системы. Состав Сатурна в основном сходен с Юпитером, но он отличается

от последнего строением — Сатурн окружен кольцом, состоящим, как полагают, из кристалликов льда и частиц, покрытых льдом.

О строении и составе более далеких планет — Урана, Нептуна и Плутона — известно еще очень мало.

Между орбитами Марса и Юпитера обращается вокруг Солнца кольцо *астероидов* — малые планеты, состоящие из твердых веществ. Их число составляет несколько тысяч. Размер астероидов колеблется от одного и почти до 800 км. Самый крупный из них — Церера, имеет диаметр 770 км. Некоторые астероиды выходят за пределы указанного кольца как в сторону Солнца, так и дальше от него.

Во время движения по орбитам астероиды сталкиваются, дробятся, их обломки попадают в сферу притяжения Земли и падают на ее поверхность. Так образуются *метеориты*. Большинство обломков сгорает в атмосфере Земли. Не исключается, что часть метеоритов приходит к нам из более отдаленных областей Солнечной системы или даже извне ее.

По составу метеориты разделяются на железные, каменные, полужелезные (паласситы), стеклянные (тектиты). Железные метеориты состоят из самородного железа с примесью никеля и небольшого количества фосфора, серы, иногда углерода. Каменные метеориты состоят из целого ряда минералов, обычных для магматических пород Земли.

Масса отдельных метеоритов, упавших на Землю, колеблется от нескольких граммов до сотен и даже тысяч килограммов. Крупные метеориты при падении образуют глубокие и обширные воронки, или кратеры. Такие кратеры известны и на территории СССР (Эстония, Северный Кавказ).

Метеориты — важнейший вещественный материал, поступающий к нам из окружающего мирового пространства.

Спутники имеются не у всех планет Солнечной системы. Число их колеблется от 1 (у Земли — Луна) до 12 (Юпитер). Спутники лишены атмосферы.

Кометы — остывшие космические тела, состоящие из чрезвычайно разреженных газообразных или твердых частиц. Они вращаются вокруг Солнца по весьма вытянутым орбитам, один конец которых приближен к Солнцу, а другой — чрезвычайно от него удален. При приближении к Солнцу кометы сильно раскаляются и окутываются светящимися газами. Под воздействием светового давления Солнца раскаленные газы и пары, возникающие на обращенной к Солнцу стороне кометы, перемещаются к противоположной стороне, образуя так называемый хвост. Вещество хвоста теряется кометой на пути следования. Основная часть кометы носит название головы.

Из рассеянных твердых частиц комет в межпланетном пространстве образуются **метеоры**. Последние, попав в земную атмосферу, под действием сильного трения вспыхивают и сгорают, не достигнув земной поверхности.

При столкновении головы кометы с Землей происходит взрыв, напоминающий падение крупного метеорита. В качестве такого явления рассматривают падение тунгусского метеорита.

ПОНЯТИЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Существует много гипотез о происхождении Солнечной системы. Одной из гипотез, господствовавшей в науке свыше столетия и сыгравшей в свое время весьма прогрессивную роль в развитии геологических представлений, была гипотеза Канта—Лапласа. Под названием гипотезы Канта—Лапласа известны две независимо и в разное время изложенные гипотезы, созданные на основе некоторых общих положений: гипотеза немецкого философа Канта (1755 г.) и гипотеза французского математика Лапласа (1797 г.).

В своей гипотезе Кант впервые изложил идею об эволюции Вселенной, опираясь на закон всемирного тяготения. Он признавал образование Вселенной из первичной материи, состоящей из мельчайших холодных частиц, заполнявших мировое пространство и находившихся в состоянии покоя, который, однако, продолжался недолго. В хаотической среде Космоса под воздействием тяготения более плотные частицы стали притягивать менее плотные частицы, и вещество собралось в сгустки, давшие начало Солнцу и звездам. Под влиянием сил притяжения, а также отталкивания частиц возникло вращательное движение. В окружающем Солнце веществе туманности возникали новые центры притяжения, из которых образовались планеты. Согласно Канту, Вселенная все время находится в состоянии созидания и разрушения. В опровержении ее неизменности и заключается прогрессивное значение гипотезы. Вместе с тем многие положения этой гипотезы носят чисто механистический характер.

Лаплас полагал, что Солнечная система возникла из разреженной и раскаленной газообразной туманности, которая находилась во вращательном движении (причина возникновения такого движения им не объяснена). Представление о движении первичной туманности является верным, так как материя неотделима от движения (у Канта материя Вселенной вначале признается неподвижной, а движение эта материя приобрела потом).

Под влиянием вращения и взаимного притяжения частиц, по Лапласу, в центре туманности возникло сгущение, представлявшее собой первичное Солнце. По величине туманность была огромной и простиралась за пределы крайних планет Солнечной системы. Туманность излучала тепло в мировое пространство, охлаждалась, сгущалась, уменьшалась в объеме и в результате увеличивалась скорость ее вращения. Это, в свою очередь, — рассуждал Лаплас, — вызывало сплющивание туманности, и впоследствии, когда центробежная сила превысила центростремительную, в экваториальной области ее стали последовательно

отделяться газообразные кольца. Вследствие неоднородности состава вещества колец и в результате их дальнейшего охлаждения они разрывались и стягивались в шарообразные тела — планеты. Первичные планеты находились еще в газообразном, но более плотном, чем исходное вещество, состоянии; от них, в свою очередь, отделялись кольца, которые в дальнейшем преобразовались в спутники планет. Лаплас стремился согласовать свою гипотезу с известными в его время фактами, в частности одним из веских аргументов в ее пользу считалось наличие кольца вокруг Сатурна.

Гипотеза Лапласа довольно хорошо отражала уровень знаний того времени и охотно была воспринята геологами, так как доступно объясняла ряд геологических положений (жидкое состояние ядра Земли, обилие магматических пород среди древних толщ и т. д.). Но позднее, начиная с конца XIX века, когда знания о Вселенной значительно расширились, рассматриваемая гипотеза оказалась в резком несогласии с новыми данными астрономии. Из числа недостатков этой гипотезы, вызвавших впоследствии ее крушение, следует отметить хотя бы то, что при распределении вещества Солнца и планет в пространстве предполагаемой Лапласом туманности плотность ее оказалась бы настолько малой, что отделение колец и собирание вещества в шарообразные тела не могло бы происходить (вещество должно было бы рассеяться).

В конце XIX века и на протяжении XX века было предложено много других космогонических гипотез, но все они оказались недолговечными.

Значительным прогрессом в развитии научных представлений о происхождении Солнечной системы явилась космогоническая гипотеза, разработанная советским учёным О. Ю. Шмидтом.

За основу так называемой метеоритной гипотезы О. Ю. Шмидта, изложенной им впервые еще в 1944 г., взято представление о том, что Земля и остальные планеты нашей Солнечной системы образовались путем постепенного сгущения холодных твердых или газообразных частиц из колоссального газово-пылевого облака, захваченного Солнцем на пути своего движения. Планеты, — как сказано у О. Ю. Шмидта, — формировались в присутствии и под влиянием уже существовавшего Солнца. Под действием солнечного притяжения захваченные частицы материи стали двигаться в Галактике вместе с Солнцем. Более крупные тела газово-пылевого облака могли стать «зародышами» будущих планет. Из твердых, а также и газообразных частиц возникли не только планеты, но и их спутники, кометы и метеориты.

Считая, что Земля образовалась из холодных частиц, О. Ю. Шмидт отбрасывает долго господствовавший взгляд, утвердившийся со времен Лапласа, об изначально огненно-жидком состоянии планет и постепенном их охлаждении с момента образования. Источником земной теплоты он считает энергию радио-

активного распада. Радиоактивный распад обеспечивает теплоту Земли на очень длительное время. Возможно, по О. Ю. Шмидту, что наибольшее разогревание Земли имело место еще в начале геологического развития нашей планеты и лишь впоследствии началось ее медленное остывание. Такое воззрение совпадает с предположениями многих геологов о большей тектонической активности нашей планеты в прошлом. Таким образом, согласно гипотезе О. Ю. Шмидта, Земля постепенно разогревается, а затем остывает.

С позиции своей гипотезы О. Ю. Шмидт довольно убедительно объяснил многие важные законы движения Солнечной системы, как-то: почти круговое движение планет и их вращение, прямые и обратные движения спутников и другие явления.

Несмотря на то что в рамках этой гипотезы впервые в космогонии приводятся объяснения ряда характерных черт строения и развития Солнечной системы, все же у многих астрономов, геофизиков и геологов она вызвала серьезные возражения. Так, например, недостаточно убедительно разработана проблема захвата Солнцем газово-пылевой материи — основы всей гипотезы, не касается она и эволюции Солнца и звезд.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ПУТИ ОСВОЕНИЯ КОСМИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА

Космическое пространство привлекает внимание человечества уже давно и не только ради познавательных целей. Научно-технический прогресс позволил всемерно расширить изучение Космоса и вместе с тем использовать его освоение для потребности науки, техники, производства. Это, в свою очередь, создает благоприятные условия для еще большего поднятия уровня научно-технического прогресса.

Изучение окружающего нас космического пространства ведется разнообразными средствами и методами: визуальными, то есть наблюдение с помощью оптических приборов (телескопов), радиотелескопией (улавливание и анализ радиоизлучений небесных тел или радиоизлучений, посылаемых с Земли и отраженных небесными телами на Землю), спектроскопией (спектральный анализ световых лучей небесных тел) и, наконец, с помощью ракет, искусственных спутников, космических кораблей и орбитальных научных станций. Не ослаб также интерес к изучению метеоритов — пришельцев из окружающего нас мирового пространства.

Итак, изучение Космоса заключается в решении ряда научных и прикладных проблем.

К основным научным проблемам изучения Космоса относятся изучение солнечно-земных связей, получение новых данных о Земле и околоземном пространстве, дальнейшее изучение космических объектов за пределами Солнечной системы и другие. Од-

нако особый интерес привлекают прикладные проблемы изучения и освоения Космоса. Эти проблемы имеют несколько направлений.

Первое направление — использование орбитальных станций и искусственных спутников для связи, разведки природных ресурсов Земли (в том числе и минеральных), картографии, охраны окружающей среды, в службе погоды. Это предполагает огромный экономический эффект.

Второе направление — использование Космоса для технологических целей в связи с условиями невесомости и вакуума (выращивание монокристаллов, получение особых сплавов, получение высококачественной вакцины для медицины и другие). Это направление ближайшего будущего.

Третье направление — направление отдаленного будущего — использование Космоса для заселения его людьми. При этом не следует забывать, что Земля есть и остается центром жизнеобитания человека и полностью оторваться от нее он не может. Освоение Космоса ведется прежде всего для того, чтобы сохранить Землю и обогатить ее ресурсы.

Глава 3

ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ И ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМЛИ

ФОРМА, РАЗМЕРЫ И ДВИЖЕНИЕ ЗЕМЛИ

Форма, размеры и движение Земли определяют ее внешний облик и заметно влияют на процессы, которые видоизменяют ее.

Первые представления о форме и размерах Земли появились уже в глубокой древности. Античные мыслители высказывали соображения о шарообразности Земли (Пифагор, V век до н. э.); Аристотель (III век до н. э.) привел первые доказательства шарообразности Земли, заметив, что во время лунных затмений она отбрасывает на Луну округлую тень, какую может давать только шарообразное тело. Древнегреческий ученый Эратосфен за два века до нашей эры вычислил размеры Земли. По его данным, длина радиуса оказалась равной 6290 км — величина, довольно близкая к действительной.

В XVII—XVIII веках, когда для изучения размеров Земли стали впервые применять точные методы измерения (триангуляцию), было выяснено, что Земля не представляет собой идеальный шар, так как полярный и экваториальный радиусы не равны (разница в 21 км). Таким образом, пришли к заключению, что форма Земли соответствует эллипсоиду вращения. Сплюснутость Земли по оси вращения теоретически подтвердил еще Ньютон в конце XVII века, когда он сформулировал закон всемирного тяготения.

Последующими измерениями было доказано, что Земля сжата не только на полюсах, но также немного и по экватору, т. е. является не двухосным, а трехосным эллипсоидом (наибольший и наименьший радиусы экватора отличаются на 210 м, т. е. на величину очень малую в сравнении с радиусом Земли).

Действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид, так как поверхность ее имеет много неровностей (возвышенности, впадины).

Наиболее близкой к современной фигуре Земли будет фигура, по отношению к поверхности которой сила тяжести повсеместно направлена перпендикулярно. Она названа геоидом, что дословно означает «землеподобный». Фигуру геоида можно себе

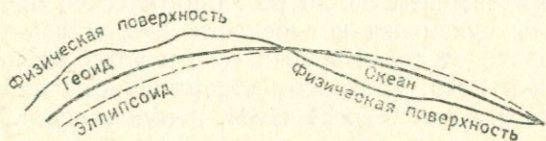


Рис. 4. Сопоставление линии сфероида, физической поверхности Земли и геоида

представить, если мысленно океаны связать каналами, прорезающими материки во всех направлениях. Поверхность геоида приближается к поверхности трехосного эллипсоида, отклоняясь от него в ту или иную сторону примерно по 100 м; на материках она немного повышается по отношению к поверхности эллипсоида, а на океанах — понижается (рис. 4). Новейшие измерения размеров Земли показали следующее;

Радиус экваториальный (усредненный)	6 378 245 м
Радиус полярный	6 356 863 м
Площадь поверхности Земли	510 млн. км ²
Объем Земли	10 ⁹ км ³

На основании разницы между длиной экваториального и полярного радиусов определено полярное сжатие Земли. Оно установлено по формуле

$$\alpha = \frac{a-b}{b} = \frac{1}{298},$$

где a — экваториальный радиус, b — полярный радиус.

Разница в длине между обоими радиусами, как уже отмечалось, составляет немногим более 21 км. Следует отметить, что общий размах расчленения земной поверхности не превышает этой цифры. Так, например, наиболее высокая вершина — Джомолунгма (Гималаи) имеет высоту 8882 м, самая же глубокая впадина в Микронезии достигает глубины 11 034 м. Расстояние между наиболее высокой и самой низкой точками Земли составляет 19 916 м.

Наша планета, во-первых, испытывает вращение вокруг своей оси и, во-вторых, обращается вокруг Солнца. Эти движения вызывают на Земле ряд характерных явлений.

Известно, что Земля обращается вокруг своей оси примерно за полные сутки (точнее, за 23 часа 56 мин 4 с). Установлено, что скорость вращения Земли уменьшается, в связи с чем продолжительность суток за столетие увеличивается на 0,001 с. Подсчеты показывают, что с начала палеозойской эры продолжительность суток увеличилась почти на 1,5 часа.

Установлено также, что полюса Земли не остаются на одном месте, и Земля смещается относительно оси вращения. Но величина смещения полюсов в целом невелика.

В связи с вращением Земли по эллиптической орбите вокруг Солнца и положением оси к плоскости орбиты под углом $23,5^\circ$ на Земле происходит смена времен года и колеблется продолжительность дня и ночи. В зависимости от широты продолжительность дня варьирует от 0 до 24 часов, и только на экваторе в течение всего года день равен ночи.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМЛИ

Земля обладает определенными физическими свойствами. В результате их изучения удастся не только выявить общие особенности строения Земли, но и установить в ее недрах наличие полезных ископаемых.

К физическим свойствам Земли относятся сила тяжести, плотность, давление, магнитные, тепловые, упругие, электрические и другие свойства.

Сила тяжести, плотность, давление

На Земле постоянно действуют сила притяжения и центробежная сила; равнодействующая этих сил определяет силу тяжести.

Сила тяжести закономерно меняется (в общем в малых размерах) как по горизонтали, увеличиваясь от экватора к полюсам, так и по вертикали, уменьшаясь с высотой.

В связи с неравномерным распределением вещества в земной коре действительное значение силы тяжести отклоняется от нормальной (то есть теоретически вычисленной). Эти отклонения получили название аномалий силы тяжести; они бывают положительными (при наличии на данной площади более плотных толщ горных пород) или отрицательными (когда представлены менее плотные толщи горных пород).

Изучение аномалий сил тяжести ведется с помощью приборов — гравиметров; полученные данные способствуют выявлению в недрах полезных ископаемых. Отрасль прикладной геофизики, занимающаяся изучением аномалий силы тяжести с целью выявления в недрах полезных ископаемых или благоприятных

геологических структур, называется *гравиразведкой*. Гравиметры можно устанавливать на самолетах, спутниках, космических кораблях, орбитальных станциях.

Изучение силы тяжести позволило определить среднюю плотность Земли — 5,52. Плотность пород, слагающих земную кору, от 1,5 до 3,3. Средняя плотность земной коры 2,7—2,8.

Различие между средней плотностью Земли и земной коры указывает на более плотное состояние вещества во внутренних частях Земли. Плотность ядра Земли по некоторым данным составляет 12,0.

Одновременно с увеличением плотности в направлении к центру Земли возрастает и давление. В центре Земли давление достигает огромной величины — до 3,5 миллиона атмосфер. Возрастание давления с глубиной является основной причиной увеличения плотности пород. С глубиной, вследствие перестройки структуры вещества, плотность возрастает, обычно скачкообразно, особенно на границах отдельных геосфер.

Магнетизм Земли

Магнитными свойствами обладают не только отдельные минералы, но и Земля в целом. Земля — это гигантский магнит с магнитным силовым полем вокруг (рис. 5). Как всякий магнит,

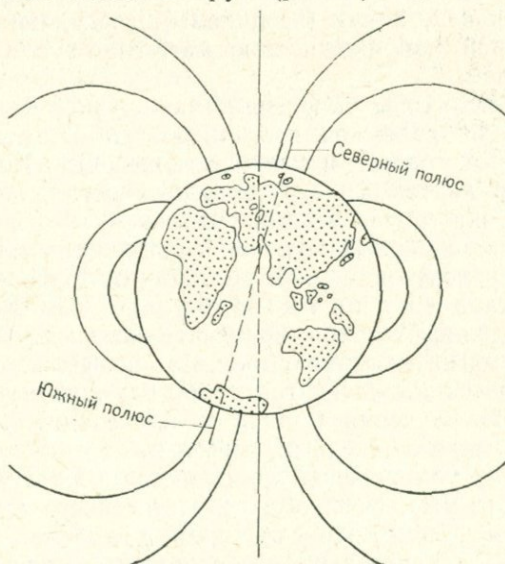


Рис. 5. Магнитное поле Земли (схема)

Земля имеет магнитные полюса, которые, однако, не совпадают с географическими полюсами. Ввиду несовпадения магнитных и географических полюсов, в показаниях магнитной стрелки компаса различают магнитное склонение и магнитное наклонение.

Магнитное склонение определяется углом, образуемым направлением магнитной стрелки компаса, установившейся по направлению магнитной силовой линии, и географическим меридианом в данной точке наблюдения. Этот угол будет наибольшим на географических полюсах (90°) и наименьшим на экваторе ($3-4^\circ$). В средних широтах величина угла склонения составляет $7-8^\circ$. Склонение различают западное и восточное. При больших углах склонения использование магнитного компаса для ориентировки по странам света значительно затрудняется.

Магнитное наклонение определяется углом, образованным наклоном магнитной стрелки компаса к горизонту.

По мере приближения к магнитному полюсу магнитная стрелка все более и более наклоняется и на магнитных полюсах стремится занять вертикальное положение.

Кроме магнитного склонения и наклонения и геомагнитным величинам относится напряженность геомагнитного поля. Интенсивность магнитного поля Земли сравнительно невелика. Магнитные свойства Земли фиксируются на специальных картах, к которым относятся карты изогон, изоклин, изодинам и некоторые другие. На картах изогон нанесены линии (изогоны), соединяющие пункты с одинаковым склонением. Линии (изоклины), соединяющие пункты с одинаковым наклонением, образуют карты изоклин. Наконец, линии (изодинамы), соединяющие на картах точки с равной напряженностью магнитного поля, составляют карту изодинам.

Значения величины склонений, наклонений и магнитной напряженности не являются постоянными и испытывают закономерные вековые, годовые и суточные колебания. Поэтому на указанных выше картах фиксируют особенности элементов магнетизма лишь на определенный момент.

Помимо закономерных колебаний (вариаций) магнитного поля имеют место и незакономерные колебания. Наиболее ощутимыми из них являются магнитные бури. Они происходят внезапно и продолжаются обычно несколько дней. Во время магнитных бурь магнитная стрелка компаса испытывает непрерывные и быстрые колебания. Магнитные бури связаны с усилением корпускулярного излучения Солнца и происходят чаще всего во время проявления солнечных вспышек.

Магнитные бури нередко проявляются перед началом землетрясений — это уже, очевидно, результат чисто земных причин, вызванных процессами, происходящими в глубоких недрах Земли.

Одной из характерных особенностей земного магнетизма является возникновение в недрах Земли магнитных аномалий. Присутствие аномалий фиксируется резкими (против нормального) отклонениями магнитной стрелки. На картах изогон и изоклины в таких случаях образуют необычные изгибы.

Возникновение магнитных аномалий отражает неоднородное геологическое строение и связано с присутствием в некоторых

горных породах ферромагнитных минералов.

Выявлением таких аномалий с целью поисков железных руд занимается отрасль разведочной геофизики — *магниторазведка*. Благодаря неоднородности магнитных свойств различных толщ и крупных тел в недрах Земли методом магниторазведки можно выявлять местные особенности строения земной коры, обнаруживать полезные ископаемые, сами по себе не являющиеся магнитными (например, нефтяные и газовые структуры).

Магнитные аномалии, вызванные залежами железных руд, можно выявлять не только наземными методами магниторазведки, но и аэромагниторазведкой, а также магнитометрами, установленными на ракетах, спутниках, космических кораблях.

Теплота Земли

Тепловой режим Земли обусловлен двумя причинами: 1) излучением Солнца и 2) теплотой, выделяемой из недр Земли.

На поверхности Земли основным источником тепла является Солнце. Внутренняя теплота в тепловом режиме дневной поверхности играет ничтожную роль (не более 1%).

Под влиянием солнечной теплоты происходят самые разнообразные процессы: круговорот воды, разрушение водой и ветром земной поверхности, растрескивание горных пород и многие другие явления. Органический мир на Земле также возник и развивается благодаря солнечной энергии.

Примерно одна треть солнечной лучистой энергии, поступающей на Землю, отражается обратно в мировое пространство (альбедо Земли 0,35). Как поток солнечного тепла на Землю, так и альбедо ее, т. е. доля отраженной солнечной радиации, неодинаковы для разных широт. Количество получаемого и отражаемого Землей солнечного тепла зависит также от характера распределения суши и воды, от воздушных и океанических течений, от особенностей рельефа, растительного покрова.

На поверхности Земли колебания температуры в течение года под действием солнечного излучения достигают нередко большой величины, например в пустынях до 100°. Зато с глубиной влияние солнечного тепла резко снижается и быстро сходит на нет. На некоторой глубине от поверхности располагается так называемый пояс постоянной температуры, где она круглый год одинакова и равна примерно среднегодовой температуре данной местности. В Москве пояс постоянной температуры находится на глубине 20 м ($t=4,2^{\circ}\text{C}$), в Париже — на глубине 28 м ($t=11,83^{\circ}\text{C}$). В общем действие солнечного тепла проникает ниже поверхности Земли не глубже 20—30 м.

Ниже пояса постоянной температуры под влиянием внутреннего тепла Земли температура с глубиной закономерно повышается. Расстояние (в метрах), на которое необходимо углубиться ниже пояса постоянной температуры, чтобы получить прирост

температуры на один градус, называется геотермической ступенью. Для земной коры его величина в зависимости от состава пород, условий их залегания и других причин колеблется от нескольких метров до 200 м и даже более. Среднее значение геотермической ступени — 33 м.

Величиной, обратной геотермической ступени, является геотермический градиент. Он определяется величиной изменения температуры (в градусах) при углублении на 100 м.

Значения геотермической ступени для некоторых районов нашей страны следующие: для Северного Кавказа (Грозненский район) — 12,0 м, для Донбасса — 32,2 м, для Самарской Луки — 64,3 м, для Белоруссии — 86,5, для Кривого Яга — 112,5 м. На Камчатке, в зоне действующих вулканов геотермическая ступень на глубине 400—600 м составляет всего 2—3 м. С глубиной геотермическая ступень в общем непрерывно возрастает. В центре Земли, по установившемуся мнению, температура не превышает 4000—5000° С.

Возрастание температуры с глубиной оказывает отрицательное воздействие на проходку шахт, туннелей. Однако в зонах с небольшими значениями геотермической ступени представляется возможным на доступных для бурения глубинах вскрывать рудные расплавы. Полагают, что такие расплавы можно обнаружить на глубинах 10—15 км, но до такой глубины еще ни одна скважина не дошла.

Практически уже решенной задачей является использование горячих подземных вод и перегретых паров из глубоких недр для отопления населенных пунктов (Рейкьявик в Исландии) и электростанций (геотермическая электростанция на Камчатке в СССР, электростанции на перегретом паре в Италии) и др.

Источники внутренней тепловой энергии Земли еще недостаточно изучены. Одним из основных, а может быть и главным фактором высоких внутренних температур Земли считают радиоактивный распад элементов, в процессе которого выделяется огромное количество тепла. Существует предположение, что радиоактивные элементы в основном сконцентрированы в земной коре, но не исключено их присутствие в значительном количестве и на большей глубине.

Понятие о других физических свойствах Земли

При изучении внутреннего строения Земли существенное значение приобретает исследование упругих свойств пород с помощью сейсмических волн*. Установлено, что скорость прохождения таких волн зависит от плотности пород. На основании изучения

* Под сейсмическими волнами понимают упругие волны, возникающие при землетрясениях или искусственных взрывах и ударах и распространяющиеся в Земле в виде затухающих колебаний. Чем выше плотность пород, тем больше скорость прохождения упругих волн.

упругих свойств пород, слагающих земной шар, удалось выявить несколько различных по своим особенностям оболочек, или геосфер. Кроме того, в результате изучения скорости прохождения сейсмических волн был выявлен ряд структур, с которыми связаны залежи нефти, скопления горючего газа и запасы других полезных ископаемых. Изучаются такие структуры с помощью сейсмических волн, получаемых при искусственных взрывах; этим занимается отрасль прикладной геофизики — *сейсморазведка*. Особенно эффективные результаты дает сейсморазведка в нефтяной геологии.

Земной шар обладает также и электрическими свойствами. Земное электричество (теллурические токи) тесно связано с происходящими в Земле физико-геологическими процессами, особенно с действием магнитного поля Земли.

Электрические свойства различных пород, слагающих земную кору, неодинаковы. Путем изучения электропроводности горных пород и их удельного электрического сопротивления оказалось возможным осуществить поиски полезных ископаемых и решить ряд других геологических задач.

Исследованием электрических свойств Земли занимается отрасль прикладной геофизики — *электроразведка*.

Глава 4

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ (ГЕОСФЕРЫ)

Наша планета по составу и состоянию слагающего вещества, физическим свойствам и протекающим в ней процессам неоднородна. Вместе с Землей целесообразно рассматривать тесно с ней связанную и непосредственно к ней примыкающую часть околоземного космического пространства. В направлении к центру Земли различают следующие оболочки, или иначе, *геосферы*: магнитосферу, атмосферу, гидросферу, биосферу, земную кору, мантию и ядро.

Внешние четыре оболочки подвижны и имеют весьма непостоянные или даже неопределенные границы. В сравнении с другими геосферами они наиболее доступные изучению. Остальные оболочки, характеризующиеся плотным состоянием вещества, ввиду их малой доступности для непосредственного наблюдения (исключение составляет только верхняя часть земной коры), изучены еще очень слабо, и наши представления о них основаны на косвенных данных.

МАГНИТОСФЕРА

Под магнитосферой рассматривается область околоземного пространства, в котором напряженность электромагнитного поля Земли превышает напряженность электромагнитного поля внеш-

него космического пространства. Иначе говоря — это магнитное поле Земли. На магнитосферу влияет солнечный ветер и межпланетные магнитные поля.

Магнитосфера заполнена плазмой и частицами энергии, которые представляют собой протоны и электроны, образующие вокруг Земли в пределах магнитосферы так называемые радиационные пояса.

Магнитосфера имеет непостоянную и сложную конфигурацию: на стороне Земли, обращенной к Солнцу, она протягивается на расстояние, равное 8—14 радиусам Земли, а на противоположной — вытягивается в виде шлейфа протяженностью до 900 радиусов Земли (т. е. более 5 млн. км).

АТМОСФЕРА

Общая характеристика. Атмосфера — сплошная газовая оболочка, мощность которой составляет несколько десятков тысяч километров. Плотность ее быстро уменьшается с высотой. Основная масса атмосферы — около 50% — сосредоточена в нижнем — пятикилометровом слое, 90% находится в слое до шестнадцатикилометровой высоты, а масса воздуха, находящегося выше 30 км, не превышает одного процента всей массы атмосферы.

Атмосфера, или воздух, представляет собой механическую смесь газов с небольшой примесью твердых частиц (пыли) и паров воды. Основной состав газов: азот (N_2) 78,08%, кислород (O_2) 20,95%, аргон (Ar) 0,93% и углекислый газ (CO_2) 0,03%; все вместе они составляют 99,99%. К остальным, сравнительно незначительным по содержанию газовым компонентам относятся неон (Ne), гелий (He), криптон (Kr), водород (H_2), озон (O_3) и некоторые другие. Указанный процентный состав воздуха сохраняется до высоты 100—120 км; выше происходит их разделение по плотности и на высоте до 200—250 км преобладающее место занимает азот; еще выше — до 500—700 км — атомарный кислород, затем гелий и водород (у внешних границ атмосферы — атомарный водород).

В процессах, протекающих на земной поверхности, наиболее важную роль играют такие составляющие атмосферы, как водяные пары, углекислый газ, озон. Их содержание в зависимости от времени и места может меняться в широких пределах.

Водяные пары в отдельных местах могут достичь состояния насыщения, тогда происходит конденсация, возникают облака и при образовании определенной величины капель воды или кристалликов льда образуются осадки.

Озон в атмосфере известен до высоты 70 км, но больше всего его на высоте 20—30 км. Озон составляет менее одной миллионной массы всей атмосферы. Наличие озона обеспечивает защиту Земли от вредного, губительного для жизни воздействия ультрафиолетового и других излучений Солнца.

Углекислый газ, как водяные пары и озон, служит регулятором температуры, так как конденсирует излучаемое Землей тепло. Углекислый газ поступает в воздух в результате разложения организмов и их дыхания, а также при вулканических процессах, расходуется же для питания растений.

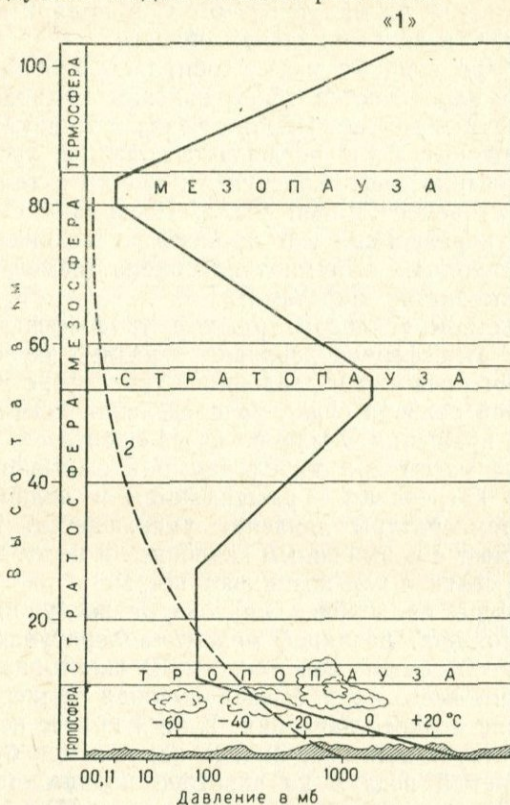


Рис. 6. Вертикальный разрез атмосферы. По Т. Х. Геохляну, 1975
1 — распределение температуры; 2 — распределение давления

Атмосфера обладает целым рядом физических свойств, которые часто меняются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Основными ее свойствами являются температура, давление, плотность, электрические свойства.

Строение атмосферы. В зависимости от изменения температуры с высотой атмосфера разделяется на следующие слои (рис. 6):

1. Тропосфера — на высоте от 8—9 до 16—17 км (от поверхности Земли)
2. Стратосфера — от 8—17 до 50—55 км
3. Мезосфера — от 50—55 до 80 км
4. Термосфера — от 80 до 600—800 км
5. Экзосфера — выше 800 км

Тропосфера. В этом слое, как указывалось, заключена подавляющая часть газовых компонентов атмосферы, а также почти весь водяной пар и твердые частицы. С высотой температура в тропосфере закономерно понижается, примерно на $6-6,5^{\circ}\text{C}$ на каждый километр. На верхних границах тропосферы температура воздуха снижается до минус $58-60^{\circ}\text{C}$ в полярных областях и минус $80-85^{\circ}\text{C}$ в экваториальной области.

В тропосфере водяные пары, собираясь в облака, образуют осадки. Здесь зарождаются такие явления природы, как бури, ураганы, смерчи и другие. Именно здесь, в тропосфере, углекислый газ и водяные пары поглощают большую часть солнечной радиации, особенно инфракрасную, и вместе с тем удерживают почти все излучаемое Землей тепло. Поскольку Солнце обогревает Землю неравномерно, в тропосфере возникает планетарная циркуляционная система теплообмена (обмен тепла между низкими и высокими широтами).

Непостоянством теплового режима тропосферы обусловлено неодинаковое атмосферное давление в разных ее частях. Колебания теплового режима и давления в тропосфере зависят также от особенностей рельефа суши, распределения континентов, океанов и морей, вращения Земли по своей орбите.

Воздушные массы при их охлаждении сжимаются и опускаются, а при нагревании — расширяются и поднимаются. При повышении температуры давление уменьшается. Воздух перемещается из мест с повышенным давлением в места с пониженным давлением, в связи с чем возникают ветры.

В тропосфере происходит круговорот воздушных масс, вызванный постоянной разницей между температурами отдельных тепловых поясов земной поверхности. В экваториальной полосе на протяжении всего года бывает высокая температура, и тут находится пояс низкого давления. В этой полосе нет постоянных ветров, существует затишье, иногда нарушаемое бурями и ураганами. Нагретый воздух на экваторе поднимается в верхние слои атмосферы и направляется к полюсам. Под влиянием вращения Земли вокруг своей оси масса воздуха, движущаяся на высоте до $2-3$ км, постепенно отклоняется от своего первоначального направления к востоку. Достигнув $30-35^{\circ}$ северной и южной широты (районы субтропиков), главные массы воздуха окончательно поворачивают на восток и начинают вращаться вокруг Земли с запада на восток. Новые, непрерывно притекающие, воздушные потоки обуславливают в субтропиках скопление воздушных масс и образуют здесь пояса высокого давления. Массы воздуха, которые сконцентрировались вверху, опускаются и расходятся от поясов высокого давления по поверхности Земли. Массы воздуха, образующие постоянные ветры от поясов высокого давления в сторону экватора, получили название *п а с с а т о в*. Им противопоставляются *а н т и п а с с а т ы* — массы воздуха, создающие ветры в верхних слоях тропосферы от экватора к суб-

тропикам. Под тем же влиянием вращения Земли пассаты отклоняются к западу и в северном полушарии дуют на юго-запад, а в южном полушарии — на северо-запад.

От субтропических поясов высокого давления часть воздушных масс направляется к полюсам, но они до полюсов не доходят, так как сильно отклоняются. Поэтому в средних широтах (60—65°) преобладают западные ветры (точнее — юго-западные в северном полушарии и северо-западные — в южном полушарии). Ветры дуют также с полюсов, где расположены пояса высокого давления.

Кроме постоянно дующих ветров, существуют и периодически дующие ветры. К ним принадлежат циклоны и антициклоны, муссоны и др.

Для циклонов и антициклонов характерно вращательное движение воздушных масс (в плане): у первых — против часовой стрелки, с областью пониженного давления в центре; у вторых — по часовой стрелке, с областью повышенного давления в центре. Циклоны перемещаются иногда с огромной скоростью, особенно в тропическом поясе (200—250 км/час), и причиняют огромный ущерб. Образуются циклоны и антициклоны от соприкосновения встречных воздушных масс. Муссоны возникают по бережьям океанов от неравномерного нагревания суши и водных масс. Летом они дуют с океана, зимой — с суши.

Понятие о климате. Все многообразие явлений, проявляющихся в тропосфере, создает погоду и климат.

Под погодой подразумевают состояние тропосферы в той или иной местности в определенный отрезок времени. Многолетним режимом погоды данной местности определяется ее климат.

Характер климата определяется географическим положением данной области. В зависимости от широты на земной поверхности выделяют пять основных климатических поясов: жаркий, два умеренных и два холодных. На особенности климата, помимо широты, влияет много других причин, как, например, распределение суши и моря, рельеф местности, существование растительного покрова, характер ветров, влажность воздуха, наличие теплых или холодных водных течений и др. В горных районах тропических областей происходит смена климата по вертикали; внизу жаркий, выше — умеренный и высоко в горах — даже холодный. При наличии теплого морского течения даже в холодном поясе климат значительно смягчается.

В зависимости от влажности и температурных условий часто различают климаты гумидный (влажный, с умеренной или высокой температурой), аридный (сухой и теплый), нивальный (влажный, холодный).

Пограничный слой между тропосферой и стратосферой называют *тропопаузой*: здесь резко изменяются температура, влажность и другие особенности воздуха.

Стратосфера. Здесь температура воздуха постепенно повышается с высотой, примерно на 1—2° С на один километр и у верх-

ней границы достигает плюс 10°C . Причиной повышения температуры является слой озона, который, поглощая ультрафиолетовую радиацию, переизлучает затем в вышележащие слои атмосферы тепловую энергию. Сам же озон, как полагают, возникает под воздействием на кислород той же ультрафиолетовой радиации Солнца или же космических лучей. Разрушающе действуют на озон водяные пары, гидроксил OH , окислы азота (NO , NO_2), метан (CH_4) и окись углерода (CO)

В стратосфере происходит интенсивная циркуляция воздуха, сопровождающаяся вертикальными и горизонтальными перемещениями. На границе стратосферы с вышележащим слоем — мезосферой — выделяется переходный слой, названный *стратопаузой*; в нем температура с высотой начинает понижаться.

Мезосфера. Температура с высотой непрерывно падает. Допускается движение воздушных масс. Здесь образуются так называемые серебристые облака, которые располагаются на довольно постоянной высоте — 80—85 км. Слой нахождения серебристых облаков является пограничным между мезосферой и термосферой; этот пограничный слой получил название *мезопаузы*.

Термосфера. Здесь температура снова возрастает, причем довольно быстро: если на высоте около 90 км она равна минус 90°C , то на высоте 400 км она достигает $1000\text{—}2000^{\circ}\text{C}$; еще выше температура остается почти неизменной.

В термосфере под действием ультрафиолетового солнечного излучения и космических лучей воздух сильно ионизируется (атомы теряют электроны) и приобретает способность проводить электрический ток.

Экзосфера. Температура в экзосфере составляет около 2000°C . Воздух здесь крайне разрежен, частицы газа движутся с огромными скоростями и постепенно уходят в межпланетное пространство.

Ионизация газов происходит не только в термосфере, но также в мезосфере и экзосфере, поэтому все эти слои нередко объединяются под общим названием *ионосферы*.

Охрана атмосферы. Без атмосферы невозможна жизнь на Земле. Она также является одним из основных экзогенных факторов в непрерывном изменении и преобразовании земной коры (выветривание, эоловая деятельность). Вместе с тем она играет важную роль и в хозяйственной деятельности человека. Антропогенное воздействие на атмосферу имеет много направлений. Прежде всего это использование в производстве некоторых составных частей атмосферы — азота для получения удобрений, кислорода для промышленности, медицинских целей, на горение.

Обычная хозяйственная деятельность человека много тысячелетий оказывает воздействие на климат, причем чаще всего отрицательное. В качестве одного из главных отрицательных факторов глобального воздействия на климат рассматривается загрязнение атмосферы углекислым газом. Помимо обычного,

природного поступления углекислого газа в атмосферу, происходит систематическое пополнение атмосферы этим газом за счет сжигания огромного количества горючих веществ. Полагают, что содержание CO_2 в атмосфере за последние десятилетия возросло на 10—15% и продолжает увеличиваться.

Увеличение содержания CO_2 приводит к повышению температуры воздуха у поверхности Земли. Расчеты показывают, что по этой причине уже к началу следующего тысячелетия среднегодовая температура может подняться на $0,5^\circ$, что не так уж мало. Повышение среднегодовой температуры на поверхности Земли на $1\text{—}2^\circ\text{C}$ может привести к усилению таяния и некоторому сокращению ледникового покрова, а это в свою очередь вызовет цепную реакцию в изменении целого ряда других природных явлений на Земле.

Серьезного внимания заслуживает воздействие человека на содержание кислорода в воздухе. Кислород восстанавливается в атмосфере благодаря естественным процессам и, главным образом, в результате фотосинтеза растений. Поэтому усиленное уничтожение лесов ослабляет один из основных источников пополнения атмосферы кислородом.

Загрязнение атмосферы промышленными и транспортными выбросами (сажа, зола, сернистые соединения, окись углерода, пыль, углекислый газ и другие) делают в ряде случаев атмосферу мало или даже совсем непригодной для жизнедеятельности человека и других организмов. В промышленных городах, где выбросы в атмосферу особенно велики, образуются нередко смоги (густой туман, состоящий из смеси вредных соединений — окислов серы и азота, окиси углерода и других). Все это указывает на настоятельную необходимость глубокого сочетания хозяйственной деятельности человека в атмосфере с ее тщательной охраной.

ГИДРОСФЕРА

Гидросфера, или водная оболочка Земли, не является сплошной и во многих местах прерывается выступающими над уровнем Мирового океана материками, или континентами. Под названием Мирового океана объединяют все океаны (Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый), окраинные и связанные с ними внутриконтинентальные моря. Если площадь всей земной поверхности составляет 510 млн. км^2 , то на Мировой океан приходится 361 млн. км^2 (около 70,80%). Отсюда следует, что пространство, занятое водой (даже без учета озер и рек), значительно превышает площадь, занятую сушей (приблизительно в $2\frac{1}{2}$ раза).

Рельеф дна морей и океанов. В рельефе морского или океанического дна в зависимости от глубины можно выделить несколько основных зон (или элементов), отличающихся тектонической природой, физическими условиями и другими особенностями (табл. 1).

Элементы рельефа	Глубина, м	Отношение ко всей пло- щади океана %
Материковая отмель, или шельф	0—200	7,6
Материковый, или континентальный, склон	200—2500	15,0
Ложе Мирового океана	2500—6000	76,0
Глубоководные, или океанические, впадины	6000—11000	1,4

Подавляющая часть Мирового океана имеет большую глубину. Установлено, что ложе Мирового океана принадлежит к менее подвижной части земной коры. В то же время зона шельфа и континентальный склон отличаются частыми (в геологическом смысле слова), но не резкими, а медленными колебаниями.

Глубоководные впадины являются исключительно активными участками земной коры, и с ними связаны наиболее сильные (глубокофокусные) землетрясения, подводный вулканизм и мощные разломы земной коры океанического дна.

Физико-химическая характеристика морской (океанической) воды. Воды Мирового океана характеризуются неодинаковой соленостью (химическим составом), непостоянными температурами, различными движениями и т. д.

Температура океанических и морских вод непостоянна как на поверхности, так и на глубине. Температура поверхностного слоя воды находится в прямой зависимости от климата: в экваториальной зоне она достигает 30—35° С (в Персидском заливе до 45° С), в полярных областях снижается до нуля и даже минус 2° С. С глубиной температура воды закономерно понижается и на 1000 м ниже уровня океана достигает 0°. Еще ниже температура опускается до минус 2° С. В высоких (полярных) широтах нулевая или отрицательная температура воды характерна для всей ее толщи — от поверхности и до дна.

Во внутренних морях, которые находятся в низких широтах, где происходит сильное прогревание воды, температура на глубине может быть значительно выше (например, в Красном море на глубине около 2 км она равна 21,5° С).

С глубиной изменяется также и давление: на каждые 10 м оно возрастает на одну атмосферу. Поэтому в наиболее глубоких впадинах давление может достигать 800—1000 атм (и даже больше). На больших глубинах, в связи с высоким давлением, усиливается растворяющее действие воды, и поэтому попадающие туда из верхних слоев воды минеральные тела и органические остатки в той или иной степени растворяются и исчезают.

Океанические и морские воды характеризуются определенным химическим составом и соленостью. Обычная (нормальная)

соленость вод Мирового океана составляет 3,5% (35 г солей на 1 л воды). Часто соленость морских вод обозначают в промилле (одно промилле — одна тысячная часть целого — обозначается знаком ‰), и тогда нормальная соленость составит 35‰. В зависимости от ряда условий (сильная испаряемость воды, ее опреснение, большой привнос солей речными водами, изолированность от океана) соленость воды может быть выше или ниже нормальной. Так, в Красном море (под влиянием сухих ветров и сильного испарения) соленость воды составляет 41—43‰, в Средиземном море 37—39‰, в Балтийском море (у проливов) 20‰, а в Финском заливе (близ устья р. Невы) — только 2‰.

Химический состав вод Мирового океана довольно постоянный и определяется следующими соотношениями солей (в процентах ко всей массе):

NaCl	77,75	K ₂ SO ₄	2,46
MgCl ₂	10,87	MgBr ₂	0,21
MgSO ₄	4,73	CaCO ₃ и другие	0,34
CaSO ₄	3,60		

Таким образом, морские воды содержат преимущественно хлористые соли — хлориды (более 88%), затем сульфаты (более 10%) по современным представлениям включают почти все известные на Земле химические элементы и их изотопы.

Соли в морской воде диссоциированы на ионы. Это благоприятствует быстрому выделению из воды ряда веществ, например полуторных окислов Fe, Al, внесенных в море пресными водами.

Кроме солей, в морской воде растворены и некоторые газы, главным образом азот, кислород и углекислый газ. В ряде случаев морские воды содержат сероводород. Газы в морскую воду в основном поступают из воздуха, но могут поступать из других источников. Так, содержание кислорода в значительной мере пополняется за счет фотосинтеза, углекислый газ — в результате жизнедеятельности водных организмов и подводного вулканизма. Циркуляция морских вод благоприятствует равномерному распределению в них газов. В застойных бассейнах или в тех частях толщи морской воды, где циркуляция воды ослаблена или полностью отсутствует, содержание кислорода резко уменьшается, начинают проявляться восстановительные процессы, что приводит к образованию сероводорода. Примером водного бассейна, зараженного сероводородом, может служить Черное море, где сероводород появляется на глубине 175 м и содержится во всей массе воды до самого дна.

Движения воды в морях и океанах. Циркуляция морских вод происходит благодаря неодинаковой солености и различной плотности водных масс, в результате волнения воды под воздействием ветра, под влиянием постоянных течений, приливов и отливов.

Волнение верхнего слоя водных масс морского бассейна, вызванное ветром, выражается в возникновении круговых коле-

баний частиц воды. Эти колебания передаются по направлению ветра без поступательного движения самих частиц. Морские волнения могут ощущаться до глубины 200 м. Высота волн достигает 10 м и более. Близ морских побережий волны, вследствие их трения о морское дно, опрокидываются на берег, образуя прибой.

Морские (океанические) течения возникают под воздействием различных причин и в том числе постоянно дующих ветров, к которым относятся пассаты и муссоны. Длительное, направленное воздействие ветра на верхние слои водных масс передается нижним слоям и охватывает большие глубины; направление большинства течений совпадает с направлением постоянно дующих ветров. Наряду с такими течениями могут появиться и компенсационные течения, пополняющие убыль воды (например, Канарское течение).

Большое значение для температурного режима морских вод, миграции организмов и выноса осадков имеют теплые течения, возникающие в районе действия пассатов. Одним из наиболее теплых течений является Гольфстрим, берущий начало в Мексиканском заливе. Около Флориды температура вод этого течения до глубины 1500 м достигает 20°C . Скорость его — до 220 км в сутки. Пересекая Атлантический океан, Гольфстрим достигает берегов Ирландии и Великобритании, а затем около берегов Норвегии, раздваиваясь, направляется к Шпицбергену и в Баренцево море. Благодаря притоку теплых вод Мурманский порт не замерзает круглый год (Ленинградский порт, расположенный южнее, замерзает на несколько месяцев). Совершенно противоположное влияние на климат оказывают холодные течения. Так, холодное Лабрадорское течение, омывающее берега полуострова Лабрадор, превратило его в холодную и пустынную местность, хотя полуостров находится на одной широте с Англией.

Периодические колебания уровня моря под влиянием лунного и солнечного притяжений приводят к образованию приливов и отливов.

Сила приливно-отливных колебаний проявляется не везде одинаково. В открытых океанах высота приливной волны достигает 10—12 м, а в мелкоморье и в проливах, связанных с открытым океаном, — до 15 м. Во внутренних морях приливы и отливы практически не ощущаются.

Основное влияние на приливы и отливы оказывает Луна. Лунные приливы в 2,2 раза выше солнечных. Приливы проявляются одновременно на стороне Земли, обращенной к Луне, и на противоположной стороне Земли. В последнем случае прилив происходит по той причине, что водная оболочка как бы отстает от Земли, которая, находясь ближе к Луне, сильнее притягивается ею (рис. 7). В областях, расположенных перпендикулярно к линии наибольших приливов, будет происходить сток воды в сторону приливов, т. е. здесь будут иметь место

отливы. По мере вращения Земли вокруг своей оси в течение суток в одной и той же точке может произойти два прилива и два отлива.

Энергия приливно-отливных волн огромна, и люди давно уже задумывались над тем, как ее использовать. В настоящее время в Советском Союзе построена первая экспериментальная приливная электростанция на Кольском полуострове близ Мурманска. Высота приливных волн здесь достигает 5 м. Приливно-отливные электростанции имеются и в других странах (например, во Франции).

Охрана гидросферы. Мировой океан играет огромную роль как в жизни всей планеты, так и человечества. Следует особенно подчеркнуть два фактора общепланетарного значения Мирового океана:

1) немногим менее четверти кислорода атмосферы производится растительным планктоном океана;

2) огромные запасы механической и тепловой энергии океанических вод, их обмен с атмосферой оказывают колоссальное воздействие на погоду и климат планеты.

Для человека и его деятельности значение океана выражается в следующем:

а) океан — важный источник пищевых ресурсов;

б) в океане и в недрах его дна находятся огромные запасы минеральных ресурсов, которые во все большем и большем объеме привлекаются для нужд человечества (нефть, химическое сырье и др.);

в) в океан сбрасываются промышленные и бытовые отходы.

Последний фактор, как и загрязнение атмосферы, приобрел столь угрожающие размеры, что вопросы охраны океанических вод приобрели сейчас глобальное значение.

Жизнь в океане в основном связана с поверхностными зонами воды; они же и наиболее подвержены загрязнению. Гибель планктона означает гибель и остальных групп животных океана, а гибель фитопланктона сокращает поступление кислорода в атмосферу.

Жизнь на земной поверхности находится в тесной зависимости от жизни в океане. Это хорошо иллюстрируется словами известного исследователя и путешественника Тура Хейердала: «... мертвый океан, мертвая планета».

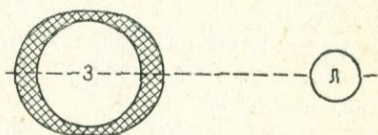


Рис. 7. Схема лунных приливов и отливов

БИОСФЕРА

Общие особенности. Биосфера, или сфера жизни Земли, не занимает обособленного положения, а располагается в пределах других оболочек, охватывая полностью гидросферу, нижнюю часть атмосферы (тропосферу) и самую верхнюю часть земной

коры — ее поверхность и почвенный слой. Ниже почвенного слоя живые организмы встречаются в глубоких трещинах, пустотах, подземных водах или, иногда, в нефтеносных слоях на глубине в сотни и даже тысячи метров.

В состав живых организмов входят не менее 60 элементов и главными из них (так называемыми биогенными элементами) являются С, О, Н, N, S, P, K, Fe и некоторые другие.

Органический мир чрезвычайно разнообразен. Споры некоторых низших растений способны выдерживать, не теряя жизнеспособности, очень низкие давления и низкие температуры (до 100—190° ниже нуля). Поэтому жизнь возможна до верхних границ тропосферы. Кроме того, известны низшие растения, способные развиваться в горячих источниках при температуре 100° С и даже 140—180° С. Животные, обитающие в океанах на больших глубинах, выдерживают давление многих сотен атмосфер.

Живая масса биосферы в пересчете на сухое вещество составляет около 10¹⁵ тонн. В целом на растения приходится 99% биомассы, на животных и микроорганизмы — всего 1%. Таким образом, живая масса планеты преимущественно растительная. Океаны насыщены жизнью значительно слабее суши — биомасса морских организмов составляет всего 0,13% биомассы всех живых организмов. Вместе с тем продуктивность биомассы океанов очень большая, так как большинство видов, населяющих океаны, имеют короткий период жизни.

Роль биосферы в жизни Земли и земной коры. Биосфере принадлежит большая роль в энергетике Земли: она способна аккумулировать солнечную энергию благодаря фотосинтезу растений. Подсчитано, что только фитопланктон океана поглощает 0,04% солнечной энергии, поступающей на поверхность Земли. За миллион лет биосфера накопила в недрах колоссальные запасы энергии в толщах углей, нефти, скоплениях горючего газа, которыми сейчас человечество широко пользуется. Организмы — важные порообразователи земной коры.

Биосфера, ее биохимическая деятельность обеспечивает планетарное равновесие на Земле — равновесное состояние газов, состава природных вод, круговорот вещества. Образование живого вещества и аккумуляция им энергии сопровождается одновременно и диаметрально противоположными процессами — распадом органических соединений и превращением их в простые минеральные соединения — углекислый газ, воду, аммиак (NH₃) с освобождением энергии; в этом и состоит сущность биологического круговорота вещества.

Понятие о происхождении жизни на Земле. Жизнь есть одна из форм существования материи. На одном из ранних этапов развития нашей планеты возникли условия, которые способствовали превращению неорганических веществ или простых органических соединений в сложные органические соединения, затем приобретшие свойства живых организмов.

Основоположником научной теории возникновения жизни на Земле является Фридрих Энгельс. Он подчеркивал, что вопрос о том, как появились первые организмы, может быть решен только тогда, когда будет выяснено, каким путем образовался белок — основа живых организмов. Этот вопрос осветил в своих трудах известный советский ученый академик А. И. Опарин.

Белок состоит из соединений углерода с водородом, азотом и некоторыми другими элементами. Первичные углеводороды — основа органических соединений — могли возникнуть на первых этапах геологического развития Земли в результате взаимодействия карбидов (соединения углерода с металлами) с водой и первичной атмосферой, богатой водородом, азотом, но еще не содержащей свободного кислорода. Так образовались более сложные органические соединения, получившие название аминокислот, которые являются исходными веществами для образования белков. Путем длительного взаимодействия этих кислот могли возникнуть простые белковые соединения. Такие белки, по концепции А. И. Опарина, были широко представлены в первичных океанах.

Небольшие сгустки белковых соединений (как это подтверждается лабораторными исследованиями) могли постепенно приобрести способность впитывать определенные вещества, находящиеся в растворе, химически взаимодействовать с ними, увеличиваться в размерах («расти»), а затем делиться на более мелкие сгустки. Так постепенно складывались и приобретались исходные свойства первичного живого органического вещества, из которых затем возникли характерные признаки живых организмов — обмен веществ, питание, рост и размножение. Очевидно, такой переход от сгустков первичных белковых соединений к самым простым организмам потребовал сотни миллионов лет. Еще больше времени истекло до той поры, когда из доклеточных форм жизни возникли первые одноклеточные организмы.

Охрана животного и растительного мира. Органический мир для человека является основой удовлетворения его пищевых потребностей, а также отчасти и удовлетворения сырьевых нужд в его повседневной хозяйственной деятельности. К сожалению, ряд видов организмов частично или полностью потеряли свое хозяйственное значение из-за хищнического ведения хозяйства. Исчезнувшие под действием человека виды животных и растений не могут быть восстановлены. Сейчас принимаются серьезные меры для сохранения тех видов животных и растений, которые находятся на грани полного уничтожения: запрещена на тот или иной срок охота на них, сохраняются природные условия, наиболее благоприятные для обитания таких организмов (создание заповедников, охранных зон и проч.). Для пищевых и сырьевых нужд привлекаются новые, ранее не используемые виды организмов, особенно населяющих океанические воды.

Организмы, населяющие планету, рассматриваются человеком не только с экономических позиций. Так, растительный покров приобретает большое оздоровительно-гигиеническое значение (зоны отдыха). Забота о животном и растительном мире имеет большое эстетическое, научно-познавательное и воспитательное значение.

ЗЕМНАЯ КОРА, МАНТИЯ, ЯДРО

Земная кора представляет собой твердую верхнюю оболочку Земли. Ее мощность колеблется в широких пределах — от 5—15 км под водами океанов, до 70 км на материках. Состав и свойства вещества, слагающего верхнюю часть земной коры, хорошо освещают породы, отобранные из естественных обнажений, горных выработок, а также керн буровых скважин. О более глубоких горизонтах земной коры и подстилающих ее оболочках, недоступных для непосредственного рассмотрения, можно судить лишь по косвенным данным и, главным образом, на основании изучения проходящих по ним сейсмических волн.

В доступной для изучения части земной коры, примерно на глубине до 10 км, выявлено 89 элементов системы Менделеева. Остальные элементы этой системы в земной коре неизвестны (например, америций, кюрий и др.).

Химические элементы земной коры образуют природные химические соединения — минералы, а они, в свою очередь, слагают горные породы.

На основании многочисленных химических анализов минералов и горных пород, слагающих верхнюю изученную часть земной коры, было вычислено среднее содержание каждого химического элемента, или, иначе, кларк * каждого элемента (в процентах ко всей твердой массе земной коры).

Наибольшие кларки имеют в земной коре следующие элементы:

Кислород	47,00	Натрий	2,50
Кремний	29,50	Калий	2,50
Алюминий	8,05	Магний	1,87
Железо	4,65	Прочие	0,93
Кальций	2,96		

Вычислены также кларки для всех остальных оболочек Земли, для Земли в целом, для Солнца.

Поскольку кислород, кремний и алюминий составляют подавляющую часть земной коры, они входят в состав всех наиболее распространенных соединений.

* Названо в честь американского ученого Ф. Кларка — известного исследователя в области изучения состава и распространения химических элементов в земной коре.

По физическим свойствам и составу земная кора отчетливо разделяется на три слоя: осадочный, гранитный и базальтовый (рис. 8).

Осадочный слой состоит из рыхлых и сцементированных отложений, мощность которых колеблется от десятков сантиметров до 5—10 км. Ниже этого слоя на материках располагается слой плотных, кристаллических пород, близких по составу и физическим свойствам к граниту и поэтому названный г р а н и т н ы м. Его мощность — до 10—20 км. Под океанами он отсутствует. Ниже гранитного слоя следует слой пород, близких

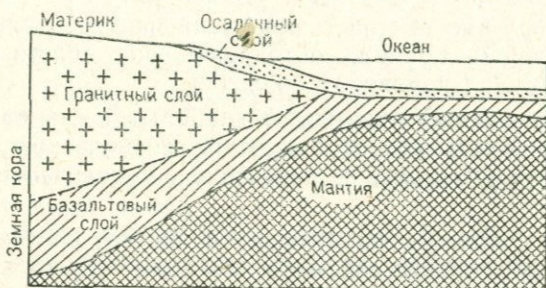


Рис. 8. Схема строения земной коры

по составу и свойствам к базальту и названный б а з а л ь т о - в ы м. Базальтовый слой под материками может достигать 40 км. Под океанами земная кора представлена только осадочным и базальтовым слоями, суммарной мощностью, как указывалось выше, не более 5—15 км. Плотность гранитного слоя 2,4—2,6, базальтового 2,8—3,3; средняя плотность земной коры — 2,75.

Считается, что вещество земной коры совместно с веществом атмосферы и гидросферы возникло за счет выплавления и выделения более легких компонентов из верхней мантии, и этот процесс проявляется и сейчас, например при вулканической деятельности.

Граница между земной корой и подстилающей ее мантией выявлена благодаря скачкообразному увеличению скорости распространения сейсмических волн (впрочем, таким же путем выявлена граница между мантией и ядром); она получила название г р а н и ц ы М о х о р о в и ч и ч а, или сокращенно г р а н и ц ы М о х о *.

Мантия простирается ниже границы Мохо на глубину до 2900 км (от поверхности Земли). Изучение мантии сейсмическими методами показало, что она неоднородна и отчетливо разделяется на три слоя.

* По имени установившего ее югославского ученого А. Моховичича.

1. *Верхняя мантия* протягивается на глубину до 400 км (от поверхности Земли). В пределах верхней мантии, в интервале глубин от 100—120 км до 250 км под материками и на глубине от 50—60 км до 400 км под океанами скорость сейсмических волн не возрастает, как это обычно происходит с глубиной, а уменьшается; это указывает на уменьшение вязкости вещества и, возможно, на пребывание его в состоянии, близком к расплавлению. Эта зона внутри верхней мантии получила название астеносферы («слабая» сфера). В ней располагаются первичные очаги вулканов и проявляются процессы, вызывающие тектонические движения в земной коре. Выше и ниже астеносферы вещество верхней мантии находится в твердом состоянии.

Земную кору вместе с частью верхней мантии, расположенной над астеносферой, принято объединять под общим названием литосферы («каменная» оболочка).

2. *Средняя мантия* охватывает глубины Земли от 400 км до 1000 км. В ней скорости прохождения сейсмических волн резко возрастают, что указывает на значительное увеличение плотности вещества.

3. *Нижняя мантия* располагается на глубине от 1000 до 2900 км; здесь скорости сейсмических волн возрастают в общем незначительно.

В целом плотность вещества в мантии возрастает от $\approx 3,3$ у границ Мохо до $\approx 5,2$ в нижней мантии. На границе мантии и ядра плотность достигает 9,4.

В мантии значительно возрастают кларки магния, железа и резко снижаются кларки кремния, алюминия. Вещество же в целом силикатное.

Ядро Земли отчетливо разделяется на два слоя: внешнее ядро на глубине с 2900 до 5000 км и внутреннее ядро — с глубины 5000 км до центра Земли. Во внешнем ядре некоторые сейсмические волны резко снижают свою скорость; это вызвано, как полагают, пребыванием вещества в жидком состоянии. Во внутреннем ядре скорости прохождения сейсмических волн снова возрастают, что указывает на твердое состояние слагающего его вещества. Плотность ядра возрастает в направлении к его центру с 9,4 до 16,0 (в среднем 11,0—12,0).

В ядре резко возрастают кларки тяжелых элементов, особенно железа, никеля; некоторые исследователи полагают даже, что ядро в целом железо-никелевое и сходно по составу с железными метеоритами.

Однако другие исследователи считают, что вещество ядра в результате сверхвысокого давления перешло в особое, металлизированное состояние, и ядра атомов, потеряв электроны, оказались настолько уплотненными, что вещество приобрело свойства металлов, хотя, по-видимому, оно состоит из таких же силикатов, которые содержатся в породах мантии.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТАВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛАХ, ИХ СВОЙСТВАХ
И КЛАССИФИКАЦИИ

Элементарный состав земной коры определился еще на ранних этапах формирования планеты, но содержание некоторых элементов в какой-то мере менялось на протяжении геологической истории. Так, например, в результате радиоактивного распада уменьшилось количество урана, зато становится больше свинца — конечного продукта его распада.

Некоторая часть вещества земной коры образуется за счет метеоритного материала. Полагают, что таким путем за 3,5 млрд. лет поступило около $1,4 \cdot 10^{13}$ тонн вещества, что составляет 0,0001% массы всей земной коры. Наряду с этим происходит и потеря части вещества земной коры в мировое пространство (легкие газы — гелий, неон).

Подавляющее большинство химических элементов образует в земной коре простые или сложные соединения (исключение составляют инертные газы и некоторые самородные элементы). Химические соединения, образовавшиеся в земной коре в результате природных процессов и обладающие определенным химическим составом и определенными физическими свойствами, называются **м и н е р а л а м и**.

Установлено, что в земной коре содержится около 3000 минералов, но из них обычно входят в состав горных пород не более 50 минералов; они получили название породообразующих.

Очень важным свойством минералов является то, что они могут находиться как в кристаллическом, так и в аморфном состоянии. Из химии известно, что в кристаллических веществах молекулы, атомы, ионы расположены закономерно, образуя кристаллическую решетку, а в аморфных они расположены беспорядочно. Поэтому в аморфных минералах физические свойства во всех направлениях остаются одинаковыми, а в кристаллических минералах одни и те же физические свойства в разных направлениях проявляются неодинаково; такое свойство кристаллов называется **а н и з о т р о п н о с т ь ю**. Аморфные же вещества всегда **а н и з о т р о п н ы**, т. е. имеют одинаковые свойства во всех направлениях.

Правильная внутренняя структура кристаллических веществ (минералов) находит свое выражение в правильной внешней форме. Поэтому кристаллические вещества встречаются в природе в виде правильных многогранников — кристаллов. Химическим составом и структурой определяются все свойства вещества.

Все кристаллы обладают определенными элементами симметрии и, в зависимости от их расположения, подразделяются на семь групп, или, как принято говорить, сингоний: кубическую, гексагональную, тетрагональную, тригональную, ромбическую, моноклинную и триклинную. Каждая сингония делится, в свою очередь, на несколько классов.

Кристаллические минералы характеризуются определенными оптическими свойствами. В разных направлениях они по-разному пропускают световые лучи (кроме кубической сингонии, где оптические свойства во всех направлениях одинаковы).

Оптические свойства минералов (неодинаковые у разных минералов) взяты за основу при оптическом определении их под микроскопом.

Большинство минералов сравнительно легко распознают по внешним признакам, макроскопически, т. е. невооруженным глазом, не прибегая при этом к химическому анализу и другим лабораторным исследованиям (оптическим, спектральным и другим).

При макроскопическом описании определяются такие физические свойства минералов, как цвет, цвет черты, блеск, твердость, спайность, удельный вес и некоторые другие. Каждый минерал отличается определенным сочетанием этих свойств.

Цвет минералов может быть постоянным или изменчивым (изменчивость цвета связана с присутствием примесей). Например, у малахита цвет всегда зеленый, а у кварца — белый, фиолетовый, серый и другие цвета. Некоторые минералы с небольшой твердостью могут на пластинке с шероховатой поверхностью оставлять черту, цвет которой не всегда соответствует цвету минерала в куске (например у пирита в куске цвет латунно-желтый, а черта — черная).

Блеск минералов бывает металлический и неметаллический. Различают разновидности неметаллического блеска — алмазный, стеклянный, перламутровый и др.

Под твердостью минерала условились считать сопротивление, которое оказывает минерал, когда его подвергают стачиванию или царапанию острием. Минералы по твердости условно делятся на 10 групп. Для определения твердости минералов используется набор из десяти минералов, расположенных в порядке возрастания их твердости (каждый последующий минерал дает черту на предыдущем минерале). Такой последовательный набор получил название *шкалы Мооса*; в нем используются следующие минералы (цифра означает их твердость): 1 — тальк, 2 — гипс, 3 — кальцит, 4 — флюорит или плавленый шпат, 5 — апатит, 6 — полевой шпат, 7 — кварц, 8 — топаз, 9 — корунд и 10 — алмаз.

При определении твердости какого-либо минерала по шкале Мооса последовательно подбирают такой минерал из шкалы,

который не дает черты на испытуемом минерале, а последний не оставляет черты на минерале из шкалы Мооса. Например, если на определяемом минерале дает черту полевой шпат, а сам определяемый минерал делает черту на флюорите и менее твердых минералах по шкале Мооса, то твердость искомого минерала равна 5.

В природе известен только один минерал с твердостью 10 (алмаз) и один с твердостью 9 (корунд). Минералы с твердостью 1 и 2 можно царапать ногтем.

В полевых условиях, при некотором навыке по определению твердости минералов, нет надобности иметь при себе образцы

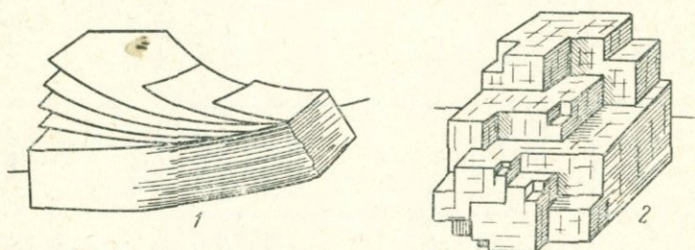


Рис. 9. Кристаллы минералов различной спайности
1 — слюда; 2 — каменная соль

минералов, входящих в шкалу Мооса. Твердость любого минерала можно безошибочно определить перочинным ножом (твердость стали 5—6), кристаллом кварца (который практически имеется повсюду) и собственным ногтем.

Спайность — способность минералов раскалываться в определенных направлениях на пластинки (у разных минералов — различной толщины). Различают спайность весьма совершенную, совершенную, среднюю, несовершенную; например, весьма совершенную спайность имеет слюда, которая легко расщепляется на тонкие пластинки (рис. 9).

По плотности минералы разделяются на легкие, тяжелые и очень тяжелые.

В зависимости от химического состава и других свойств все минералы земной коры объединяются в определенные классы. Их классификация (в упрощенном и сокращенном виде) выглядит так:

I класс — самородные элементы. Минералы этого класса представлены одним элементом. К этому классу относятся золото, платина, серебро, медь, сера, графит, алмаз. Самородные элементы в земной коре представлены в общем мало; некоторое исключение представляют сера и графит.

II класс — сернистые соединения (сульфиды). Довольно обширный класс (около 10% всех известных минералов). Многие сульфиды — руды таких цветных металлов, как Cu, Co, Ni, Pb, Zn, Mo, Hg.

Краткая характеристика основных классов минералов

Название и химический состав	Твердость	Цвет	Блеск	Спайность	Плотность	Основное применение
<i>Самородные элементы</i>						
Графит C	1	Темно-серый	Металлоидный	Совершенная	2,2	В электротехнической и других отраслях промышленности
Алмаз C	10	Бесцветный или окрашен в разные цвета	Алмазный	Средняя	3,5	Технические алмазы — в бурении, в обрабатывающей промышленности; ограненные прозрачные алмазы — бриллианты — в ювелирном деле
Сера S	1—2	Желтый	Стеклянный	Несовершенная	2	В медицине, сельском хозяйстве, химии и др.
Золото Au	2,5—3	Золотисто-желтый	Металлический	Отсутствует	15,6—19,3	Как драгоценный металл
Платина Pt	4—4,5	Стальцо-серый	Металлический	Отсутствует	15—19	Как драгоценный металл; катализатор в химии

Сернистые соединения (сульфиды)

Пирит (серный колчедан) FeS	6—6,5	Золотисто-желтый, соломенно-желтый	Металлический	Отсутствует	~5	Для получения серной кислоты
Халькопирит (медный колчедан) CuFeS ₂	3,5—4	Латунно-желтый	Металлический	Несовершенная	4	Руда для выплавки меди

Галенит (свинцовый блеск) PbS	2—3	Свинцово-серый	Металлический	Совершенная	7,5	Руда для выплавки свинца
Сфалерит (цинковая обманка) ZnS	3—4	Коричневый, бурый, до серого	Алмазный	Совершенная	3,5—4	Руда для выплавки цинка
Киноварь HgS	2—2,5	Красный	Стекло-алмазный (алмазный)	Совершенная	8	Руда для получения ртути

Оксиды и гидроксиды

49	Кварц SiO ₂	7		Стекло-алмазный	Отсутствует	2,5—2,8	Прозрачные кристаллы — в оптике; яшма — в ювелирном деле
	Кристаллические разновидности: обыкновенный кварц горный хрусталь дымчатый кварц аметист морион		Бесцветный и серый Прозрачный Серый Фиолетовый Черный				
	Скрытокристаллические (аморфные) разновидности: халцедон кремнь яшма		} Разные цвета				
Корунд Al ₂ O ₃	9	Синий (сапфир) Красный (рубин), розовый и др.	Стекло-алмазный	Отсутствует	4	В точной механике — в часовом деле; в качестве абразивного материала; прозрачные разновидности — как драгоценные камни	
Мелкозернистые непрозрачные магнетиты (наждак) Магнетит (магнитный железняк) Fe ₃ O ₄	5,5—6	Железо-черный	Металлический	Отсутствует	5	Важнейшая руда для выплавки железа	

Название и химический состав	Твердость	Цвет	Блеск	Спайность	Плотность	Основное применение
Гематит (железный блеск, красный железняк) Fe_2O_3	5,5—6	Стально-серый, у землистых разновидностей ярко-красный Черта — вишнево-красная	Металлический (в кристаллических разновидностях)	Отсутствует	5	Важнейшая руда для выплавки железа
Лимонит (гидроокись железа, бурый железняк) $2Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	1—5	Темно-бурый до черного; желто-бурый		Отсутствует	2,5—4	Важнейшая руда для выплавки железа

Галоидные соединения

Галит (каменная или поваренная соль) $NaCl$	2	Бесцветный, белый, серый, красный и др.	Стеклянный	Весьма совершенная	2,1—2,2	Для приготовления пищи, в химии
Сильвин KCl	1,5—2	Бесцветный, розовый, синий	Стеклянный	Весьма совершенная	2	Сырье для выработки удобрений; в химии
Флюорит (плавиковый шпат) CaF_2	4	Бесцветный, синий, зеленый, фиолетовый и др.	Стеклянный	Совершенная	3—3,2	В металлургии (как флюс); в оптике

Карбонаты

Кальцит (известковый шпат) $CaCO_3$ Бесцветная прозрачная разновидность — исландский шпат	3	Белый, серый, желтоватый	Стеклянный	Совершенная	2,6—2,8	В оптике (исландский шпат) Породы из кальцита (известняка) — в строитель-
---	---	--------------------------	------------	-------------	---------	--

Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	3,5—4	Серовато-белый, с разными оттенками	Стеклянный	Совершенная	2,9	стве; в металлургии (флюс) и др. Строительный материал
Сидерит (железный шпат) FeCO_3	3,5—4,5	Темно-бурый, серый	Стеклянный	Совершенная	3,9	

Сульфаты

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2	Бесцветный, белый, серый, розовый	Стеклянный	Весьма совершенная	2,3	В медицине; в строительстве
Разновидности: алебастр (зернистый) селенит (волокнистый) Ангидрит CaSO_4	3—3,5	Белый, серый, голубой	Стеклянный	Совершенная	2,8—3	В строительстве

Фосфаты

Апатит $\text{Ca}_5(\text{Cl}, \text{F}) \cdot (\text{PO}_4)_3$	5	Бесцветный, белый, бледно-зеленый, голубой и др.	Стеклянный	Несовершенная	3,2	В сельском хозяйстве (удобрения)
Разновидность апатита — фосфорит (минерал осадочного происхождения)						

Силикаты

Оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$	6,5—7	Желто-зеленый	Стеклянный, жирный	Несовершенная	3,3—3,5	Прозрачные разновидности — как драгоценные камни
Топаз $\text{Al}_2(\text{SiO}_4) \cdot (\text{F}, \text{OH})_2$	8	Бесцветный, желтый, голубой, зеленый и др.	Стеклянный	Совершенная	3,5—3,6	
Авгит (из группы пироксенов) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) \cdot (\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$	5—6	Черный, буровато-черный, иногда темно-зеленый	Стеклянный	Средняя	3,2—3,6	

Название и химический состав	Твердость	Цвет	Блеск	Спайность	Плотность	Основное применение
Роговая обманка (из группы амфиболов) $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2 \cdot (\text{OH})_2$	5,5—6	Темно-зеленый до черного	Стекло-образный	Совершенная	3,1—3,3	
Тальк $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10}) (\text{OH})_2$	1	Белый, серо-зеленый, зеленоватый	Перламутровый	Весьма совершенная	2,7—2,8	В резиновой, бумажной, парфюмерной промышленности и др.
Слюда: биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10}) \cdot (\text{OH}, \text{F})_2$ или $\text{K}_2\text{O} \cdot 6(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2—3	Черный, бурый	Стекло-образный с перламутровым отливом	Весьма совершенная	3—3,1	
мусковит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10}) \cdot (\text{OH})_2$ или $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2—3	В тонких листах бесцветный; имеет желтовато-серые оттенки	Стекло-образный, перламутровый	Весьма совершенная	2,7—3,1	Как изоляционный материал в электропромышленности
Каолинит $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10}) \cdot (\text{OH})_8$ или $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	1	Белый с желтым, буроватым и другими оттенками	Матовый	Весьма совершенная	2,6	В керамической, бумажной и других отраслях промышленности
Полевые шпаты: плагноклазы (натрий-кальциевые полевые шпаты) $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8) \cdot \text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$	6	Белый, серовато-белый, с зеленым оттенком	Стекло-образный	Совершенная	2,6—2,7	
ортоклаз (калиевый полевой шпат) $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	6	От светло-розового до мясо-красного	Стекло-образный	Совершенная	2,5—2,6	Керамическое сырье

III класс — окислы и гидроокислы. Широко распространены в природе. Окислы и гидроокислы Al, Fe, Mn, Cr — важные руды. Окислы кремния (SiO_2) являются породообразующими.

IV класс — галоидные соединения. Минералы этого класса — соли галоидных кислот HCl, HF, HBr и HI. Хлористые соединения широко представлены в морских (океанических) водах и в почве.

V класс — карбонаты. Минералы этого класса являются солями угольной кислоты; некоторые из них принадлежат к породообразующим минералам осадочных и метаморфических пород.

VI класс — сульфаты. Соли серной кислоты (H_2SO_4). Многие сульфаты легко растворяются в поверхностных водах и поэтому широко участвуют в образовании химических осадков.

VII класс — фосфаты. Соли фосфорной кислоты (H_3PO_4).

VIII класс — силикаты. Самый обширный класс минералов — он включает одну треть всех минералов земной коры и составляет около 85% ее веса.

Химический состав и структура большинства силикатов довольно сложны. По структурным признакам силикаты разделяются на пять групп: островные, цепочечные, ленточные, слоистые и каркасные. Силикаты являются породообразующими минералами магматических и метаморфических пород.

Описание некоторых минералов названных классов приводится в табл. 2.

ПОНЯТИЕ О ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Агрегаты (скопления) более или менее постоянного минерального (а значит, и химического) состава и строения называются горными породами. По происхождению они подразделяются на три группы: магматические, осадочные и метаморфические.

Магматические горные породы образуются в результате застывания магмы — горячего расплава, внедряющегося в верхние зоны земной коры из глубоких недр.

Все отложения, образованные под воздействием внешних сил, получили название осадочных горных пород. В природе, в зависимости от условий образования, различают три группы осадочных горных пород: обломочные, хемогенные и органогенные.

Как осадочные, так и магматические горные породы при погружении на большие глубины под влиянием повышенного давления и высоких температур, а также под воздействием поднимающейся снизу магмы подвергаются значительным изменениям, или иначе, метаморфизму. В результате метаморфизма они преобразуются в новые породы — метаморфические.

Магматические горные породы

В зависимости от условий застывания магмы выделяют две группы магматических пород — интрузивные (глубинные) и эффузивные (излившиеся).

Интрузивные породы образуются в результате застывания магмы в недрах земной коры (на той или иной глубине от поверхности). В этих условиях магма застывает очень медленно; образование минералов происходит в присутствии газов и паров, которые способствуют их кристаллизации; в результате этого интрузивные породы имеют хорошо выраженное кристаллическое строение.

Эффузивные породы образуются из магмы, излившейся на поверхность. Застывание ее происходит очень быстро, причем газы и пары воды выделяются почти полностью, отчего минеральные соединения не успевают выкристаллизовываться. Поэтому эффузивные магматические горные породы не имеют отчетливо выраженного кристаллического строения, а представляют собой стекловатую, или скрытокристаллическую однородную массу, на общем фоне которой могут выделяться отдельные кристаллы минералов, образовавшихся еще при поднятии магмы на дневную поверхность.

В зависимости от содержания SiO_2 различают следующие группы магм и магматических горных пород: кислые — более 65%, средние — 65—50%, основные — 50—45%, ультраосновные — менее 45%.

В табл. 3 приводится классификация магматических пород в зависимости от условий застывания магмы и содержания в ней SiO_2 .

Наиболее важными породообразующими минералами магматических горных пород являются полевые шпаты, кварц, слюды, минералы из групп пироксенов и амфиболов, оливин, но их значение для разных групп неодинаково.

Т а б л и ц а 3

Классификация магматических пород

Группа		Кислые	Средние		Основные	Ультраосновные
Содержание SiO_2 (%)		>65	65—50		50—45	<45
Происхождение	Интрузивные	Гранит	Сиенит	Диорит	Габбро	Пироксенит Перидотит Дунит
	Эффузивные	Липарит	Трахит	Андезит	Базальт	—

Кислые породы как наиболее богатые кремнеземом (SiO_2) отличаются большим содержанием полевых шпатов (до 65%) и кварца — (25—30%) и поэтому имеют в целом светлую окраску. Остальное приходится на темноцветные минералы (биотит, роговая обманка и другие).

Средние породы характеризуются меньшим содержанием минералов, богатых кремнеземом, например кварца и большим количеством темноцветных минералов роговой обманки и др.

В *основных породах* содержание темноцветных минералов достигает половины состава, столько же — полевых шпатов, кварц отсутствует, поэтому породы темноокрашены (до черного цвета). Они также более тяжелые, так как темноцветные минералы содержат железо и магний.

Ультраосновные породы состоят из темноцветных минералов и поэтому являются наиболее тяжелыми среди магматических пород. Полевые шпаты и кварц отсутствуют. В ультраосновных породах содержатся оливин, пироксен и другие сходные с ними по составу минералы.

Осадочные горные породы

Обломочные горные породы. Образуются в результате выветривания и переотложения водой и ветром продуктов разрушения ранее возникших горных пород. К ним также относятся и некоторые продукты вулканической деятельности (так называемые пирокластические породы). Обломочные породы состоят из отдельных обломков, угловатых или окатанных. Они могут быть рыхлыми или сцементированными. Цементом может служить карбонат кальция, кремнезем, окислы железа, глинистое вещество.

Обломочные породы по величине слагающих обломков подразделяются на следующие разновидности (см. табл. 4).

Одна и та же обломочная порода может содержать обломки разных размеров (или, как говорят, разных фракций). В таких случаях порода, в зависимости от состава преобладающих фракций, получает двойное или специальное название, например: супесь (песок с небольшой примесью глинистых частиц), глинистый песок, суглинок (приблизительно одинаковое содержание песчаных и глинистых частиц), песчаная глина. Если песок состоит из обломков различных фракций, то его называют разнозернистым.

В зависимости от состава цемента различают песчаники глинистые, известковые, кремнистые, железистые. Они, так же как и пески, различаются по размеру составляющих их обломков.

Глина, в отличие от других осадочных пород, содержит большое количество коллоидальных частиц и представляет собой сложную по минеральному составу и происхождению породу.

Классификация обломочных пород

Размер (диаметр) обломков мм	Рыхлые породы		Сцементированные породы		
		Угловатые	Окатанные	Угловатые	Окатанные
>200 200—10 10—2	Псефиты	Глыбы Щебень Дресва	Валуны Галька Гравий	Брекчия	Конгломерат
2—1 1—0,5 0,5—0,25 0,25—0,1	Псаммиты	Песок грубозернистый Песок крупнозернистый Песок среднезернистый Песок мелкозернистый		Песчаник	
0,1—0,01	Алевриты	Песок тонкозернистый		Алевролит	
<0,01	Пелиты	Глина, пыль		Аргиллит	

Хемогенные горные породы. Образуются в результате осаждения из воды морей, озер и лагун растворенных в ней солей. По химическому составу они подразделяются на несколько групп.

К наиболее характерным хемогенным отложениям относятся поваренная соль (галит), сильвин, гипс, ангидрит, доломит и др. К ним принадлежит также некоторые известняки, особенно оолитовые, а также железные и марганцевые руды, бокситы.

Среди различных осадочных пород, особенно обломочных, часто встречаются стяжения (конкреции) сидерита, кремня, окислов железа и другие хемогенные образования.

Органогенные породы. Образуются в результате накопления остатков животных и растений или продуктов их жизнедеятельности. В зависимости от состава вещества они подразделяются на три группы: известковые, кремнистые и каустобиолиты.

Известковые органогенные породы образуются вследствие накопления известковых скелетов животных и растительных организмов. Известковые скелеты (раковины, трубки, чашечки) выделяют главным образом водные, морские организмы, преимущественно беспозвоночные (кораллы, моллюски, морские ежи и др.). Накапливают карбонат кальция (CaCO_3) и некоторые водоросли. В результате скопления на морском дне известковых скелетных элементов образуются мощные толщи известняков.

Кремнистые органогенные породы образованы кремнистыми скелетными элементами животных и растений. К таким породам

относятся диатомит и трепел. Диатомит образуется в результате скопления кремнистых скорлупок, выделяемых микроскопическими одноклеточными морскими водорослями — диатомеями. Кремнистые скорлупки микроскопических одноклеточных животных — радиолярий — образуют радиолярит. Аналогично образуется и кремнистая порода трепел, но, кроме скорлупок радиолярий, в его состав входит кремнезем, выпавший из воды в результате осаждения (химическим путем).

Каустобиолиты, или *горючие ископаемые* объединяют обширную и очень важную группу осадочных горных пород. В нее входят ископаемые угли (торф, лигнит, бурый уголь, каменный уголь, антрацит и др.), битумы (нефть, горючий газ) и некоторые другие. Они образуются за счет разложения растительных и животных остатков. В ряду ископаемых углей содержание углерода возрастает от 59 до 95—97%. Битумы в основном представляют собой смесь жидких и газообразных углеводородов.

Различают группу пород смешанного происхождения. Одним из представителей этой группы является мел. Мел образован преимущественно из карбонатных скорлупок микроскопических одноклеточных организмов, но содержит также значительную примесь химически выпавшего из воды кальцита.

Все осадочные горные породы имеют обычно слоистое строение. Исключение составляют жидкие и газообразные продукты, которые выполняют поры других горных пород.

Метаморфические горные породы

В процессе метаморфизма особенно сильно видоизменяются осадочные горные породы. Слагающие их минералы под влиянием высоких температур и давления вступают во взаимодействие, превращаются часто в новые минералы, перекристаллизуются и порода приобретает иной минеральный состав и другое строение. Так, например, кварцевые пески и песчаники при глубоком метаморфизме превращаются в кварциты — монолитные породы, состоящие из тесно прилегающих друг к другу кристаллов кварца и не уступающие по крепости граниту. Глина, в зависимости от степени метаморфизма, превращается в глинистый сланец, затем в кристаллический сланец, а при самом сильном метаморфизме — в гнейс. Гнейсы имеют хорошо выраженную сланцеватость, обусловленную линейным расположением минералов, особенно слюдяных. Сланцеватость гнейса перпендикулярна к направлению действующего при метаморфизме давления. Известняк претерпевает перекристаллизацию и превращается в кристаллический известняк или же в мрамор.

Магматические породы, несмотря на их массивность и кристаллическое строение, также изменяются под воздействием глубокого метаморфизма, подвергаются перекристаллизации и приобретают сланцеватое строение. Так, граниты превращаются в гнейсы, а основные породы — в амфиболиты.

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

На поверхности и внутри Земли непрерывно происходят разнообразные процессы, под воздействием которых формируется и постоянно изменяется земная кора. Они получили название геологических процессов и подразделяются на эндогенные (внутренние) и экзогенные (внешние) процессы.

Экзогенные процессы протекают в самых верхних слоях земной коры и на ее поверхности под влиянием лучистой энергии Солнца и в меньшей мере — сил гравитации. К экзогенным процессам относятся выветривание горных пород (разрушение и изменение их под воздействием температурных изменений и атмосферы), геологическая деятельность ветра, поверхностных и подземных вод, льда, моря, озер и болот, наконец, геологическая деятельность организмов.

Разрушение суши и удаление продуктов разрушения поверхностными текучими водами и другими экзогенными агентами (льдом, ветром) называется денудацией.

Накопление рыхлых продуктов, образовавшихся в результате выветривания и разрушительного действия проточных и других агентов денудации, называется аккумуляцией.

К эндогенным процессам относится магматическая деятельность (внедрение или излияние на поверхность из глубоких недр Земли расплавленного вещества — магмы), различные тектонические движения, которые проявляются в виде землетрясений, медленных колебательных движений, складчатых и разрывных нарушений и метаморфизм. В результате складчатых и разрывных движений, сопровождающихся поднятиями, происходит горообразование (орогенез).

Основным источником энергии эндогенных процессов является радиоактивный распад и гравитационная энергия, т. е. энергия перемещения вещества в недрах Земли под влиянием силы тяжести.

Как экзогенные, так и эндогенные процессы проявляются с различной, но в общем малой скоростью, поэтому их воздействие то заметно ощущается лишь на протяжении многих веков, тысяч, сотен тысяч и даже миллионов лет, то — в отдельных случаях —

катастрофически быстро, например землетрясения, извержения вулканов.

В результате проявления экзогенных и эндогенных геологических процессов в земной коре и на поверхности Земли формируются разнообразные месторождения полезных ископаемых, причем такие полезные ископаемые, как угли, нефть, горючие газы и соли, образуются только в результате экзогенных процессов. С эндогенными процессами — внедрением магмы и отделяющимися от нее горячими растворами, а также с процессами метаморфизма связано образование большинства рудных ископаемых, особенно цветных, редких, рассеянных и благородных металлов.

Эндогенные и экзогенные процессы проявляются непрерывно и одновременно, создавая все многообразие строения и состава земной коры. В формировании земной коры и ее поверхности преимущественное значение имеют эндогенные процессы. Горы и равнины, островные дуги и глубокие океанические впадины — все это, главным образом, результат разнообразных тектонических движений и магматических процессов. Зато экзогенные процессы обуславливают разрушение созданных тектоникой и вулканизмом неровностей земной коры, нивелируют их и перемещают вещество из возвышенных мест в пониженные, с суши — в море.

Геологические процессы не только взаимосвязаны, но и в значительной степени (хотя и вызваны они различными силами) взаимообусловлены. Так, с появлением конусов вулканов, горных поднятий и других неровностей, обусловленных деятельностью внутренних сил, неизбежно усиливается действие экзогенных процессов — разрушительная деятельность проточных вод, выветривание и т. д. При воздымании гор на значительную высоту происходит накопление ледниковых масс, которые под действием текучести и силы тяжести, двигаясь вниз, разрушают несущие их горы. В свою очередь накопление огромных материковых ледниковых масс приводит к прогибанию земной коры, т. е. к ее вертикальному перемещению (вниз). Таких примеров тесной взаимообусловленности эндогенных и экзогенных процессов можно привести много.

Глава 7

ВЫВЕТРИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы, обнажающиеся на поверхности суши, постоянно подвергаются воздействию температурных колебаний, химическому воздействию воды, кислорода и углекислого газа, а также организмов и поэтому сравнительно быстро разрушаются и видоизменяются. Разрушение и изменение горных пород под

влиянием названных факторов получило название выветривания горных пород*.

Различают два основных вида выветривания горных пород: физическое и химическое.

ФИЗИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Физическое выветривание происходит в результате нагрева горных пород под воздействием солнечных лучей (инсоляции), что вызывает расширение и сжатие составных частей горных пород. Процесс этот проявляется неравномерно, прежде всего из-за различий в коэффициентах линейного расширения** разных минералов. Так, коэффициент линейного расширения кварца составляет 0,000014, ортоклаза — 0,0000086 и т. п.

Неравномерное, хотя и незначительное по величине расширение и сжатие различных минералов, составляющих породу, вызывает в ней давление одних частиц на другие; при этом возникают внутренние напряжения, в результате чего, при многократном повторении этого процесса, появляются многочисленные трещины. Трещины могут образоваться и в мономинеральной породе, так как большинство кристаллических минералов неодинаково проводит тепло в разных направлениях.

Постепенное увеличение трещин ведет к распаду породы на отдельные обломки. Разрушение горных пород особенно ускоряется, если в трещины попадает периодически замерзающая вода.

Выветривание при участии периодически замерзающей воды носит название морозного выветривания. Вода при переходе из жидкого в твердое состояние расширяется почти на $\frac{1}{11}$ часть своего первоначального объема. При этом развивается огромное давление (в несколько сотен килограммов на 1 см^2), и породы постепенно распадаются на обломки.

Физическое выветривание происходит на суше повсеместно, но с наибольшей силой оно проявляется в областях с резкими суточными колебаниями температуры. К ним прежде всего принадлежат пустыни, где амплитуда этих колебаний может достигать $50\text{--}60^\circ \text{C}$, с охлаждением почвы летом в ночное время до минус 10°C . В полярных и приполярных областях с особой силой проявляется морозное выветривание. Физическое выветривание ведет к разрушению горных пород-без изменения их химического состава. В результате этого образуются так называемые каменистые пустыни, поверхность которых усеяна большим количеством угловатых обломков различной величины (пылеватые частицы обычно выносятся ветром за пределы подвергающихся выветриванию территорий).

* Явление выветривания не следует смешивать с геологической деятельностью ветра, которая представляет собой вполне самостоятельный геологический процесс.

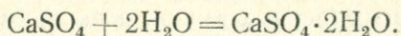
** Степень изменения длины тела при нагревании на 1°C .

Химическое выветривание выражается в разрушении и изменении горных пород под влиянием химического воздействия на них газов атмосферы (кислорода и углекислого газа) и воды, особенно газов, солей и органических кислот, содержащихся в воде. При этом происходят такие явления, как растворения, окисление, гидратация, гидролиз и другие. Это приводит к частичному или полному преобразованию исходных горных пород и возникновению совершенно новых минералов и горных пород.

Химическое воздействие воды на горные породы связано не только с ее растворяющей способностью, но также с ее частичной диссоциацией на ионы H^+ и OH^- , особенно усиливающейся с повышением температуры; поэтому химическое выветривание становится более интенсивным в условиях влажного жаркого климата. Растворяющее действие воды резко возрастает, если в ней содержатся углекислый газ и органические кислоты.

Практически в воде растворяются все минералы, но степень растворимости разных минералов, естественно, неодинакова. Наиболее растворимы хлориды, в частности поваренная соль, или галит ($NaCl$): в 100 частях воды при температуре 15° растворяется 36 частей $NaCl$. Значительно слабее растворяются сульфаты, например гипс (25 частей $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ на 10 000 частей воды), и карбонаты, например кальцит (10 частей $CaCO_3$ на 10 000 частей воды); очень слабо растворимы силикаты (до 1 части на 100 000 частей воды). При длительном воздействии поверхностных вод на минералы земной коры (особенно легко растворимые) в раствор переходят огромные массы горных пород.

В природных условиях очень активно протекают окисление и гидратация, т. е. присоединение воды. При окислении пирита (FeS_2), железного шпата, или сидерита ($FeCO_3$) и других железосодержащих минералов они переходят в гематит (Fe_2O_3) или лимонит ($2Fe_2O_3 \cdot nH_2O$), если к ним присоединяется вода. Примером гидратации может также служить переход ангидрита в гипс:



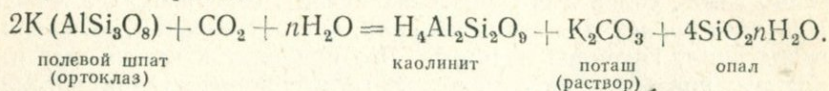
При этом значительно возрастает объем вновь образованной породы, что нередко приводит к нарушениям в залегании вмещающих пород.

Окислы и гидроокислы железа, образующиеся в условиях влажного жаркого климата, окрашивают почву в красный цвет (латериты).

Химический процесс, выражающийся в потере воды, называется дегидратацией.

Основным процессом химического выветривания является гидролиз — разложение минералов и удаление некоторых элементов из их состава. Примером такого процесса является каоли-

низация алюмосиликатов (к ним, в частности, принадлежат полевые шпаты). Известно, что алюмосиликаты составляют главную часть многих пород земной коры. Каолинизация широко распространена в природе. Например, при воздействии на полевые шпаты воды и углекислого газа (CO_2) реакция протекает следующим образом:



Скопления каолинита образуют каолин — белую породу, нерастворимую в воде. Мощность каолинизированной толщи иногда достигает нескольких десятков метров. Каолин, остающийся на месте своего образования, носит название первичного каолина. Он обогащен теми минералами породы, которые при выветривании почти не разлагаются (например, кварцем). Темноцветные минералы изверженных пород, содержащие много железа (особенно биотит), в процессе выветривания окисляются, и получившиеся при этом окислы и гидроокислы железа окрашивают каолин в охристые, бурые и красные тона.

Частицы каолина, подхваченные проточными водами, как тонкодисперсное вещество, могут длительное время находиться в воде во взвешенном, коллоидальном состоянии и затем, медленно осаждаясь в спокойном бассейне, способны образовать на дне слой чистого порошка, не содержащего грубых механических примесей. Такой каолин называется вторичным. Белый (чистый) вторичный каолин представляет собой очень ценное сырье для фарфорово-фаянсового производства.

Каолинит — важная составная часть глин. Кроме каолинита при химическом выветривании могут образоваться и другие глинистые минералы.

В условиях влажного и жаркого климата химическое выветривание протекает наиболее энергично, и минералы разрушаются здесь до образования простых окислов. При этом образуется богатая гидроокислами алюминия порода, называемая бокситом ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Боксит такого происхождения* имеет обычно красноватую окраску (разных тонов), поскольку в нем содержится значительное количество примесей окислов железа. Боксит — важнейшая алюминиевая руда.

Обычно процессы физического и химического выветривания протекают совместно, что намного ускоряет процесс разрушения и преобразования горных пород.

В выветривании горных пород значительное участие принимают и организмы. Они воздействуют на горные породы как механически, так и химически. Особенно энергично разрушаются горные породы растениями. Своими корнями растения проникают

* Бокситы могут быть и морского происхождения. Они образуются из гидроокислов алюминия, вынесенных текучими водами и осажденных в море.

в трещины, расширяют их и этим ускоряют распад породы на отдельные обломки (рис. 10). Выделяемые корневой системой кислоты растворяют отдельные составные части породы. Из органических остатков, сохранившихся после гибели растений, также образуется ряд органических кислот, которые ускоряют процесс разложения и разрушения горных пород. Таким образом, растения разрушают горные породы не только в процессе жизнедеятельности, но и после гибели.

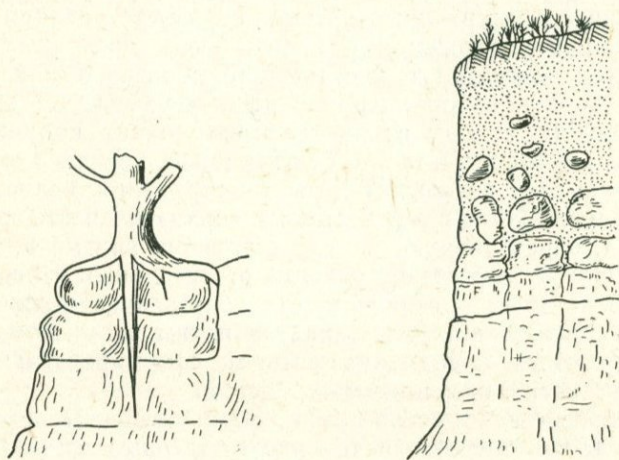


Рис. 10. Разрушение горной породы корнями растений

Рис. 11. Переход твердой породы в рыхлую

Разрушающее действие на горные породы оказывают также некоторые животные, такие как суслики, дождевые черви, донные морские организмы (раки, морские ежи, моллюски-камнеточцы) и др.

В разрушении и изменении поверхностных толщ земной коры велика также роль человека. Достаточно отметить, что только при обработке почвы ежегодно перерабатывается столько вещества, что количество его во много раз превышает объем материала, переносимого реками в течение года.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВЫ

В результате процессов выветривания верхняя часть горных пород покрывается чехлом рыхлого материала, (на глубину в несколько метров, а нередко и десятков метров) или, как обычно в таких случаях говорят, конечными продуктами выветривания (рис. 11); часть этих продуктов уходит в раствор и уносится проточными водами.

Конечные продукты выветривания, которые остаются на месте своего образования, называются элювиальными отложениями, или элювием. Элювиальный покров, накапливающийся длительное время и имеющий большое площадное распространение, называют еще корой выветривания.

Большой практический интерес представляют древние коры выветривания, погребенные под более молодыми отложениями. В древней коре выветривания, образованной на поверхности кристаллических изверженных пород, нередко обнаруживаются крупные промышленные скопления некоторых рудных минералов, например никельсодержащих (древняя кора выветривания Урала).

Элювиальные отложения под действием проточных вод и силы тяжести сносятся с места своего образования и нередко создают покров на склонах и в пониженных участках. Такие смещенные вниз по склону продукты выветривания получили название делювиальных отложений, или делювия*.

Очень важным элементом коры выветривания является почвенный покров. Почвой называют верхнюю часть коры выветривания, образованную, наряду с другими видами выветривания, при самом деятельном участии растительных (преимущественно) и животных организмов. На образование почв большое влияние оказывает климат. Характер почвы во многом зависит также от состава породы, на которой сформировалась почва. Эта порода носит название материнской.

Почва представляет собой обычно слой мощностью до 1 м или несколько более. В состав почвы входят твердые частицы, вода, воздух и живые организмы (особенно в большом числе микроорганизмы). Твердые частицы составляют основную часть почвы и представлены как минеральным (образованным при выветривании материнской породы), так и органическим веществом — гумусом. Минеральные частицы бывают различных размеров. Самой ценной частью почв является гумус, в состав которого входит ряд сложных органических соединений.

В зависимости от климата различают следующие основные типы почв: 1) подзолистые — образуются в залесенных влажных умеренных и холодных областях и содержат мало минеральных и органических веществ; 2) степные — в местностях с недостаточным увлажнением, содержат много гумуса (одной из разновидностей степных почв являются черноземы — очень богатые гумусом и отличающиеся поэтому высоким плодородием); 3) болотные — развиваются в условиях высокого стояния грунтовых вод и потому пересыщены водой; 4) солончаковые — образуются в сухих и пустынных областях и отличаются значительным содержанием солей; 5) латеритные (красноземы) — развиваются в теплом и влажном климате (тропики, субтропики) и богаты окислами и гидроокислами, особенно железа.

* Название происходит от латинского слова «deluo» — смываю.

Улучшение и сохранение почв от эрозии является постоянной заботой человека.

Глава 8

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Геологическая работа ветра, как и ряда других экзогенных факторов, заключается в разрушении горных пород, переносе и отложении продуктов разрушения. Рыхлый материал, отложенный ветром, называется эоловым, а деятельность ветра — эоловой деятельностью. Ветер действует на суше практически повсеместно, но с наибольшей силой — в пустынных и степных областях, где он является основным экзогенным фактором. Пустыни занимают немногим более 20% поверхности суши, в основном на территории Азии, Африки и Австралии.

РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Разрушительная деятельность ветра выражается в дефляции и корразии.

Дефляция — выдувание и развевание рыхлых продуктов разрушения.

Разрушительная сила ветра возрастает во много раз от наличия в атмосфере механических примесей — пыли, мелких, а иногда и крупных песчинок и частиц породы. Размер переносимых ветром частиц породы зависит от его скорости: чем больше скорость ветра, тем большего размера обломки породы он поднимает и переносит. Эти обломки обтачивают, царапают, шлифуют встречающиеся на пути ветра выступы горных пород, ускоряя их разрушение. Царапающая, обтачивающая, шлифующая деятельность обломков, переносимых ветром, называется корразией.

Процессы дефляции и корразии протекают в общем одновременно, но не всегда с одинаковой силой.

В воздушном потоке механические примеси «размещаются» соответственно по весу: более крупные частицы переносятся вблизи от поверхности Земли, мелкие же частицы легко поднимаются в верхние слои воздушного потока. Поэтому выступы горных

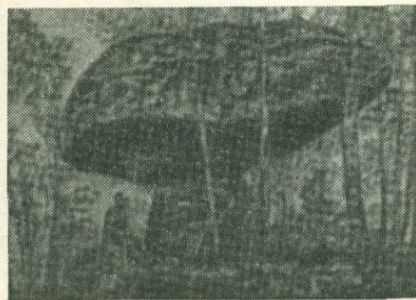


Рис. 12. Эоловый гриб



Рис. 13. Эоловые столбы

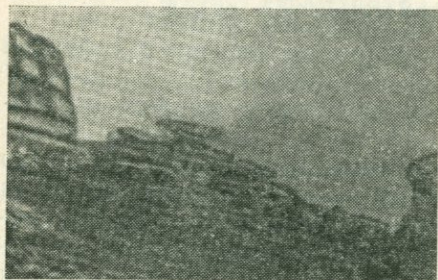


Рис. 14. Ниши в гранитных утесах

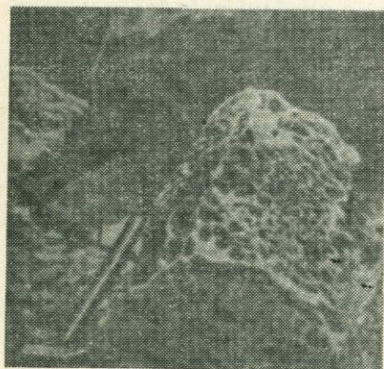


Рис. 15. Эоловые соты

пород и скалы разрушаются с большей силой у их основания. Поскольку степень разрушения зависит также от плотности пород, то в результате разрушительной деятельности ветра образуются такие формы рельефа, как грибообразные горы, эоловые столбы, всевозможные ниши, карманы выдувания, карнизы и пр. (рис. 12, 13, 14). Ввиду неоднородной плотности пород поверхность их иногда приобретает ячеестое (сотовое) строение (рис. 15).

СОЗИДАТЕЛЬНАЯ (АККУМУЛЯТИВНАЯ) ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Попутно с разрушительной деятельностью активно протекает и созидательная деятельность ветра, причем проявлению последней благоприятствует особенно физическое выветривание, наиболее активно выраженное в пустынях. Вот почему пустыни покрыты мощным чехлом рыхлых песчаных пород. Этот рыхлый песчаный материал переносится ветром по поверхности пустыни. В процессе переноса частицы песка обтачиваются, округляются. При наличии в рельефе неровностей или небольших выступов песок, переносимый ветром, задерживается и образует вблизи этих выступов песчаные холмы, или барханы (рис. 16).

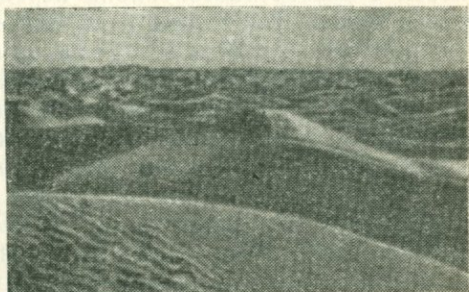


Рис. 16. Барханы

Барханы — это песчаные холмы полулунной формы, имеющие с подветренной стороны по краям два выгнутых песчаных рога и песчаный козырек сверху. Барханы в поперечном сечении асимметричны: пологий наветренный склон имеет $10-15^\circ$ и крутой подветренный склон — $30-35^\circ$. Полулунная, или серповидная форма бархана обусловлена тем, что песчинки по краям перемещаются быстрее, чем в середине холма. В пустынях направление ветра более или менее постоянное.

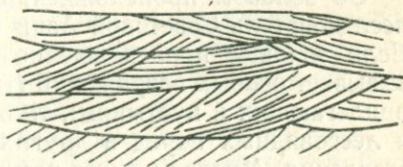


Рис. 17. Перекрещивающаяся слоистость
в дюнных и барханных песках

Песчаные холмы, только без серповидных окончаний в подветренном склоне, образуются также на морских побережьях и на берегах крупных рек. Они получили название дюн. Дюны, как и барханы, имеют асимметричное строение: наветренный склон — пологий и подветренный склон — более крутой. Дюны и барханы могут иметь высоту в несколько десятков метров. В отдельных случаях высота дюн достигает 100 и даже 200 м.

Песок, слагающий дюны и барханы, имеет своеобразную ко-ую слоистость (рис. 17). Такой тип слоистости возникает в результате того, что порывы ветра, переносящие те или иные порции песка с одного склона на другой, бывают различной силы и направления. Поэтому отдельные слои имеют то пологий, то крутой наклон и падение в разные стороны.

Дюны и барханы нередко объединяются в гряды или целые поля. Поверхность дюн и барханов, а часто и не собранных в холмы песков покрывается мелкой рябью, напоминающей ветровую рябь на воде (см. рис. 16).

Для дюн и барханов характерно поступательное движение, т. е. они перемещаются в направлении господствующих ветров. Процесс передвижения дюн и барханов выражается в том, что песок с наветренного склона переносится в подветренный. Скорость перемещения дюн и барханов варьирует в широких пределах — от 1 до 20 м в год. Такое перемещение песков приводит к уничтожению посевов, разрушению зданий, к изменению русел рек и т. п. Борьба с движущимися песками заключается в закреплении их путем искусственных насаждений (в пустынях — саксаулом) и орошением (обводнением) песков.

Дюны, барханы или их гряды являются результатом аккумулятивной деятельности ветра. Но этим аккумулятивная деятельность ветра не ограничивается.

Мелкие песчинки и пыль нередко выносятся ветром из центральных районов пустынь в окраинные (периферические) участки, где они, выпадая, покрывают травянистую растительность и образуют со временем своеобразную породу — лёсс, довольно широко распространенную на земной поверхности (в Центральной Америке, в Центральной Европе, в Средней Азии и других местах).

Лёсс — это пылеватая плотная пористая карбонатная порода, дающая в естественных обнажениях отвесные стенки. Мощность лёсса обычно не превышает нескольких десятков метров, но в Китае — более 100 м. Лёсс является наиболее благоприятной материнской породой для образования черноземов.

Об эоловом происхождении лёсса много писал выдающийся исследователь Советской Азии и Китая академик В. А. Обручев. Если эоловое происхождение лёсса Китая и Средней Азии не вызывает особых возражений (так как он здесь развит в областях, прилегающих к пустыням), то относительно происхождения лёсса и лёссовидных пород в других районах существуют иные представления. Многие ученые пришли к мнению, что лёсс образуется также в результате процессов выветривания, особенно при почвообразовании. Одним из примеров может служить наблюдаемый на юго-востоке Украины (в Приазовье), а также в других местах постепенный переход выветрелого гранита в лёсс или лёссовидную породу.

Эоловое происхождение приписывается лёссу, развитому в северных районах Украины, где исходным материалом для его об-

разования послужили не пылеватые частицы, вынесенные из пустынь, а пылеватый материал, принесенный ветрами из районов Северной Европы, охваченных в свое время оледенением.

Таким образом, происхождение (генезис) лёсса не является во всех районах одинаковым.

С поверхности породы в пустынях нередко покрываются тонкой коркой из солей железа или марганца, осажденных при испарении поднимающейся по капиллярам воды. Такие корки имеют темный или черный цвет и называются пустынным загаром.

Ветровая эрозия. Распашка легких почв благоприятствует их развеванию ветром. Особенно это явление проявляется весной, когда вспаханные поля еще не покрыты растительностью. В результате в засушливых областях нередко возникают пыльные бури такой силы, что с огромных площадей в десятки и сотни тысяч гектаров сносится почвенный слой, иногда в два-три десятка сантиметров мощности. Этим наносится огромный урон сельскохозяйственному производству, ибо на восстановление таких земель требуются многие годы. Пыльные бури широко известны, например, в Предкавказье, а за рубежом — в Северной Америке.

Глава 9

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

Под воздействием солнечного тепла в природе происходит непрерывный круговорот воды. С поверхности суши и водных бассейнов постоянно происходит испарение и пары воды поступают в нижние слои атмосферы, образуя там облака. Конденсация паров в атмосфере приводит к образованию осадков, которые в виде дождя и снега выпадают на поверхность Земли. На суше часть текучих вод по долинам рек и оврагам снова поступает в моря и океаны. Этот процесс повторяется бесконечно.

Атмосферные воды, проникая в трещины и поры горных пород, образуют подземные воды. Однако со временем подземные воды, выходя на поверхность, питают ручьи и реки и, таким образом, тоже участвуют в круговороте воды.

Итак, атмосферные воды частично расходуются на сток, частично на испарение и частично на питание подземных вод. Соотношение между этими частями колеблется в широких пределах и зависит от количества выпадающих в один прием осадков, от рельефа земной поверхности, от водонепроницаемости пород, от температуры и ряда других причин.

Текучие воды на своем пути к морю проделывают огромную работу: разрушают сушу, изменяя ее рельеф, перемещают и отлагают рыхлые продукты разрушения.

Разрушительная деятельность проточной воды обусловлена перемещением ее от более высоких мест в более низкие. Чем больше разница в высотных отметках между начальным и конечным пунктами движения воды, тем больше скорость, а следовательно, и разрушительная сила воды. Механическая сила воды пропорциональна ее массе и квадрату скорости движения. Движущиеся массы воды захватывают куски породы и полученные при выветривании частицы горных пород и переносят их. Размер обломков, подхваченных водой, зависит от скорости потока. Разрушительная сила текущих вод, содержащих обломки пород, во много раз возрастает. Если мелкие обломки находятся в текучей воде во взвешенном состоянии, то более крупные перекачиваются водой по дну водотока, шлифуя и стачивая его ложе, а также друг друга.

Некоторые горные породы сравнительно легко растворяются в воде, поэтому много минерального вещества переносится в растворенном виде.

Разрушение горных пород текучими (проточными) водами называется эрозией. Под эрозией понимают не только размывание горных пород силой потока, но также шлифование и царапание дна русла обломками, переносимыми водой, и химическое растворение водой горных пород (например известняков).

РАБОТА ТЕКУЧЕЙ ВОДЫ

Разрушительная работа текущих вод проявляется в виде плоскостного смыва и линейного размыва.

Дождевые воды на ровных пологих склонах растекаются в виде многочисленных струй, покрывающих склоны густой переплетающейся сетью. Живая сила таких струй, по существу, везде одинакова. Проявляющаяся при этом разрушительная деятельность выражается в смывании рыхлого материала, подготовленного процессами выветривания. Этот процесс называется плоскостным смывом. Со временем плоскостной смыв сменяется линейным размывом и начинается разрушение горных пород в глубину, т. е. развивается глубинная эрозия. Начало линейного размыва выражается в том, что текущие воды собираются в едва заметные промоины или рытвины, которые, разрастаясь, со временем превращаются в овраги (рис. 18).

Овраги своей нижней частью открываются в ручьи или реки, а реки — в море. Место впадения реки в море (ручья в реку или оврага в ручей) называется устьем. Соответственно верховья оврага, ручья или реки называются истоком.

Участок поверхности, на уровне которой водный поток теряет свою живую силу и углубление прекращается, называется базисом эрозии. Для оврага базисом эрозии является дно, речной долины, куда он впадает, для ручья — соответственно уровень реки, а для реки, впадающей в море, — уровень моря.

У базиса эрозии размывающая сила воды равна нулю, так как поток принимает горизонтальное положение. Размыв наиболее энергично проявляется выше по оврагу, где поток идет наклонно. Речных долин разрастание оврагов, как и происходит в сторону верховья. С увеличением оврага на его склонах из разрастающихся промоин возникают боковые овраги и образуется целая сеть или система оврагов. При углублении оврага он может достичь водоносного слоя, и тогда на его дне возникает постоянный водоток. Так образуется ручей, а затем и река.

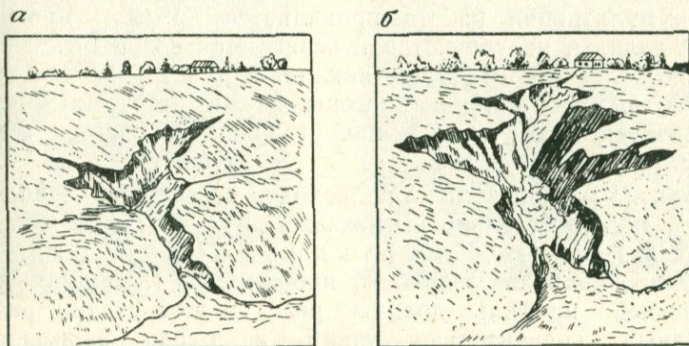


Рис. 18. Схема развития оврага
а — начальная стадия; б — последующая стадия

В устье оврага появляются скопления рыхлого материала в виде низкого полуконуса. Эти скопления получили названия конусов выноса. Конусы выноса могут быть у временных потоков, сбегаящих со склонов гор, а также у ручьев и рек.

Крупные овраги с выположенными склонами, лишенные обычно постоянных водотоков, называются балками. Увеличение оврагов приводит в негодность огромные площади пахотных земель. Борьба с ростом оврагов осуществляется путем закрепления их склонов древесной растительностью, перегораживанием русел поперечными плотинами, ослабляющими силу текущей воды, и другими мероприятиями.

СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН И СТАДИИ ИХ РАЗВИТИЯ

Реки — это крупные, постоянные или периодически действующие водные потоки, образованные атмосферными и подземными (выходящими на поверхность) водами или же водами, стекающими при таянии ледников и вечных снегов.

Реки в процессе своего развития образуют долины. Долина — относительно узкое, вытянутое в длину понижение в рельефе.

Различают следующие элементы долины*:

* В долине реки имеются и другие элементы, но о них будет сказано ниже.

1) дно, или ложе — самая низкая часть долины (часть дна, занятая текучей водой, называется руслом);

2) склоны долины — участки долины, которые расположены по обе стороны дна, или ложа.

Формирование речной долины обусловлено как эрозионной, так и аккумулятивной деятельностью текучих вод. Эрозия проявляется в двух формах: 1) в виде глубинной эрозии — размывание долины вглубь, 2) в виде боковой эрозии — расширение долины в ширину вследствие подмывания склонов.

Аккумулятивная работа проявляется на всем протяжении речной долины, на дне которой осаждается водой рыхлый материал, но более энергично он накапливается в нижнем течении реки. Обломочный материал, который переносится речными водами и отлагается в пределах речной долины, называется аллювием.

Развитие речной долины происходит в несколько этапов (или стадий), последовательно сменяющих друг друга. В начальную стадию, называемую обычно стадией молодости, в речной долине наиболее энергично проявляется глубинная эрозия. Поперечный профиль долины реки в этой стадии развития V-образный, сравнительно узкий, и русло занимает все ложе долины. Продольное сечение долины отличается довольно крутым наклоном дна, повторяющим в той или иной мере неровности земной поверхности, по которой течет река. На крутых участках, при наличии выхода в русло твердых пород, образуются пороги и водопады. Течение реки более или менее прямолинейное. Боковая эрозия в стадию молодости проявляется значительно слабее глубинной эрозии. Речные осадки (аллювий) в долине накапливаются слабо, так как быстрое течение и крутой наклон благоприятствуют их выносу к устью, в море.

В горных районах, где глубинная эрозия проявляется с особой силой, молодые реки вырабатывают глубокие долины с отвесными склонами. Такие долины получили название каньонов или ущелий (рис. 19). Высота отвесных склонов в них может достигать многих десятков и сотен метров. Например, долина р. Колорадо в Северной Америке имеет вид каньона с несколькими уступами общей высотой до 2 км. Это самый глубокий каньон в мире. Каньоны и ущелья характерны для многих рек Кавказа, Средней Азии и других горных областей, где они возникают обычно вдоль линий тектонических разломов.

Пороги и водопады более всего характерны для горных рек, но они бывают и у равнинных рек. Наличие порогов и водопадов в равнинных реках с хорошо выработанной долиной связано с медленным поднятием части долины, сложенной твердыми породами. Примером могут служить пороги Днепра у г. Запорожья, образованные поднятием в пределах Украинского кристаллического щита, Бирюсы в Восточных Саянах (рис. 20).

Реки, имеющие пороги, отличаются быстрым и бурным течением. Если по пути течения встречаются очень твердые породы значительной мощности, то образуются водопады, нередко с от-

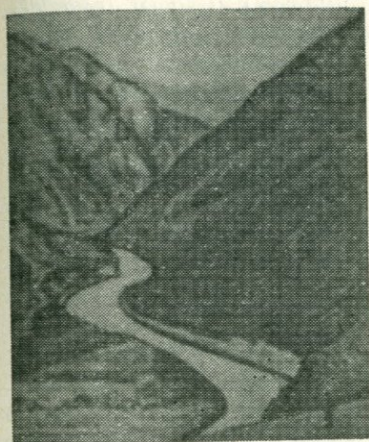


Рис. 19. Ущелье

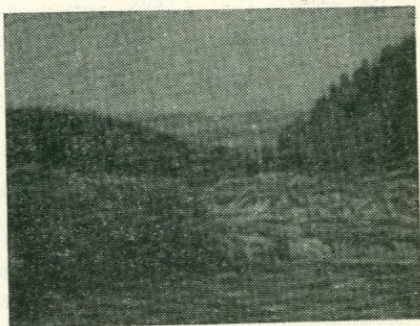


Рис. 20. Пороги на р. Бирюсе

весными стенками. Высота уступов некоторых водопадов достигает многих десятков и даже сотен метров. Ниагарский водопад в Северной Америке имеет высоту до 50 м (рис. 21). В Йеллоустон-

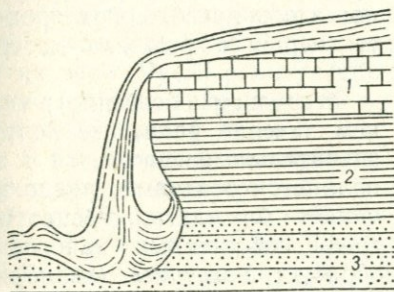


Рис. 21. Разрез Ниагарского водопада (схема)

1 — твердые известняки; 2 — мягкие сланцы; 3 — мягкие песчаники

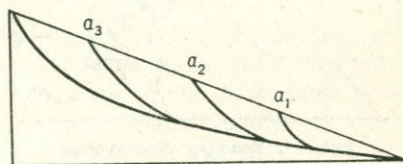


Рис. 22. Выработка профиля равновесия реки

a_1, a_2, a_3 — последовательные стадии развития профиля

ском национальном парке (США) находится водопад почти 800-метровой высоты. В Африке на р. Замбези имеется водопад высотой немногим более 400 м. На территории Финляндии, где часто выходят на поверхность изверженные породы, насчитывается до 2000 порогов и водопадов.

В последующую стадию развития — стадию зрелости — река вырабатывает кривую равновесия продольного профиля своего ложа. При этом река выравнивает свое ложе, и его продольный профиль приобретает вид плавной кривой, более крутой в верхнем течении и более пологой в нижнем (рис. 22). На всем протяжении долины, русло которой достигло такой плавной кривой в продольном профиле, устанавливается опреде-

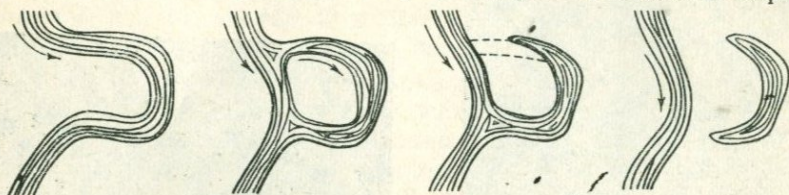


Рис. 23. Схема превращения меандры в старицу

ленное равновесие в каждой ее точке между скоростью течения воды, уклоном реки и процессами, протекающими в долине.

Когда река вырабатывает кривую равновесия продольного профиля, в верхнем течении ее проявляется преимущественно глубинная эрозия; боковая эрозия и аккумуляция осадков проявляется здесь значительно слабее. Зато в нижнем течении преобладает боковая эрозия, в результате которой речная долина значи-

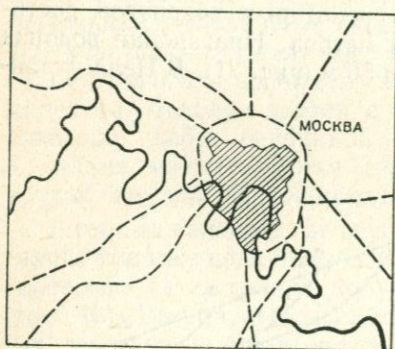


Рис. 24. Меандры Москва-реки

тельно расширяется и заполняется осадками. В среднем течении оба вида речной эрозии проявляются довольно умеренно; здесь преобладают процессы переноса рыхлого материала.

В среднем (и особенно) в нижнем течении реки, где долина значительно расширяется и заполняется осадками, русло начинает блуждать, извиваться среди собственных наносов и образует *излучины (меандры)*.

В последующем развитии реки излучины все время увеличиваются, перешейки между ними сильно сужаются, и в случае временного усиления скорости течения они прорываются. В результате русло реки выпрямляется, а из излучин образуются серповидные заливы, или *старицы* (рис. 23 и 24).

Ширина русла реки в стадии ее зрелости во много раз меньше ширины ложа. Поэтому ложе за пределами русла остается сухим, и только в половодье русловые воды выходят из своих обычных границ и покрывают все ложе. Часть долинного ложа, которое заливается водой только во время паводков (обычно весной,

но у некоторых рек, например у Сырдарьи, — летом или даже осенью), получила название *поймы*, а также пойменной или луговой террасы. Обычно пойма отделена от русла уступом высотой 1—2 м, иногда 3—5 м. Пойма полностью слагается речными (аллювиальными) отложениями.

В последующую, заключительную стадию развития реки — стадию старости — продольный профиль реки сильно выполаживается в связи с общим понижением местности под действием эрозионной деятельности проточных вод. При этом течение реки становится едва заметным, русло сильно извивается почти на всем протяжении реки, разбивается на ряд озер и стариц, зарастает болотной растительностью. Долина становится широкой, заполняется аллювием, склоны сглаживаются. Заболачивание долины сопровождается торфообразованием; река как бы отмирает.

ЦИКЛЫ ЭРОЗИИ, НАДПОЙМЕННЫЕ ТЕРРАСЫ

Установлено, что большинство рек еще до наступления стадии старости может омолаживаться — у них происходит значительное оживление глубинной и боковой эрозии. Поэтому реки могут переживать несколько циклов эрозии.

Основными условиями усиления эрозионной деятельности рек являются: 1) понижение базиса эрозии и 2) поднятие участка земной коры, по которому протекает река.

Обе причины являются следствием медленных колебательных движений *. При возникновении этих условий русло реки получает более крутой наклон, скорость ее течения возрастает и, как следствие, начинается энергичное усиление глубинной эрозии — явление, особенно характерное для начальной стадии развития реки. Русло реки углубляется до тех пор, пока не вырабатываются новый продольный профиль равновесия применительно к новому базису эрозии.

В результате переуглубления долины реки пойма оказывается приподнятой выше русла и более паводковыми водами не заливается; образуется надпойменная терраса. Если в долине реки имеется несколько надпойменных террас (расположенных соответственно одна над другой), то это указывает на неоднократное повторение циклов развития реки (равное числу этих террас). Некоторые реки имеют 5—7 и более террас, например у Волги 7 террас.

Итак, речная надпойменная терраса представляет собой остаток прежней поймы (дна) долины. Чем выше по склону долины расположена терраса, тем она древнее.

* Определенное влияние на усиление или ослабление эрозионной деятельности рек может оказывать увлажнение климата, а также изменение уровня Мирового океана вследствие уменьшения или увеличения в нем объема воды. Например, считают, что после таяния льдов недавнего оледенения уровень океана повысился примерно на 100 м.

Надпойменные террасы, как и пойменные, могут быть сложены аллювиальными отложениями, но более древними (соответственно времени формирования террас). Надпойменные террасы этого типа называются аккумулятивными и террасами (рис. 25). Существуют также эрозионные террасы, представляющие собой как бы уступы коренных пород в склонах долин. Образование эрозионных террас происходит в том случае, когда к моменту наступления нового цикла эрозии в долине еще не накопи-

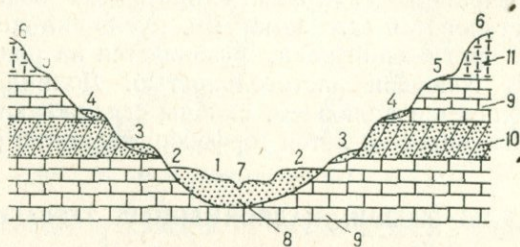


Рис. 25. Схема строения речных террас

1, 2 — аккумулятивные террасы (1 — пойменная терраса); 3, 4 — цокольные террасы; 5 — эрозионная терраса; 6 — коренной берег; 7 — русло; 8 — аллювиальные пески; 9 — известняк; 10 — песчаник; 11 — мелгель

лось достаточного количества аллювиального материала. Террасы, выработанные в коренных породах и частично покрытые аллювием, называются цокольными террасами.

Преимущественное подмывание одного из берегов и неоднократное повторение циклов развития («омоложение рек») благоприятствует значительному расширению речных долин. Так, ширина долины Днепра близ Киева достигает 100 км, и здесь на левом склоне развито несколько надпойменных террас. Правда, в образовании речной долины Днепра участвовали и ледниковые талые воды.

В развитии речных долин отмечается следующая закономерность. В северном полушарии у большинства рек правые берега крутые и левые пологие. Большая крутизна правых берегов, как показал русский ученый Бэр, вызвана тем, что реки под влиянием вращения Земли с запада на восток отклоняются вправо, и поэтому их долина расширяется главным образом за счет правого берега. Вследствие этого надпойменные террасы лучше сохраняются на левом берегу. В южном полушарии реки по той же причине подмывают левый берег. Это объяснение получило название закона Бэра, и сформулированный закон является естественным физическим законом. Однако под влиянием местных движений земной коры иногда отмечается отклонение от закона Бэра.

РЕЧНЫЕ ОСАДКИ

В результате эрозионной деятельности проточных вод образуются огромные массы рыхлого материала, часть которого отлагается в долинах рек, а часть (причем большая) выносится в море.

Аллювиальные отложения, накопившиеся в долине реки, образуют пойму, слагают русло.

С деятельностью текучих вод связано образование пролювия. К пролювиальным отложениям, или пролювию, относят отложения, вынесенные временными горными потоками и осажденные в основании склонов в виде конусов выноса.

В горных областях имеется много сухих русел, покрывающих склоны. В случае сильных ливней или быстрого таяния снегов

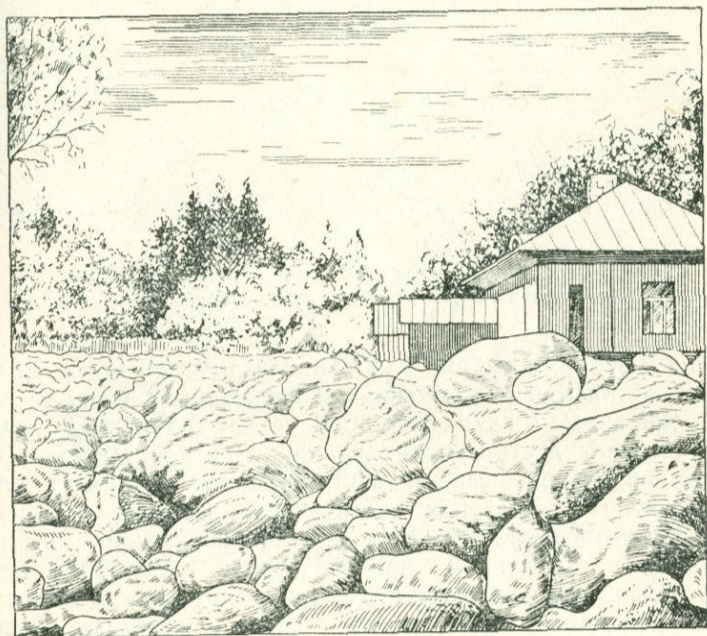


Рис. 26. Валуны, вынесенные селевым потоком

в этих руслах за короткий отрезок времени (буквально за несколько часов) образуются мощные грязевые потоки, несущие смытые рыхлые продукты выветривания и различной величины обломки горных пород, нередко массой во много тонн. Такие грязевые потоки называются с е л я м и. Селевые потоки, попадая в нижние, выположенные участки горных долин, сгружают здесь огромные массы грубообломочного материала в смеси с илистым веществом, иногда засыпая расположенные там селения, срывая железнодорожные мосты и т. п. Нередко селевые потоки огромной силы вызывают изменение русла реки или приводят к образованию новых протоков. Объем вынесенного в долину рыхлого материала может достигать многих миллионов кубических метров (рис. 26).

От мощных селевых потоков часто страдал город Алма-Ата (например, в 1921 г., 1969 г.). Теперь город огражден от селей мощной дамбой.

В равнинных реках в связи с частыми изменениями силы потока отлагаются слои с характерной для них косою слоистостью, перемежаемостью пропластков и быстрым их выклиниванием на коротких расстояниях (рис. 27). Отложения здесь представлены

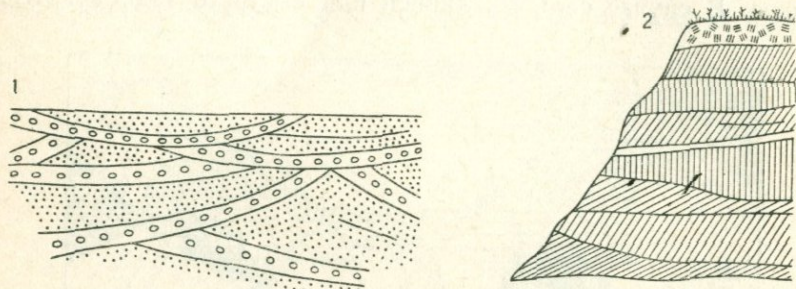


Рис. 27. Косая слоистость речных отложений
1 — при изменении течения реки; 2 — при постоянном течении реки

в основном зернами кварца различной величины. Имеются и пылеватые частицы, неравномерно распределенные в толще песков или же собранные в глинистые пропластки. В террасах мощность аллювия может достигать нескольких десятков метров.

Русловой и террасовой аллювий равнинных рек имеет большое практическое значение как строительный материал. Более чистые равномернозернистые кварцевые аллювиальные пески используются в стекольном производстве и в литейном деле.

С отложениями современного и древнего аллювия многих рек связаны россыпные месторождения золота, платины, драгоценных камней, титана, редких элементов.

Большая часть речных осадков выносится в море и, осаждаясь близ устьев рек, образует дельту. Дельта — это огромный конус выноса реки, обычно треугольной формы в плане*. Дельты некоторых рек занимают площадь в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров. Например; площадь дельты р. Хуанхэ имеет 500 000 км², р. Лены — 45 000 км², дельта Волги занимает площадь 18 000 км². Мощность отложений в дельте достигает десятков и даже сотен метров (в дельте р. Инда — до 400 м). Нередко дельтовые осадки настолько заполняют прибрежную мелководную часть моря, что при этом увеличивается площадь суши (например, в дельте Волги близ Астрахани). В такой надводной части дельты река образует обычно многочисленные протоки, придавая приустьевой части весьма своеобразный вид (рис. 28).

* Название происходит от греческой буквы дельты — Δ, имеющей форму треугольника.

Состав рыхлого материала в дельте в общем такой же, как и в долине реки. Но в дельте аллювий подвергается определенной сортировке морскими волнами и включает в таких случаях примеси типично морского происхождения. Сортировка дельтовых осадков заключается в том, что более грубый материал осаждается вблизи берега, а по мере отдаления от него выносятся и осаждаются все более и более мелкий материал. Вдали от берега оса-

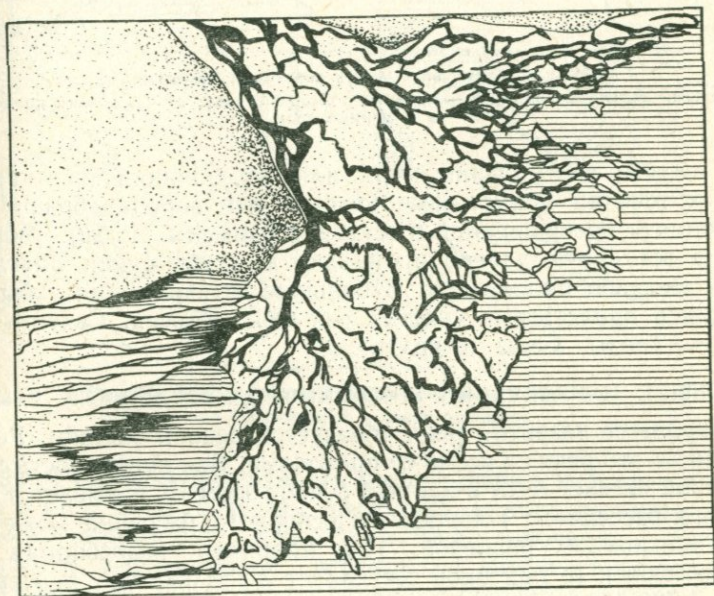


Рис. 28. Дельта Волги

ждается наиболее тонкозернистый, илистый материал. В прибрежной части дельты ее слои имеют наклонное положение, а далее в сторону моря они постепенно выполаживаются. Со временем, когда прибрежная часть дельты заполнится отложениями, приносимый материал начинает отлагаться в виде горизонтальных слоев (рис. 29).

Среди дельтовых осадков встречаются прослои, состоящие из известковых или кремнистых раковин и скелетов морских животных. В осадках дельты нередко попадаются (причем в значительном количестве) стволы деревьев, принесенных в море впадающими в него реками. Стволы могут обугливаться и из них впоследствии образуются пропластки или пласты угля. Так, например, с древними дельтовыми осадками связано образование ряда бурогольных месторождений Подмосковского бассейна.

Дельты не образуются близ берегов тех морей, где со значительной силой действуют приливы и отливы или же проявляются

береговые течения. Отсутствуют дельты и у тех берегов, где происходит наступление моря на сушу в результате ее опускания. Во всех указанных случаях вынесенный в море аллювий быстро уносится, отлагается вдали от берегов и входит в состав морских отложений.

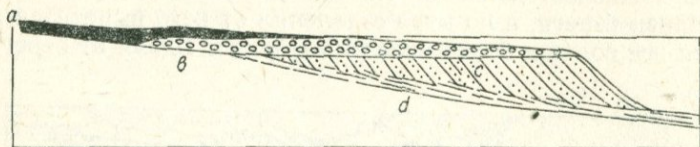


Рис. 29. Схема накопления дельтовых отложений

a — верхние надводные слои; *b* — верхние подводные слои; *c* — передние косые слои; *d* — донные слои

В случае наступления моря или же наличия приливно-отливных течений приустьевые участки рек воронкообразно расширяются и превращаются в эстуарии (лиманы, губы). Морские воды в эстуариях далеко проникают в глубь суши, иногда на много десятков километров. В большие эстуарии или губы превратились приустьевые участки рек Оби, Енисея, Святого Лаврентия, Темзы, Сены и других.

ОБЩЕЕ НАПРАВЛЕНИЕ ЭРОЗИОННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РЕК

В процессе развития реки образуется речной бассейн. Речной бассейн — это река со всеми ее притоками. Вся поверхность суши, с которой стекает вода в данный речной бассейн, называется водосборным бассейном. Площадь водосборного бассейна может достигать огромных размеров. Так, например, водосборная площадь р. Оби и ее притоков составляет 3 350 000 км², р. Лены — более 2 700 000 км², р. Волги — немногим менее 1 500 000 км².

Речные бассейны отделяются один от другого наиболее возвышенными участками земной поверхности — водоразделами. По мере расширения речного бассейна верховья главной реки и ее многочисленных притоков врезаются в водораздельные пространства. Нередко река одного бассейна захватывает своим верховьем верховья реки другого бассейна («обезглавливание» реки). В результате происходит перераспределение речной сети. В качестве примера можно привести захват Северной Двиной верховьев р. Пинеги. Нижнее течение р. Пинеги носит теперь название р. Кулой (рис. 30). На Кавказе рекой Терек захвачены верховья Арагвы.

Явление перехвата происходит в результате того, что одна река или речная система занимает большую водосборную площадь или быстрее врезается своими верховьями в водораздел, чем другая река или речная система. Вызывается же это либо тектоническими движениями, либо быстрым опусканием низовьев (более низкое положение базиса эрозии), либо большим выпадением осадков.

При длительной эрозионной деятельности текущих вод, особенно в условиях обильного выпадения атмосферных осадков, происходит вначале усложнение, расчленение рельефа, а затем общее его сглаживание, выравнивание и понижение. Этот процесс происходит в сочетании с другими геологическими процессами. Возник-

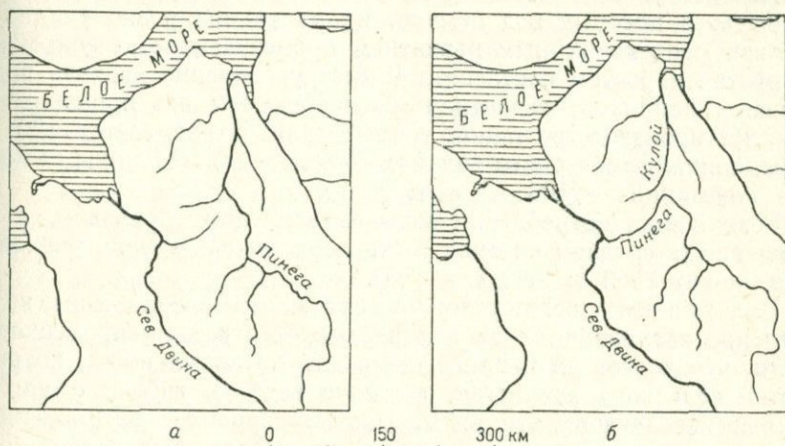


Рис. 30. Захват Северной Двины верховья р. Пинеги
а — до перехвата; б — после перехвата

шая таким образом поверхность выравнивания называется п е н е п л е н о м *. В качестве пенеplена можно рассматривать, например, территорию Казахского мелкосопочника. Древние поверхности выравнивания, перекрытые впоследствии толщами морских осадков, образуют современные обширные равнины или плоскогорья, например: Средне-Сибирское плоскогорье, Западно-Сибирская низменность, Русская равнина и т. д.

Следы выравнивания обнаружены и в горных областях — в Тянь-Шане, на Памире и в других местах.

НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Поверхностные воды (вместе с подземными водами и водами в виде льда и снега) образуют пресные воды, без которых невозможно развитие органического мира на суше и хозяйственная деятельность человека.

Единовременные запасы воды во всех реках мира составляют около 1200 км³, действительный же годовой расход пресной воды на удовлетворение потребностей человечества превышает эту величину в несколько раз. Тем не менее обеспеченность пресными поверхностными водами не так уж мала, так как в природе постоянно происходит круговорот воды. И все же количество воды

* От слова reneplain, что означает «почти равнина».

не везде достаточно для удовлетворения потребностей как человечества, так и всего органического мира, поскольку вода распределена на поверхности суши весьма неравномерно (благодаря неравномерному выпадению атмосферных осадков).

Недостаток воды стали теперь ощущать и в ряде стран, где в общем-то пресных вод немало, но их расход резко усилился в связи с очень бурным развитием промышленности, сельского хозяйства и ростом населения. Резкое увеличение расхода воды вызвано, например, развитием многих «водоемких» производств. Так, на производство одной тонны стали затрачивается 120 м³ воды, тонны химического волокна — более 200 м³, тонны резины или алюминия — 1500 м³ и т. д.

Резкий рост потребления воды вызван также расходом ее на орошение (в среднем на один гектар орошаемых земель расходуется около 2000 м³ воды в год).

Положение во многом усложняется тем, что поверхностные воды усиленно загрязняются во многих местах отходами промышленности, что делает их непригодными для питьевых нужд, потребностей сельского хозяйства, а также ведет к гибели фауны и флоры, населяющих эти воды. Поэтому борьба с загрязнением поверхностных вод является одной из неотложных задач.

В улучшении водоснабжения населения и решении других важных народнохозяйственных задач важное место занимает переброска речных вод по каналам из одних районов в другие (Каракумский канал подает в Ашхабад свыше 500 000 м³ воды в сутки из Амударьи, канал из Иртыша обеспечивает нужным количеством воды Карагандинский промышленный район).

Глава 10

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Поверхностные воды, проникшие по трещинам и порам в глубь земной коры, образуют подземные воды. Однако образование некоторой части подземных вод идет иным путем — за счет сгущения водяных паров, выделяемых из магмы. Таким образом, подземные воды по происхождению подразделяются на две группы: в а д о з о в ы е, т. е. образованные из атмосферных вод, и ю в е н и л ь н ы е, образованные водяными парами магмы в недрах земной коры. Кроме того, выделяют еще группу погребенных вод, т. е. вод, которые сохранились в толщах горных пород от предыдущих геологических периодов. Главная роль в образовании подземных вод принадлежит вадозовым водам.

Процесс просачивания атмосферных вод в глубь земли называется и н ф и л ь т р а ц и е й. Интенсивность инфильтрации

зависит от густоты речной сети (чем гуще речная сеть, тем больше расходуется воды на сток), от присутствия или отсутствия растительного покрова (густой растительный покров содействует удержанию на поверхности выпавших осадков и проникновению их вглубь), от количества и характера осадков (крупный ливень содействует усиленному стоку, мелкий дождь — проникновению осадков в земную кору), от состава горных пород, особенностей рельефа и других причин. Все же решающим фактором инфильтрации является состав горных пород.

Горные породы по способности пропускать воду подразделяются на две группы — водонепроницаемые и водопроницаемые.

К водонепроницаемым породам принадлежат глины, нетрещиноватые плотные породы — песчаники, граниты, известняки и др. Водопроницаемыми породами, т. е. легко пропускающими воду, являются разнообразные пески, галька, гравий, трещиноватые плотные породы.

Подземные воды, заполняющие трещины и поры диаметром более 1 мм, свободно в них перемещаются. Такие воды получили название гравитационных вод; они-то в основном и используются для водоснабжения. Но, кроме гравитационных, т. е. свободно перемещающихся в недрах подземных вод, имеются воды, которые тесно, но не химически связаны с частицами породы. Капельки этой воды плотно облекают частицы породы, проникают в самые тончайшие промежутки внутри минералов. Эти воды извлечь из породы почти невозможно, если не подвергнуть ее нагреванию или сильному давлению. Скорость передвижения подземных вод по порам и тонким трещинам не превышает 0,5—1,0 м в сутки.

ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На поверхности суши имеются обширные пространства, сложенные на большую глубину разнообразными осадочными породами, среди которых водопроницаемые породы чередуются с водонепроницаемыми. Обычно водопроницаемые пласты являются водоносными; в таких случаях говорят, что к этим пластам приурочены горизонты подземных вод. Таким образом, подземные воды образуют в недрах земной коры (на глубину многих сотен и первых тысяч метров) ряд водоносных горизонтов.

Подземные воды по условиям залегания, накопления и другим признакам подразделяются на два основных типа: 1) ненапорные подземные воды и 2) напорные подземные воды.

Ненапорные подземные воды

Ненапорные подземные воды при их вскрытии скважинами или колодцами не имеют напора.

Из ненапорных подземных вод наиболее характерными являются грунтовые воды. Горизонтом грунтовых вод

называют водоносный горизонт, расположенный первым от поверхности Земли. Водоносный слой в данном случае только снизу подстилается водонепроницаемым или, как говорят, водоупорным пластом.

Режим * грунтовых вод в основном обусловлен климатом. В условиях влажного климата грунтовые воды будут обильными, и, наоборот, при сухом климате они слабо выражены. В условиях длительной засухи вода по капиллярным трещинам движется вверх, испаряется, и грунтовые воды могут целиком исчезнуть.

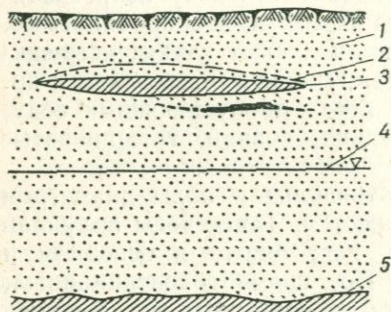


Рис. 31. Грунтовые воды

1 — песок; 2 — уровень верховодки; 3 — водоупорная глина; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — водоупор

Атмосферные воды питают толщу водоносных пород, содержащих грунтовые воды на всем их протяжении. Иначе говоря, область питания горизонта грунтовых вод совпадает с областью его распространения (рис. 31). В колодцах, вскрывающих грунтовые воды, уровень их остается таким же, как и в самом водоносном горизонте.

Разновидностью грунтовых вод является верховодка. Так называют непостоянные водоносные прослои, расположенные выше уровня грунтовых вод, над линзами или пропластками водонепроницаемых пород, на поверхности которых и задерживается часть просачивающихся сверху вод. Водообильность верховодки весьма ограничена и практического значения для водоснабжения почти не имеет. Если грунтовые воды полностью заполняют все поры водопроницаемой толщи, то вода может выйти на поверхность и привести к ее заболачиванию.

Ненапорные подземные воды могут быть межпластовыми, т. е. находиться в водоносном слое, ограниченном и снизу и сверху водоупорными слоями, но в таком случае они не заполняют всю водопроницаемую толщу, и уровень воды не достигает

* Под режимом подземных вод подразумевают условия питания и залегания, качественную и количественную характеристику воды, ее температуру и другие особенности.

подшвы покрывающего водоупорного слоя. В отличие от областей питания грунтовых вод области питания межпластовых ненапорных вод ограничиваются лишь выходами водоносных слоев на поверхность.

Напорные подземные воды

Напорные подземные воды содержатся в водоносных пластах, которые расположены ниже горизонта грунтовых или межпластовых ненапорных вод и заполняют их обычно полностью. Напорные воды, как и межпластовые ненапорные воды, циркулируют между водоупорными породами, но обладают напором, т. е. при вскрытии их скважинами или глубокими колодцами устремляются вверх, часто изливаясь наружу.

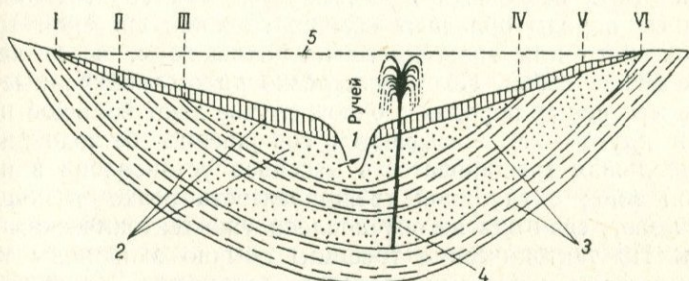


Рис. 32. Схема строения артезианского бассейна

I—II, III—IV, V—VI — области питания; 1 — источник; 2 — водопроницаемые породы; 3 — водоупорные породы; 4 — артезианская скважина; 5 — пьезометрический уровень

Итак, воды, заключенные в водоносном слое, расположенном между водоупорными слоями, и обладающие напором, называются **напорными**, или **артезианскими** водами.

Напорные (артезианские) воды образуются при условии синклинального и наклонного залегания пластов. Площадь, в пределах которой имеется один или несколько напорных водоносных горизонтов, называется артезианским бассейном.

Рассмотрим схему строения артезианского бассейна (рис. 32). Здесь видно, что в недрах Земли может быть несколько напорных водоносных горизонтов. В пределах артезианского бассейна выделяют:

- 1) область питания, где водоносные пласты выходят на поверхность и где происходит просачивание в глубь атмосферных вод;
- 2) область циркуляции, где происходит перемещение инфильтрованных вод и их накопление;
- 3) область стока, где водоносный пласт дренируется глубоко врезанной речной долиной (в этом случае подземные воды выходят в виде источников).

При вскрытии артезианского водоносного горизонта скважиной (или колодцем) уровень воды устанавливается по принципу сообщающихся сосудов на линии, соединяющей области питания или область питания и область стока. Если устье скважины находится ниже этой линии, то вода может самоизливаться — фонтанировать.

Уровень воды, который устанавливается в скважины после вскрытия водоносного горизонта, называется *пьезометрическим уровнем*.

Трещинные подземные воды

В качестве самостоятельного типа выделяются трещинные подземные воды, связанные с магматическими породами или с толщами плотных осадочных и метаморфических образований. Изверженные породы обладают обычно сложной системой трещин тектонического или экзогенного происхождения, часто не связанных между собой. Поэтому нередко рядом пробуренные скважины в массивных породах в одном случае дают большой приток воды, в другом же оказываются совершенно безводными.

Наибольшая трещиноватость массивов установлена в их выветрелой зоне; с глубиной трещиноватость резко уменьшается или исчезает, если она не обусловлена уже тектоническими причинами. Но тектонические трещины обычно заполнены каким-либо веществом и поэтому не всегда водоносны. Но чаще всего вода как раз связана с такими трещинами.

Трещинные воды магматических пород, приуроченные к зоне выветривания, близки по своим признакам к грунтовым водам. Вместе с тем нередко трещинные воды зоны выветривания обладают большим напором.

Условия движения, питания и дренирования трещинных вод весьма сложны и разнообразны. Реки, протекающие в районах развития изверженных пород, в основном питаются путем дренирования трещинных вод.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В процессе циркуляции по трещинам и порам подземные воды растворяют часть горных пород и насыщаются различными солями. Солевой (химический) состав подземных вод в различных местах далеко не одинаков и зависит в основном от состава пород, в которых они протекают. Обычно в состав солей, растворенных в подземных водах, входят карбонаты, сульфаты, хлориды. Встречаются и труднорастворимые вещества — кремнезем, окислы железа. В зависимости от количественного содержания солей в воде подземные воды могут быть: 1) слабо минерализованные, 2) повышенной минерализации и 3) сильно минерализованные.

Пригодными для питья считаются подземные воды, в которых общее содержание солей не превышает 1 г на 1 л воды. Такие воды называются *слабоминерализованными*. В случае отсутствия таких вод можно для питья использовать подземные воды, содержащие солей до 3 г на 1 л воды (воды с повышенной минерализацией). Воды с содержанием солей свыше 3 г на 1 л считаются *сильно минерализованными*, и для питья они совершенно непригодны.

Воды, в которых содержится большое количество карбонатов, называются *жесткими*; они плохо растворяют мыло и образуют накипь. Жесткие воды непригодны для технических целей (накипь, образующаяся в паровых котлах, разъедает стенки и выводит котлы из строя). Воды с малым содержанием карбонатов называются *мягкими*.

В состав подземных вод входят также и газы — углекислый газ, сероводород, метан и некоторые другие.

Физические свойства подземных вод тесно связаны с их химизмом; к ним относят температуру воды, цвет, прозрачность, запах.

ИСТОЧНИКИ

Естественный выход подземных вод на поверхность называется *источником* (родником, ключом). Источники образуются на склонах оврагов и рек, а также на морских побережьях, где вскрываются водоносные пласты.

Источники бывают *нисходящие* и *восходящие* (рис. 33). Восходящие источники выходят наружу с напором и чаще всего встречаются в местностях, нарушенных разломами.

Температура воды источников бывает нормальной или высокой. Источники с высокой температурой воды называются *горячими* или *термальными*. Температура воды в горячих источниках колеблется от 25° С до 100° С (на Кавказе — в Пятигорске и Железноводске — от 27° С до 51° С). Термальные источники принадлежат к *восходящим* и встречаются только в областях вулканического происхождения.

Содержание солей и их состав в водах источников также колеблется в широких пределах. Источники, в воде которых имеется много солей, называются *минеральными*. Особенно много солей содержится в воде горячих источников (термо-минеральные источники).

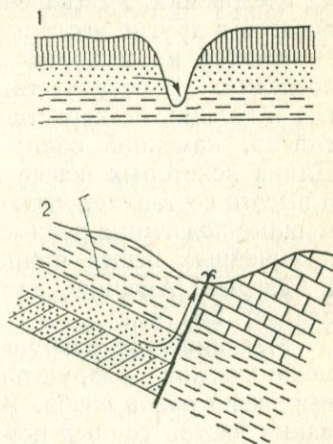


Рис. 33. Типы источников
1 — нисходящий; 2 — восходящий

Кроме веществ, обычных для подземных вод, в водах источников часто содержатся разные металлы (Ag, Au, Ti и др.) и радиоактивные элементы. Воды источников также содержат различные газы, например H_2S , CO_2 , He. Полагают, что горячие источники образованы в основном ювенильными водами. Термальные и минеральные источники широко используются для лечебных (бальнеологических) целей.

Из воды термо-минеральных источников у выходов на поверхность осаждаются частицы содержащихся в ней солей, образуя осадки, получившие название т у ф о в. Чаще всего встречаются известковые туфы. Туф, сложенный из карбоната кальция ($CaCO_3$), называется травертином. Травертины, благодаря их лёгкости и пористости, служат превосходным строительным материалом (в Пятигорске из травертина построены многие дома).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАБОТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Геологическая работа подземных вод, как и проточных, выражается в разрушении, переносе вещества и его отложении. Однако формы этой деятельности и ее размах имеют ряд особенностей.

Разрушительная деятельность подземных вод в основном проявляется в растворении минералов и горных пород на пути их следования. Растворенные подземными водами вещества переносятся в другие места и рано или поздно выпадают из раствора. Осаждение их в порах рыхлых пород приводит к цементации последних. В результате растворяющей деятельности подземных вод в толщах легкорастворимых пород (известняках, доломитах, гипсах, каменной соли) возникают пустоты и целые пещеры. Длина некоторых пещер достигает многих десятков километров, а высота составляет несколько десятков метров. В них протекают мощные подземные реки или образуются обширные озера. К числу крупнейших пещер принадлежит, например, Мамонтова пещера в Северной Америке, длина которой вместе с ответвлениями достигает 250 км.

Механическое разрушение подземными водами, в отличие от механического разрушения, совершаемого проточными водами, выражено очень слабо. Выражается такая деятельность в вымывании частиц горных пород подземным потоком, и этот процесс называется с у ф ф о з и е й *. Суффозия наблюдается у выходов подземных вод, где вследствие вымывания глинистых и песчаных частиц из водоносной толщи происходит оседания кровли с образованием в рельефе углубления (обычно полукруглой формы).

* От латинского слова «суффозиио» — подкапывание.

Растворяющей деятельностью воды обуславливается комплекс явлений, который выражается в образовании в толщах легко-растворимых пород подземных пустот, а на поверхности этих пород — своеобразных форм рельефа. Вся совокупность этих явлений и процессов получила название карста* или карстобразования, а рельеф, созданный этими явлениями, — карстового рельефа.

В районах широкого развития легкорастворимых пород, особенно известняков, на поверхности их, под воздействием процессов выветривания, образуются многочисленные трещины, в которые просачиваются поверхностные воды. В процессе циркуляции воды трещины (в результате растворения пород, из которых состоят их стенки) постепенно расширяются, и толща известняков или других растворимых пород оказывается пронизанной в основном вертикальными ходами, по которым поверхностные воды легко уходят вниз. Эти ходы, или вертикальные колодцы, получили название понор.

Постепенное расширение понор под влиянием проникающих в них поверхностных вод придает им сверху воронкообразную форму, и они превращаются в так называемые карстовые воронки (рис. 34). Поверхность известняков под действием дождевых вод покрывается рытвинами и углублениями, становится неровной, трудно проходимой и непригодной для земледелия. Такие поверхности названы каррами.

На некоторой глубине от поверхности (порядка нескольких десятков метров, реже — сотен метров) трещиноватость пород меньше и проникшие в глубину воды постепенно вырабатывают горизонтальные ходы. Так возникает сложный лабиринт подземных ходов и пещер своеобразной формы и различных размеров.

Глубина развития карста определяется не только наличием трещин, но и базисом эрозии карста, т. е. уровнем того бассейна, в который поступают карстовые воды. Ниже базиса эрозии карста вода в трещинах застаивается и трещины не расширяются, а, напротив, цементируются. Районы с развитым карстом, где поверхностные воды быстро уходят вглубь, обычно безводны и пустыны.

При обрушении кровли пещер образуются большие провалы, иногда заполненные водой и превращенные в озера. Постепенное слияние карстовых воронок и провалов приводит к общему понижению местности, т. е. к таким же результатам, которые возникают вследствие деятельности проточных вод.

Просачивающиеся по трещинам и воронкам поверхностные воды по пути следования насыщаются солями. Падая с потолка

* Происходит от названия известнякового плато — Карст на побережье Адриатического моря.

пещеры, эти воды, капля за каплей, оставляют часть растворенных в них солей в виде минеральных сосулек на потолке и дне. Сосульки, свисающие с потолка, называются сталакти- тами, а поднимающиеся со дна пещеры — сталагмитами (рис. 35). Срастаясь, они образуют весьма причудливой формы столбы или колонны.

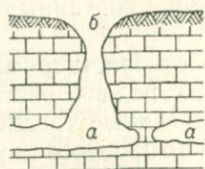


Рис. 34. Карстовая воронка в растворимых горных породах

а — подземные пустоты (пещеры); б — воронка

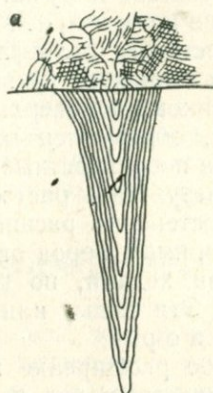


Рис. 35. Разрез сталактита (а) и сталагмита (б)

Карст и карстовый рельеф широко развиты на Кавказе, в Крыму, на побережье Средиземного моря, а также на Урале и во многих других местах. Одной из крупных карстовых пещер является Кунгурская (Приуралье). Она возникла в гипсовых породах. Суммарная протяженность всех ее ответвлений достигает 46 км. Около одной трети земной поверхности характеризуется выходами легкорастворимых пород, что показывает на широкие возможности развития карстовых явлений.

ОПОЛЗНИ

В результате одновременной геологической деятельности подземных и текучих вод в природе часто происходит и другое явление — развитие оползней. Оползнем называется смещение значительных масс пород по склонам оврагов, берегам рек, озер и морей, вызванное одновременным действием подземных и проточных вод. Оползни возникают обычно тогда, когда в крутых обрывах выходит водоносный слой, прикрываемый сверху рыхлыми породами, а водоупором для него служит глина, слои кото-

рой залегают выше базиса эрозии и со слабым наклоном в сторону обрыва. При таких условиях устойчивость склона нарушается и начинается скольжение вышележащих пород по увлажненной подземными водами поверхности глин. В связи с этим часть берегового откоса, находящегося выше водоупорных глин, смещается вниз по склону (рис. 36). Оползни обычно развиваются весной,

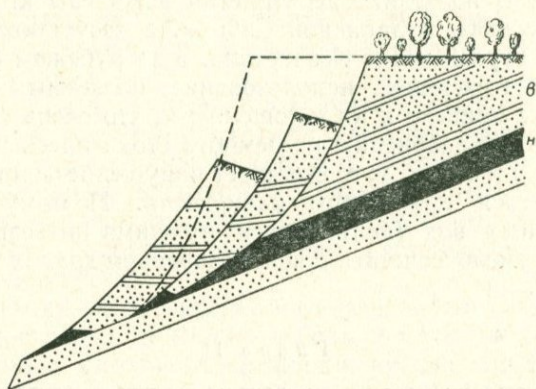


Рис. 36. Разрез оползня

в — водопроницаемые пласты; н — водонепроницаемые пласты (глина)

когда под влиянием таяния снега толщи пород, залегающие над водоупорным слоем, наиболее сильно насыщаются влагой. Оползни могут повторяться на одном и том же участке неоднократно из года в год. Сползшие массы, если они не уносятся с подножия склона речными водами или морскими волнами, могут препятствовать дальнейшему развитию оползня. Деревья на оползневых склонах приобретают наклон и образуют так называемый «пьяный лес».

Оползни имеют широкое развитие вдоль Черноморского побережья (особенно близ Одессы и в районе Сочи) и на крупных реках нашей страны: на Волге (близ Саратова и в других пунктах), на Дону, на Днепре (у Киева) и в других местах.

Оползни значительно ускоряют разрушение склонов. Борьба с оползнями требует больших затрат. Из наиболее эффективных мероприятий по борьбе с оползнями можно отметить следующие:

- 1) сооружение подпорных стен вдоль оползневых участков;
- 2) сооружение дренажных колодцев, соединенных на уровне водоносного слоя, вызывающего оползень, подземной траншеей*;
- 3) закрепление оползневых склонов древесной растительностью.

* С помощью траншей перехватывается водный поток на пути его следования к береговому обрыву, благодаря чему предотвращается развитие оползня.

Подземные воды широко используются для питьевых и технических нужд. Водоснабжение, основанное преимущественно на подземных водах, возможно лишь в районах, где имеются крупные артезианские бассейны. Такие бассейны широко используются в нашей стране в центральных районах Европейской части СССР, на Украине. В последние десятилетия выявлены крупные артезианские бассейны в Западной Сибири, в засушливых областях и пустынях Туркмении и Казахстана, а за рубежом — в Сахаре.

Однако интенсивное использование подземных вод ведет, а кое-где уже привело к их истощению и, что очень существенно, к нарушению и ослаблению подземного стока пресных вод в речные системы и в океан, т. е. вызывает нарушение одного из звеньев установившегося природного равновесия. Поэтому эксплуатацию подземных вод (являющихся лучшими питьевыми водами) необходимо умело сочетать с использованием других водных ресурсов.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ И ИХ СВОЙСТВА

Вода совершает большую геологическую работу не только тогда, когда она находится в жидком состоянии, но и тогда, когда она превращена в лед. В современную эпоху около 16 млн. км², т. е. более 10% суши, покрыто ледниками. Кроме того, лед образуется местами и в водоемах — реках, озерах и морях.

На суше ледники образуются из снега, там, где он скапливается в больших объемах. Накопление снега из года в год возможно лишь в тех районах, где среднегодовая температура ниже 0° и где выпадает значительное количество осадков. Такие районы известны во всех широтах, но в средних и низких широтах, то есть в умеренном и жарком поясах, они находятся в горных областях (чем ближе к экватору, тем выше).

Условная линия, выше которой накопившийся в холодный период года снег не успевает полностью растаять в летнее время, называется снеговой линией. В полярных областях снеговая линия спускается к уровню моря, поэтому снег здесь накапливается на обширных площадях, независимо от рельефа. В средних и низких широтах снеговая линия повышается следующим образом: в Альпах на высоту 2700—2800 м, на Кавказе на 2700—3600 м, в Средней Азии на 3000—5500 м, а в Экваториальной Африке на горе Килиманджаро на 4800—6000 м над уровнем моря.

Рыхлый снег представляет собой кристаллы воды; по мере накопления снег постепенно уплотняется; отдельные кристаллы

сплавляются в зерна, и таким образом получается зернистый снег, или ф и р н. Превращение рыхлого снега в фирн происходит также при оттаивании и оплавлении снежинок под воздействием солнечных лучей и при испарении снега с последующей кристаллизацией водяных паров (процесс сублимации, или возгонки). Внутри фирна имеются многочисленные пузырьки воздуха. При последующем уплотнении пузырьки воздуха выдавливаются, и фирн превращается в г л е т ч е р н ы й л е д — плотный, прозрачный, голубоватого цвета, крупнокристаллический с зернистой структурой.

Глетчерный лед обладает пластичными свойствами, которые выражаются в том, что, сохраняя свойства твердого тела, он вместе с тем приобретает способность растекаться подобно асфальту, разогретому солнечными лучами. Благодаря этим свойствам массы глетчерного льда, накапливающиеся в полярных и высокогорных областях, постепенно растекаются, захватывая большие пространства.

Подавляющая масса современного материкового льда находится в полярных странах, и только небольшая его часть приурочена к высокогорным местностям средних и низких широт. Современные ледники сконцентрированы в основном в Антарктиде (около 14 млн. км²). На территории СССР ледники развиты на Новой Земле, на Земле Франца-Иосифа, в горах Средней Азии и Кавказа. Общая площадь суши, занятой ледниками на территории Советского Союза, составляет немногим более 50 000 км².

ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Территории, где происходит накопление снега и дальнейшее превращение его в лед, называются областями питания ледников. Те области, куда постепенно поступают из областей питания массы льда, получили название областей стока. Они-то и являются областями наиболее энергичной геологической деятельности льда.

Выделяются два основных типа ледников — материковый и горный

М а т е р и к о в ы е л е д н и к и имеют наибольшее территориальное распространение — занимают обширные острова и даже материки (Гренландия, Антарктида).

Снежные массы, накапливающиеся в центральной или наиболее возвышенной части обширной площади, после уплотнения и превращения в глетчерный лед растекаются по всем направлениям. Растекание льда от области питания в виде сплошной массы во все стороны, независимо от особенностей подледникового рельефа, является характерной и типичной чертой ледников материкового типа (рис. 37). Достигнув морского побережья, ледник сползает в море и покрывает наиболее мелководную часть морского дна. При дальнейшем движении в сторону моря краевые части ледника отламываются, всплывают и образуют плава-

ющие ледяные горы, или айсберги, которые морскими течениями могут быть занесены и к экватору. Размеры айсбергов достигают нередко огромной величины (несколько кубических и даже десятки кубических километров). Большая часть айсберга находится под водой, и только $\frac{1}{8}$ часть его выступает над поверхностью воды (иногда выступающая часть возвышается над водой на десятки метров). Такие плавающие ледяные горы представляют большую опасность для мореплавания, особенно в туманную погоду. В настоящее время, благодаря наличию на крупных судах радиолокационных установок, возможность столкновения с ними практически исключена.

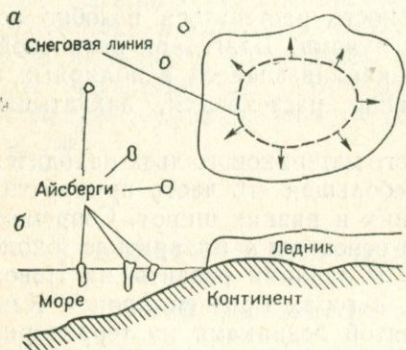


Рис. 37. Схема строения ледника материкового типа

а — план; б — разрез. Стрелками показано направление движения льда

Мощность толщи льда в центральной части Гренландии составляет более 2,5 км, а в Антарктиде достигает 4 км. Общий объем этой огромной массы льда вместе с другими ледниками превышает 20 млн. км³. Если такую массу льда растопить, то уровень океана поднимется примерно на 50 м выше существующего. Отсюда напрашивается вывод, что изменения в ледниковом режиме Земли оказывают существенное влияние на ее гидрологический режим.

Горный тип ледников, как следует из названия, характерен для горных районов. Различают несколько разновидностей этих ледников в зависимости от условий образования, величины ледника, особенностей питания и стока и других обстоятельств.

Области питания горных ледников имеют сравнительно небольшие размеры. Массы льда движутся в виде одного, реже нескольких языков, которые приурочиваются к неровностям рельефа, чаще всего к существующей речной сети (рис. 38). Длина ледниковых языков может достигать нескольких десятков километров (ледник Федченко на Памире имеет длину 72 км). Под влиянием неровностей рельефа и солнечной инсоляции в теле ледниковых языков образуются трещины, иногда очень крупные и глубокие.

Двигаясь с вершины горного хребта к его подножию, ледниковый язык попадает в область повышенных температур и начинает усиленно таять. Если приток свежих масс льда уравнивает скорость его таяния и ледник тает все время на одной линии, то дальнейшее продвижение ледника приостанавливается; ледник, как говорят, находится в стационарном положении. Если

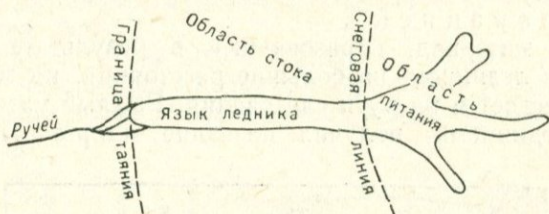


Рис. 38. Схема строения ледника горного типа

же прибывающие массы льда не восполняют убыль, его в процессе таяния, то говорят, что ледник «отступает». Эти свойства в равной мере присущи обоим типам ледников — горному и материковому. Вода, образующаяся при таянии ледников, дает начало горным рекам. В летнее время, когда таяние ледников усиливается, сила горных потоков резко возрастает (отсюда и летние паводки в их низовьях).

Горные ледники часто называются альпийскими (от Альпийских гор, где эти ледники впервые стали изучать). По этой же причине материковые ледники именуются часто гренландскими.

Кроме двух названных типов ледников, часто выделяют ледники промежуточного, или скандинавского



Рис. 39. Схема строения ледника промежуточного (скандинавского) типа

типа (рис. 39). Ледники скандинавского типа связаны с плоскими вершинами древних гор и по своим размерам и мощностям льда они значительно уступают материковым. Двигаются они вниз в отличие от материковых в виде многочисленных языков по долинам рек. Типичным представителем ледников скандинавского типа является ледник Юстедаль, расположенный на территории Норвегии в Скандинавских горах. Область его питания занимает площадь в несколько сотен квадратных километров.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАБОТА ЛЕДНИКОВ

Геологическая работа ледников и талых ледниковых вод выражается в разрушении горных пород, переносе и отложении продуктов разрушения. В процессе этой работы возникает ряд своеобразных форм рельефа.

Ледниковые массы, двигаясь по поверхности суши, разрушают твердые горные породы, выпаживают ложбины, истирают обломки, шлифуют и иштриховывают их. Разрушительная деятельность значительно усиливается под воздействием вмержших в лед твердых обломков.

Разрушительная, эрозивная деятельность ледников называется **э к з а р а ц и е й** *.

Рыхлый материал, образованный в результате экзарации, переносится ледником на большие расстояния, но значительная его часть оседает и на пути следования. Рыхлый материал, переносимый ледниками, получил название **м о р е н ы**.

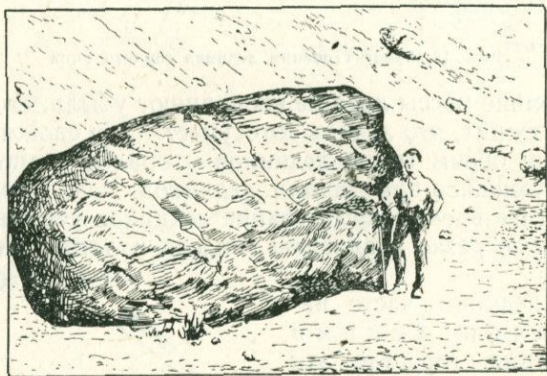


Рис. 40. Ледниковый валун со шрамами

Размер обломков, слагающих морену, весьма неоднороден: от очень крупных (нередко превышает 1 м в поперечнике) до самых мелких, глинистых частиц. Все же глинистый материал обычно в морене преобладает. Крупные обломки морены, как правило, отшлифованы, обычно плоские по форме и покрыты штрихами (рис. 40). Отшлифованные и иштрихованные обломки в составе морены называются ледниковыми валунами, а сама морена, которая содержит такие валуны, — валунным суглинком.

Морены, в зависимости от происхождения и расположения в толще льда рыхлых обломков, подразделяются на несколько типов: донную, поверхностную, внутреннюю, боковую, срединную (рис. 41).

Донная морена образуется главным образом в результате механического воздействия льда на ложе. Механический состав очень пестрый.

Поверхностная морена образуется из обломков, скатившихся на поверхность ледника с окружающих высот. Поверхностная морена в свою очередь может быть боковой, когда обломочный материал расположен по бокам ледника, и срединной, когда она

* Название происходит от латинского слова «эксарацию» — выпаживание.

образуется из боковых морен двух или нескольких слившихся в своем движении ледниковых языков (их слияние происходит ниже снеговой линии).

Внутренняя морена образуется из обломочного материала, накопленного на поверхности ледника и постепенно погребенного под новыми толщами снега. Часть обломочного материала проникает внутрь ледникового языка по трещинам или путем впаивания в толщу льда.

Все названные типы морен хорошо выражены в горных ледниках. Для материковых ледников характерна в основном лишь донная морена. Морены перемещаются вместе со льдом. Если лед-

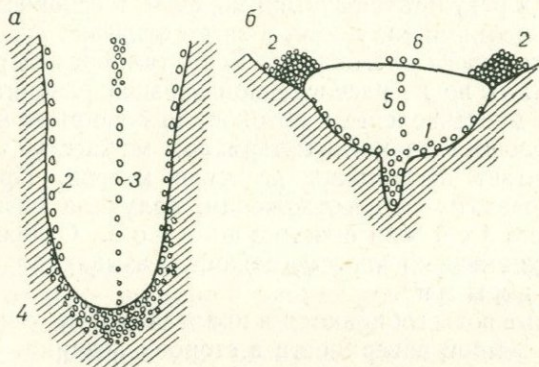


Рис. 41. Ледник в плане (а) и разрезе (б)

1 — донная морена; 2 — боковые морены; 3 — срединная морена; 4 — конечная морена; 5 — внутренняя морена; 6 — поверхностная морена

ник приобретает стационарное положение (расход и приток льда уравновешены) или его размеры сокращаются (расход на таяние льда превышает приток), то принесенный им моренный материал начинает отлагаться, образуя конечную и основную морены.

Конечная морена — это рыхлый материал, который сгружается у переднего края ледника при стационарном положении ледника. Если ледники горного типа, то она собрана в холмы, обычно подковообразной формы, высотой в несколько метров. Если ледники материкового типа, то гряда конечной морены достигает иногда десятков метров высоты и протягивается на десятки и сотни километров. При периодическом отступании ледника образуется несколько гряд конечных морен.

Под основной мореной подразумевается весь рыхлый материал, который принесен ледником и оставлен им при отступании на всем пути следования (до конечной морены). Мощность основной морены может составлять несколько метров. Нередко материал в ней собран в холмы неправильных очертаний, и высота этих холмов достигает десятков метров. Ледниковые отложения часто называют также г л я ц и а л ь н ы м и *.

* От латинского слова «гляциос» — лед.

Из-под ледников вытекают огромные массы талой воды, преимущественно в летнее время.

Талые воды усиленно циркулируют в толще льда по многочисленным трещинам, а в основании ледника или даже внутри его они нередко собираются в мощные водные потоки. Эти талые воды проделывают как внутри ледника, как и за пределами его большую эрозионную работу, которая в сущности ничем не отличается от работы обычных проточных вод.

Талые воды выносят в большом количестве рыхлый материал (полученный в результате размыва морены), в основном песчаный, гравийный с мелкими валунами, а затем отлагают его у края ледника на пути своего следования. Если талые воды растекаются впереди ледника по не расчлененной эрозией равнинной поверхности в виде многочисленных потоков, то обширные площади покрываются слоем песчаного материала; мощность такого слоя иногда достигает нескольких десятков метров. Пространства, на которых развиты такие отложения, получили название *зандровых полей* или просто *зандров*. Отложения, образованные ледниковыми талыми водами, называются *флювиогляциальными**.

Часто талые воды собираются в приледниковые озера, особенно при наклоне земной поверхности в сторону ледника. Осажденная в таких озерах ледниковая муť образует так называемые *ленточные глины*. Они представляют собой тонкое переслаивание песка и глины, вызванное сезонностью их отложения: прослой песка отлагается летом, а прослой глины — зимой. Каждые два таких слоя отражают годовой цикл осадконакопления в данном озере. По числу таких циклов в ископаемых ленточных глинах определяют продолжительность существования приледникового озера в годах (например, возраст одного из таких озер под Ленинградом насчитывает 16,5 тыс. лет). Озерно-ледниковые отложения называются *лимногляциальными***.

Ледниковые воды, поступающие в речные долины, участвуют совместно с проточными водами в образовании речных отложений.

ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В результате геологической деятельности льда и ледниковых талых вод возникает ряд своеобразных форм рельефа. Они делятся на две группы — эрозионные и аккумулятивные.

К эрозионным формам ледникового рельефа относятся кары, троги, «бараньи лбы» и «курчавые» скалы.

Кары возникают в горных районах. Это сравнительно небольшие котловины с крутыми склонами. Разрушение склонов

* От латинских слов «флювиус» — река, «гляциалис» — ледяной.

** От греческого слова «лимне» — озеро.

и углубление котловины происходит преимущественно в результате морозного выветривания особенно под снежником или льдом (рис. 42). Кары нередко заняты небольшими озерами.

Троги — это корытообразные долины, выработанные на склонах гор сползающими ледниковыми языками. Если ледниковый язык двигался по уже существующей речной долине (что чаще всего

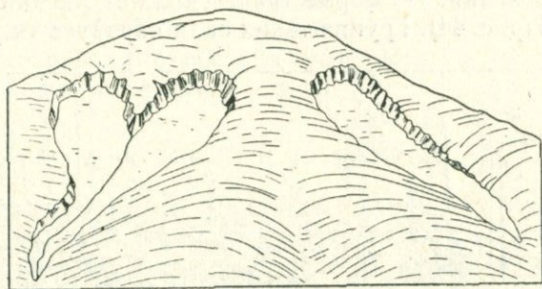


Рис. 42. Кары

и бывает), то и она также превращается в трог. Форма трога U-образная, в отличие от долин горных рек, имеющих V-образный поперечный профиль.

Дно трога плоское или вогнутое, стенки — почти отвесные. Стенки и дно трога, если они сложены скальными породами, обычно отшлифованы, покрыты штрихами и шрамами, направление которых совпадает с направлением движения льда (рис. 43). Трогами

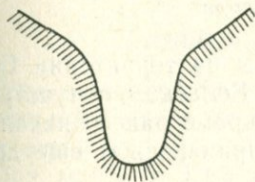


Рис. 43. Ледниковая долина — трог (поперечный разрез)



Рис. 44. «Бараний лоб» (вид сбоку)

Стрелкой показано направление движения льда

являются фьорды Норвегии, заполненные морской водой в результате опускания Скандинавского побережья и повышения уровня океана в послеледниковое время.

При движении материковых ледников сплошной массой в их ложе среди менее плотных пород образуются котловины выпахивания; протяженность их достигает нескольких десятков километров, а глубина — нескольких десятков метров. С такими котловинами связаны многочисленные озера на Скандинавском полуострове и в других местах.

Ледники, встречая на своем пути одиночные скалы или группы скал, сложенные массивными кристаллическими породами, облаивают, сглаживают и покрывают их поверхность шрамами и штрихами. Так образуются бараньи лбы и курчавые скалы.

Б а р а н и й л о б — это одинокая скала, у которой пологий склон обращен к истокам ледника, а более крутой склон — в сторону его движения. По форме такая скала отдаленно напоминает бараний лоб (рис. 44). Группа таких скал образует «к у р ч а в ы е

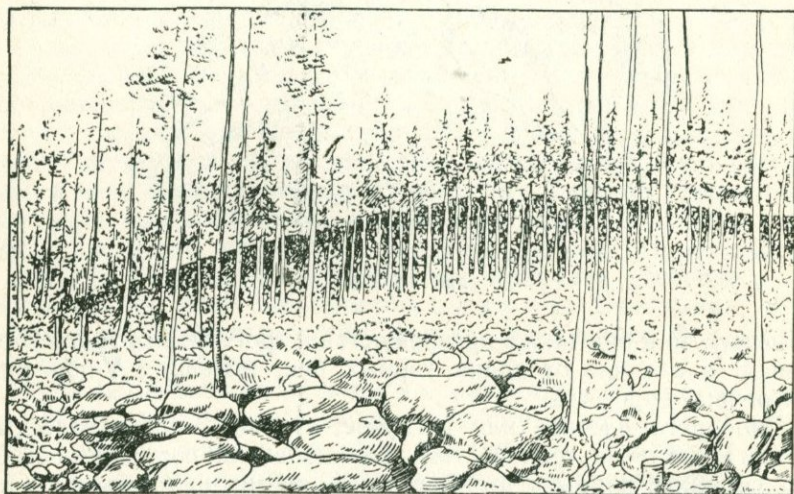


Рис. 45. Друмлин, поросший лесом

с к а л ы». Бараньи лбы и курчавые скалы на территории СССР лучше всего выражены в Карелии и на Кольском полуострове.

К аккумулятивным формам рельефа, кроме ранее описанных моренных холмов и зандровых равнин, принадлежат еще друмлины и озы.

Д р у м л и н ы — продолговатые холмы, расположенные в направлении движения ледника в районе накопления основной морены. Их протяженность достигает нескольких сотен метров (иногда 1—2 км), ширина — десятки метров, высота — от нескольких метров до нескольких десятков метров (рис. 45). Сложены друмлины валунными глинами. В теле друмлинов нередко наблюдается выступ коренной породы в виде бараньего лба. В связи с этим считают, что образование друмлинов вызвано задержкой моренного материала вблизи выступающих участков ложа ледника. Друмлины встречаются обычно группами. Они характерны для областей, покрытых ледниками материкового или промежуточного типа.

О з ы — узкие, извилистые валы протяженностью иногда в десятки километров. Ширина их основания 40—100 м, у гребня

она составляет 4—5 м. Высота 20—30 м, изредка до 100 м. Склоны крутые. Сложены озы гравийно-галечным материалом.

Происхождение озов еще недостаточно выяснено. Существует предположение, что они образуются за счет отложений русел внутриледниковых потоков, которые после таяния ледника сгружаются на основную морену в виде валов. Озы развиты вблизи наружного края ледника, позади конечной морены. Вместе с озами часто встречаются беспорядочно разбросанные холмы, сложенные слоистым сортированным песчано-гравелистым и моренным материалом. Им дано название *камы*.

РЕЧНОЙ, ОЗЕРНЫЙ И МОРСКОЙ ЛЕД

Лед образуется также (при соответствующих климатических условиях) в результате замерзания речных, озерных и морских вод.

В случае полного промерзания мелких рек в лед вмерзают донные отложения (песок, галька). При ледоходе вмерзшие обломки вместе со льдом переносятся в нижнее течение реки или даже в море и там отлагаются. Во время ледохода глыбы льда продельвают немалую работу по разрушению берегов, особенно при заторах. Аналогичную работу может продельвать лед и по берегам озер и морей. В полярных бассейнах под влиянием течений огромные глыбы морского льда перемещаются на значительные расстояния (дрейф морских льдов). Глыбы континентального льда (айсберги), попадая в море, приносят немало обломочного материала, который после их таяния пополняет состав морских осадков.

МНОГОЛЕТНЯЯ (ВЕЧНАЯ) МЕРЗЛОТА

Вода в твердой фазе вызывает в природе еще одно явление — образование многолетней или, как ее часто называют, вечной мерзлоты.

Под многолетней (вечной) мерзлотой подразумевают длительное, удерживающееся на протяжении многих веков, промерзание горных пород. Она образуется только в тех районах, где среднегодовая температура бывает 0° и ниже. Многолетняя мерзлота выражена не только повсеместно в районах, охваченных оледенениями, но также широко проявляется и за пределами этих районов.

Промерзание почвы на глубину 1—2 м отмечается всюду в условиях холодной зимы. Временное промерзание почв называется *сезонной мерзлотой*.

В зонах развития вечной мерзлоты верхний (почвенный) слой в летнее время оттаивает на небольшую глубину (0,2—1,5 м), но ниже мерзлотное состояние пород остается неизменным. Временно оттаивающий верхний слой в зоне вечной мерзлоты называется *деятельным слоем*.

Многолетняя (вечная) мерзлота охватывает обширные пространства полярных и приполярных областей, а также горные районы (на различных широтах). Ею занято 20—25% поверхности суши. Особенно широко многолетняя мерзлота распространена в Советском Союзе, где она занимает около 11 млн. км² — почти половину территории СССР (49,7%). Вечная мерзлота развита почти повсе-

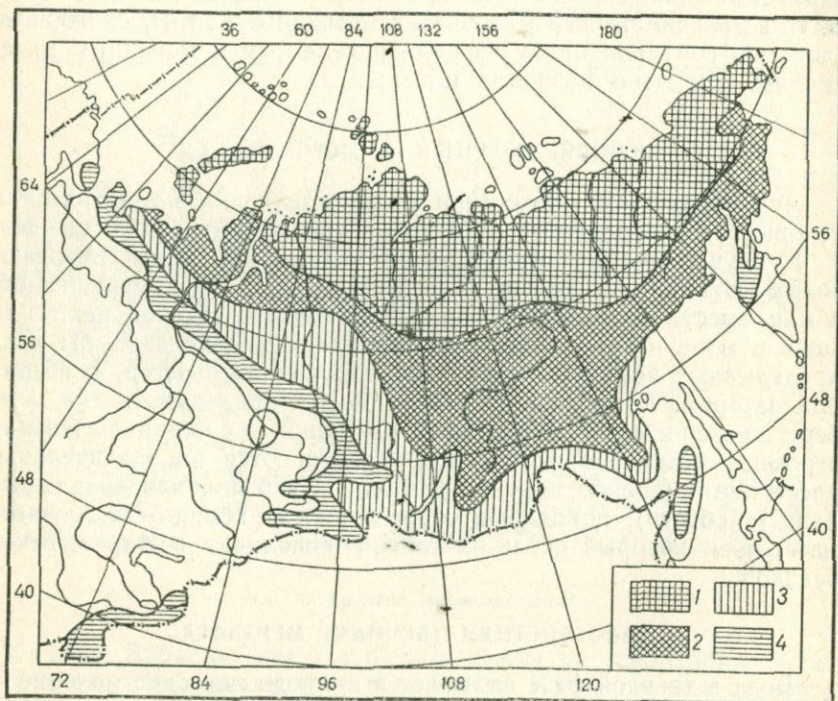


Рис. 46. Схематическая карта распространения многолетней мерзлоты на территории СССР
 1 — районы сплошной мерзлоты; 2 — районы сплошной мерзлоты с таликами; 3 — районы с преобладанием таликов; 4 — районы развития мерзлоты островного характера

местно к востоку от р. Енисей, в северных частях Западно-Сибирской низменности и Урала, на Крайнем Севере европейской части СССР (рис. 46).

Возникновение вечной мерзлоты вызвано замерзанием воды в порах и трещинах горных пород. С увеличением числа трещин и их расширением под воздействием морозного выветривания масса льда от проникновения в них воды может увеличиваться. Лед в вечномерзлых породах образует включения и пропластки жильного типа.

В районах, подвергавшихся оледенениям, можно обнаружить в толщах вечномерзлых пород погребенные пласты и массивы льда, скрытые в свое время под моренными отложениями. Линзы

погребенного льда образуются в случае промерзания небольших озер, ложе которых покрыто обломочными отложениями. Глубина промерзания в районах вечной мерзлоты может достигать значительных размеров. В крайних северных районах нашей страны, т. е. на побережье и островах Северного Ледовитого океана, глубина промерзания достигает 500—600 м. К югу глубина промерзания значительно уменьшается, и на южных границах распространения многолетней мерзлоты составляет всего несколько метров.

В зоне вечной мерзлоты имеются подземные воды, которые вызывают в этой зоне ряд характерных явлений. Здесь устанавливаются три типа подземных вод:

1) подмерзлотные воды, находящиеся под слоем многолетней мерзлоты; они обычно обладают напором, так как породы с многолетней мерзлотой, при отсутствии трещин, приобретают свойства водоупорных пород;

2) межмерзлотные воды, содержащиеся в таликах (незамерзших участках) вечномерзлых пород; они отмечаются не везде;

3) надмерзлотные воды — грунтовые воды, находящиеся в деятельном слое вечной мерзлоты.

В случае проникновения в вечномерзлые породы по трещинам подземных вод (обычно снизу, из напорного подмерзлотного горизонта) и последующего их превращения в лед происходит вспучивание вечномерзлых пород и образование бугров. При продолжающемся поступлении подмерзлотных вод величина бугров может достигать в высоту 20—40 м и иметь в диаметре 30—80 м. Напорные воды, проникшие на поверхность, сразу замерзают и образуют наледи. Вспучивание и образование наледей происходит нередко вследствие резких изменений температур. В качестве примера образования наледей можно привести случай, происшедший на территории Бурятской АССР. Здесь из-под здания школы, вследствие нарушения термического режима, неожиданно забил фонтан воды, которая в процессе излияния сразу замерзала. В результате возникла ледяная гора, под которой было погребено здание.

С потеплением происходит оттаивание льда, и на поверхности вечномерзлых пород образуются провалы, воронки, ложбинки и другие отрицательные формы рельефа. Они могут исчезнуть при последующем промерзании. Оттаивание деятельного слоя в условиях сильного пересыщения водой и большого содержания коллоидальных частиц в почве приводит к солифлюкциям* — течению рыхлой переувлажненной почвы по склону, даже при незначительных уклонах (3—5°). Солифлюкция в зоне вечной мерзлоты играет немаловажную роль в выравнивании рельефа (как в полярных областях, так и в горных странах, расположенных на умеренных и даже низких широтах).

* Название происходит от греческих слов: «солюм» — почва и «флюксус» — течение.

Эти явления весьма пагубно сказываются на строительстве шоссейных и железных дорог, жилых зданий, промышленных объектов и других типов сооружений, особенно если это строительство вызывает нарушение термического режима в зоне вечной мерзлоты. Достаточно сложно и проведение здесь буровых и геофизических работ.

ДРЕВНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Оледенения свойственны не только современной эпохе. В древние эпохи нынешнего (так называемого четвертичного) периода оледенениями были охвачены огромные пространства, значительно превышающие площади развития современных оледенений. Центры древнечетвертичных оледенений находились на Скандинавском полуострове, в Альпах, на Таймыре и в других приполярных и высокогорных областях. Массы льда, двигавшиеся со Скандинавских гор, заняли равнины Северной Европы, большую часть Русской равнины (до широты Киева и Днепропетровска). Предполагают, что мощность льда на Скандинавском полуострове достигала 3 км, а мощность льда, покрывавшего Русскую равнину, составляла несколько сотен метров. К началу современной эпохи скандинавский ледник (как и другие ледники) исчез, оставив после себя разнообразные ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа и отложения.

Оледенения происходили периодически и в более древние эпохи геологической истории, о чем свидетельствует нахождение в древних толщах тиллитов — уплотненных метаморфизованных моренных отложений.

Причины периодического появления оледенений еще недостаточно выяснены. Некоторые ученые видят причину этого явления в космических процессах, в частности, в изменении интенсивности солнечного излучения, однако большинство ученых считают, что, по крайней мере, за последние полмиллиарда лет (т. е. с начала так называемой палеозойской эры) каких-либо заметных изменений, тем более скачкообразных, в поступлении солнечного тепла на Землю не происходило.

В качестве другого космического фактора возникновения оледенений выдвигается колебание земной оси. Известно, что современное размещение и ширина климатических зон вызваны тем, что земная ось наклонена к плоскости орбиты Земли.

Теоретические исследования показали, что наклон земной оси может изменяться в пределах нескольких градусов, а это вполне достаточно для значительного изменения ширины климатических зон и, в частности, для увеличения или сокращения размеров зон полярного климата. Этот фактор, очевидно, заслуживает должного внимания.

Значительно больший интерес представляют причины оледенений, вызванные исключительно земными явлениями. Среди них

основной интерес представляет изменение климата в связи с горообразованием. В истории земной коры установлено несколько бурных эпох горообразования и связанных с ними значительных воздыманий материков — явление, бесспорно влиявшее на формирование ледников как горного, так и материкового типа. Оно подтверждается тем, что в отложениях, сформировавшихся после окончания той или иной эпохи горообразования, обнаруживаются осадки ледникового происхождения.

В общем можно полагать, что оледенения вызываются определенным сочетанием благоприятных для них как астрономических, так и земных условий.

НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И ВЕЧНЫХ СНЕГОВ

О ледниках и вечных снегах мы привыкли говорить более как об отрицательном, чем положительном явлении. Тем не менее их присутствие на Земле имеет для человека и большое практическое, народнохозяйственное значение (здесь мы не касаемся этого явления как одного из обязательных звеньев в современной природной равновесной системе).

Выше мы уже отмечали роль пресной воды в жизни человека и ощущаемый в ней недостаток. По некоторым оценкам, количество пресных вод на Земле составляет около 30 млн. км³, но подавляющая их часть (около 97%) собрана в ледниках и вечных снегах.

Ныне приобретает реальное значение использование части этих пресных вод для нужд народного хозяйства. Так, уже в ближайшем будущем возможно использование вод айсбергов. Основными, пока нерешенными трудностями этой проблемы является их транспортировка, сохранение от таяния в пути и на стоянке у берега. Имеются и другие проекты использования пресных вод ледников.

Глава 12

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ (ОКЕАНА)

Геологическая деятельность моря, так же как и деятельность других экзогенных факторов, выражается в разрушении, переносе и аккумуляции осадков. Однако эти процессы заметно отличаются от соответствующих процессов, происходящих в результате действия других экзогенных факторов.

Геологическая деятельность моря занимает ведущее место среди всех экзогенных процессов и не только от того, что моря и океаны занимают большую часть планеты; морские бассейны под действием

медленных колебательных движений земной коры часто меняют свои очертания, и по существу все части земной коры на протяжении геологической истории в той или иной мере покрывались морскими водами.

БИОНОМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ МОРЯ И МОРСКИЕ ОРГАНИЗМЫ

Море — колыбель жизни. Качественный и количественный состав организмов моря существенно отличается от организмов суши.

Все морские организмы по образу жизни подразделяются на три группы.

1. *Бентосные (донные) организмы или бентос.* Обитают на дне или в придонной части моря. Одни организмы прикрепляются ко дну (кораллы, губки, многие моллюски), другие живут, зарываясь в ил (многие черви, некоторые моллюски), третьи ползают по дну (морские ежи, многие моллюски), наконец, некоторые организмы плавают в придонной части моря.

2. *Нектонные (активноплавающие) организмы или нектон.* Легко перемещаются в толще воды в горизонтальном и вертикальном направлении. Правда, вертикальное перемещение на значительную глубину для большинства нектонных организмов не характерно, так как быстрый переход из области с меньшим давлением в область с большим давлением (или наоборот) является для организмов губительным (при быстром извлечении глубоководных рыб на поверхность их тело разрывается на части, так как давление внутри тела значительно больше атмосферного). Все же некоторые морские организмы могут выдерживать вертикальные перемещения на сотни метров. К нектонным формам принадлежат рыбы, многие моллюски и другие организмы.

3. *Планктонные (пассивноплавающие) организмы или планктон.* Пассивно плавают, держась во взвешенном состоянии с помощью специальных пузырей или других органов. Планктонные организмы обычно сами перемещаться в воде не могут: их передвижение происходит вместе с перемещением морских вод. К планктонным организмам принадлежат многие водоросли, большинство одноклеточных микроскопических организмов, некоторые ракообразные, моллюски и другие.

Разнообразие форм и многочисленность организмов, населяющих море, находятся в тесной связи с физико-химическими особенностями воды, рельефом морского дна и др.

Одним из существенных факторов, влияющих на развитие морских организмов, является соленость морских вод. Наиболее богато и разнообразно представлена жизнь в морских бассейнах с нормальной соленостью. В условиях пониженной или повышенной солености развитие многих групп организмов исключено.

Определенное влияние на развитие органической жизни в морях оказывает температура воды и ее изменения, но эти изменения

происходят в прибрежных или поверхностных водах. В глубинных толщах воды, как известно, значительных колебаний температуры не бывает.

Основным условием распределения организмов в море является глубина, так как она определяет динамику среды, температурный режим и другие особенности. Почти каждая группа морских организмов обитает только на определенных глубинах.

В морях и океанах, в зависимости от глубины, выделяют пять биомических (жизненных) зон (рис. 47).

Зона I. Прибрежная, или литоральная. Она охватывает часть моря, находящуюся в сфере действия приливо-отливных волн, в пределах глубин от 0 до 20 м.

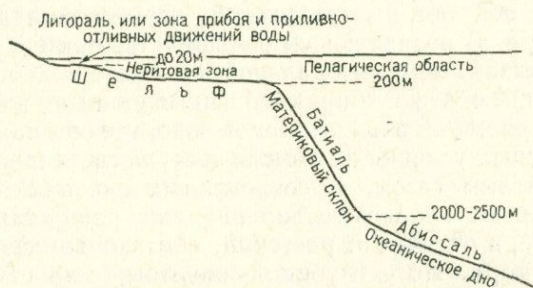


Рис. 47. Схема рельефа морского дна и расположение биомических зон

Зона II. Мелководная, или неритовая. Прибрежная часть моря в пределах глубин от 20 до 200 м.

Литоральная и неритовая зоны совпадают с областью расположения материковой отмели, или шельфа.

Зона III. Средних глубин, или батинальная. Охватывает толщу воды (в основном ее придонную часть) на глубинах от 200 до 2000—2500 м и совпадает с материковым (континентальным) склоном.

Зона IV. Больших глубин, или абиссальная. Охватывает толщу воды (также в придонных частях) от 2000—2500 м до максимальных глубин (ложе Мирового океана и глубоководные впадины).

Зона V. Открытого моря, или пелагическая. Занимает приповерхностные толщи воды в открытом море (на некотором отдалении от берега).

В морях и океанах богато представлена фауна и флора. В них обитают представители всех типов животных (некоторые только в морях — иглокожие, плеченогие и др.). Растительный мир представлен почти исключительно водорослями. Листостебельные растения, весьма типичные для суши, в морях развиты слабо.

Растения в морях (как и на суше) развиваются только в тех зонах, куда проникает солнечный свет, — до глубины 200 м. Глубже 200 м (в пределах 300—500 м) царит полумрак, а еще глубже — полный мрак, и растения здесь уже не живут.

Как известно, растительные организмы синтезируют органическое вещество из углерода, усваиваемого ими с помощью света из углекислого газа, содержащегося в воздухе или растворенного в воде. В морях процесс фотосинтеза лучше всего протекает на глубинах до 80 м. Кроме того, в процессе жизнедеятельности растения извлекают из морской воды ряд минеральных компонентов, некоторые из них — в значительных количествах. Некоторые морские водоросли извлекают из воды CaCO_3 или SiO_2 . После отмирания таких растений на дне образуются карбонатные или кремнистые осадки. Таким образом, некоторые морские растения являются пороодообразователями. Из них отметим диатомовые водоросли, выделяющие кремнистые скорлупки, красные и сине-зеленые водоросли, образующие известковые скопления, и др.

Растения обитают в литоральной, неритовой и пелагической областях моря. В подавляющем большинстве они ведут планктонный образ жизни, но в литоральной и в более мелководной части неритовой зоны обитают и прикрепленные (донные) растения. Особенно много растений в пелагической зоне, где они находятся в наиболее выгодных условиях в смысле доступа света и насыщенности воды углекислым газом. В современных океанах пелагические водоросли имеют исключительно широкое распространение.

Животные, в отличие от растений, обитают во всех биоморфических зонах моря. Но с глубиной животный мир становится все беднее в беднее, хотя некоторые организмы обитают и на очень больших глубинах. Обеднение фауны объясняется тем, что с глубиной уменьшается содержание необходимого для дыхания кислорода, заимствованного водой из атмосферы (во время морских волнений) и выделяемого в верхних слоях моря растениями при фотосинтезе. Очень незначительная часть кислорода попадает в глубокие зоны в процессе общей циркуляции морских вод.

Литоральная и, главным образом, неритовая зоны наиболее благоприятны для обитания фауны, особенно в тропических областях, где в морях исключительно широко распространены моллюски, морские ежи, кораллы, губки и другие группы животных, в том числе позвоночные — рыбы и некоторые млекопитающие (киты, дельфины и др.). Многие из беспозвоночных выделяют минеральные известковые или кремнистые скелеты в виде раковин, панцирей, известковых трубок и др. Скопление этих скелетных образований приводит к формированию мощных толщ карбонатных или кремнистых пород. Выделяющие известь морские организмы (с массивными скелетами) богато представлены в тропических областях. Особо характерны для тропических морей рифостроящие кораллы.

Рифостроящие * кораллы обитают только в мелководной полосе теплых морей (преимущественно на глубине 20—50 м) при средне-

* Рифы — известковые постройки в виде островов и отмелей, образованные известковыми трубками колониальных кораллов или скелетами некоторых других групп морских организмов.

годовой температуре воды не ниже 18—20° и в условиях нормальной солености воды (3,5%). Рифообразующие кораллы нуждаются в воде, богатой кислородом, поэтому селятся они в областях с сильным прибоем, где происходит постоянное перемешивание воды с атмосферным воздухом. Поскольку рифообразующие организмы могут развиваться только в чистой воде, не загрязненной илистым материалом, то их никогда не бывает на местах, где в море впадают реки.

Коралловые рифы подразделяются на несколько типов:

1) береговые рифы, т. е. протягивающиеся вдоль берега, на его подводном продолжении;

2) барьерные рифы, расположенные на некотором расстоянии от берега (иногда на несколько десятков километров), отдаленные от него мелководным проливом;

3) атолловые (т. е. кольцевые) барьерные рифы, внутри которых имеются лагуны, соединенные с морем проливами.

Большой барьерный риф вдоль северо-восточного побережья Австралии протягивается на расстояние более 2000 км.

Атоллы во время образования представляют собой береговые или барьерные рифы, расположенные вокруг островов обычно вулканического происхождения. В результате длительного опускания островов (со скоростью, соответствующей скорости нарастания рифовой постройки) рифы превращаются в кольцевые сооружения, внутри которых возникают лагуны. Бурение в атоллах показало, что коралловые постройки нередко прослеживаются на глубину в сотни метров. Это свидетельствует о значительном опускании некогда существовавших там островов (рис. 48).

В целом для литоральной и неритовой зон характерно преимущественное развитие донных организмов, но там же довольно широко представлены нектонные и планктонные организмы. На тех участках литоральной зоны, где часто бывают приливы и отливы, в связи с большой подвижностью водных масс, органический мир в общем представлен слабо; к жизни в таких условиях приспособились некоторые моллюски, прирастающие к каменному дну (устрицы) или высверливающие ходы в прибрежных скалах (так называемые моллюски-камнеточки), и другие организмы.

Организмы, населяющие литоральную и неритовую зоны умеренных и высоких широт, имеют тонкостенные известковые раковины.

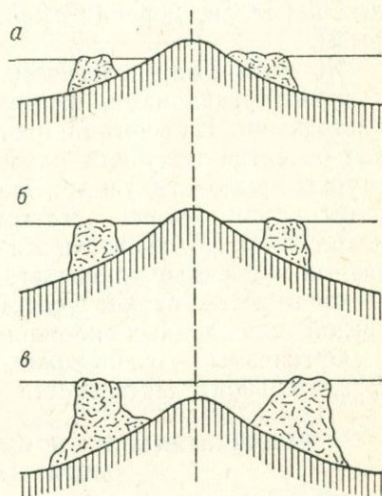


Рис. 48. Стадии образования кораллового атолла (а—с)

Здесь значительно шире, чем в низких широтах, представлены организмы с кремнистыми скелетами.

Фауна, обитающая в батимальной и особенно абиссальной зонах, отличается ограниченным видовым составом, хотя количественно она также многочисленна. В основном это илоядные и хищные животные. Минеральные скелеты (раковины, скорлупки, панцири) у них тонкостенные или вовсе отсутствуют.

В батимальной зоне обитают некоторые представители одиночных кораллов, морских ежей, губок, моллюсков, глубоководные рыбы.

Животный мир пелагической зоны широко представлен планктонными организмами, преимущественно микроскопическими одноклеточными. Из многоклеточных планктонных организмов широкое развитие получили ракообразные, некоторые моллюски (из группы крылоногих) и др. Здесь же широко представлены многие рыбы, крупные морские млекопитающие (киты), которые питаются планктоном. После смерти эти организмы падают на дно, пополняя своими минеральными скелетами донные осадки, а мертвое органическое вещество входит в состав ила, который служит питательной средой для донных илоядных животных.

Организмы — очень важный фактор в геологической (особенно созидательной) деятельности моря.

РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ И СОЗИДАТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ НА ДОБЕРЕЖЬЕ

Процесс разрушения берегов морскими водами называется абразией*. Абразия происходит при воздействии на берег прибоя, в меньшей мере — приливо-отливных волн и прибрежных морских течений.

Ударная сила прибоя достаточно велика, и при сильных штормах, особенно на побережьях открытых океанов, может достигать нескольких десятков тонн (до 30 т) на 1 м² поверхности берегового уступа. Такие волны могут сдвинуть и переместить на некоторое расстояние глыбы весом в десятки и сотни тонн. Ударная сила прибоя намного возрастает от подхваченных волнами обломков горных пород.

Степень разрушения берегов зависит не только от ударной силы волны и включенных в нее обломков, но также от строения и состава пород, слагающих морской берег. Разрушение волнами крутых берегов происходит быстрее, особенно при вертикальном положении пластов или при крутом их падении в сторону от моря. В случае если берега пологие (особенно при малом наклоне пластов в сторону моря), ударная сила волны значительно ослабевает в связи с преодолением трения при ее движении по поверхности пологопадающих пластов. При всех прочих равных условиях крепкие породы разрушаются значительно медленнее, чем рыхлые.

* От латинского слова «абразию» — сбрываю.

Под ударами волн образуется береговой (обычно крутой) уступ. Длительный процесс подмывания и подтачивания основания берегового уступа приводит к образованию в нем волноприбойной ниши или желоба (рис. 49). При дальнейшем углублении ниши происходит обрушение нависшей части берегового уступа. Так постоянно береговой уступ отодвигается в глубину суши и возникает волноприбойная или абразионная терраса. Разрушение и отступление берегового уступа продолжается до тех пор, пока волноприбойная терраса не достигнет такой ширины, что вся ударная сила волн будет расходоваться на преодоление трения о ее поверхность. В таких условиях дальнейшее изменение берегов будет происходить только при участии факторов, проявляющихся на суше (выветривание, проточные воды, ветер). В условиях развивающегося наступания моря береговой уступ будет отступать непрерывно, и абразионная терраса может достичь огромных размеров, а поверхность ее окажется покрытой морскими осадками. При отступании разрушительная деятельность моря ослабевает и становится минимальной.

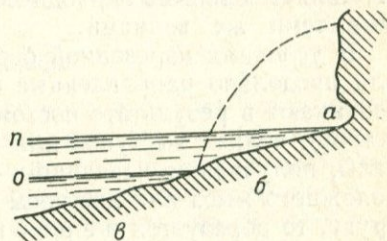


Рис. 49. Образование берегового уступа
a — волноприбойный желоб; *б* — волноприбойная терраса на уровне прилива (*п*);
о — та же терраса на уровне отлива (*о*)

Морские волны не только разрушают берега и переносят в глубь моря обломочный материал, но и выносят на волноприбойные террасы и отлагают там значительные массы рыхлого материала, а также намывают вблизи берегов скопления в виде кос, пересыпей, стрелок и баров. Накопление осадков в пределах волноприбойных террас вызвано тем, что движение волн на поверхности террасы под влиянием трения замедляется, а затем и приостанавливается; при обратном движении благодаря малым уклонам сток не получает надлежащей силы, и поэтому часть принесенного волнами рыхлого материала оседает.

Полоса наносов в зоне прибоя называется пляжем. Его ширина определяется шириной волноприбойной террасы. В зависимости от состава наносов пляж бывает песчаным, галечниковым, ракушечным (т. е. может состоять из скопления известковых раковин морских животных). В пределах пляжа, в зависимости от характера и силы волн (прибойных, штормовых, приливно-отливных), образуются еще береговые валы, высота которых нередко достигает 3—5 м. Эти валы располагаются вдоль берега в определенном порядке: вблизи уреза воды — прибойный вал, далее от него, в сторону коренного берега, — соответственно штормовой и приливно-отливный валы (последний — в случае если сила приливов и отливов превышает силу двух остальных типов волн).

Вдоль пологих побережий, в мелководной части моря с незначительным уклоном дна, при действии волн, направленных перпендикулярно к берегу, образуются песчаные подводные валы, которые протягиваются параллельно берегу на некотором расстоянии от него. Валы по мере роста могут превзойти уровень моря. Такие валы получили название *баров*. Протяженность баров достигает многих десятков и сотен километров (в Мексиканском заливе имеется бар в 1800 км длины), а ширина — многих тысяч метров. Образование бара приводит нередко к отчленению больших участков прибрежной мелководной части моря от основного морского бассейна. Так образуются *лагуны*. Связь лагуны с морем осуществляется обычно периодически, через каналы в баре, прорезаемые теми же волнами.

В условиях изрезанной береговой линии, где действуют косо или продольно направленные по отношению к берегу волны (они возникают в результате постоянно дующих в таком направлении ветров), вблизи выступов или мысов намываются узкие песчаные валы, получившие название *кос*. Если коса достигает противоположного мыса или две косы идут с двух сторон, навстречу друг другу, то образуется *пересыпь*, а бухта превращается в лагуну или озеро. Косы большой протяженности — в десятки и даже сотни километров — получили название *стрелок* (например, Арабатская стрелка в восточной части Азовского моря, где она отделяет от него очень извилистую Сивашскую лагуну; длина ее составляет 220 км).

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Рыхлые продукты, поступающие в море в результате разрушения берегов или принесенные речными водами, подвергаются сортировке волнами и отлагаются на дне в определенной последовательности. При этом более крупнообломочный материал как более тяжелый отлагается вблизи берега, а более мелкообломочный и тонкозернистый материал как более легкий — соответственно на больших глубинах (рис. 50).

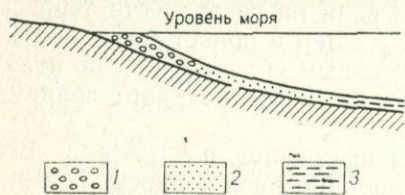


Рис. 50. Схема накопления осадков в море
1 — галька; 2 — песок; 3 — ил

Обломочный материал вблизи береговой линии морскими волнами шлифуется, перетирается, измельчается. Более тонкозернистый материал вследствие воздействия на него волн находится во взвешенном состоянии и постепенно удаляется в глубь моря на материковый склон, где отлагается в виде очень водянистого илистого осадка. Под влиянием волновых движений, порождаемых сильнейшими штормами или цунами (они ощущаются до глубины 600 м и более), ил может подвергаться встряхиванию, отчего легко

превращается в разжиженную, очень подвижную массу. Эта масса в виде мутьевых потоков, не смешивающихся с морской водой, перемещается по склонам иногда на значительные расстояния. Таким образом, и на значительных глубинах (за пределами шельфа) возможно перемещение донных осадков.

Все осадки, образованные в результате разрушения суши, а затем вынесенные и отложенные в море, называются **т е р р и г е н н ы м и о с а д к а м и ***.

Кроме терригенного материала, в состав морских отложений входит нередко обломочный материал вулканического происхождения и часто — в значительном количестве — материал собственно морского происхождения (органический и химический) **.

Осадки шельфа

В пределах шельфа, куда вначале поступает весь терригенный материал, отлагаются более крупные или грубые его частицы: галька, гравий — в зоне проливов и отливов, а разнообразные песчаные обломки — от крупнозернистых до мелкозернистых — последовательно на всей остальной площади шельфа. В более глубоководной части шельфа, где морские волнения ощущаются слабо, могут накапливаться тонкозернистые (алевритовые) и глинистые (пелитовые) осадки. Но далеко не всегда на шельфе выдерживается такой порядок накопления терригенных осадков. Если разрушаемый берег сложен не из твердых, а из рыхлых пород (песчаных или глинистых), то соответствующие осадки начнут отлагаться непосредственно в прибрежной зоне. Под влиянием прибрежных течений грубообломочный материал, отлагаемый в береговой зоне, может быть перенесен и отложен в разных частях шельфа и даже за пределами его. Обломочные осадки шельфа в общем хорошо окатаны.

Очень важной составной, а нередко основной или преобладающей частью шельфовых осадков являются осадки, образованные в результате жизнедеятельности организмов (скопление известковых или кремнистых скелетных остатков). При длительном процессе накопления таких остатков, продолжающемся многие миллионы лет, в условиях медленного прогибания дна происходит накопление, как это показывает изучение толщ земной коры, нередко многосотметровых толщ карбонатных, реже кремнистых органогенных осадков.

В зависимости от конкретных физико-химических и других условий в тех или иных частях шельфа происходит развитие лишь определенной группы организмов. Поэтому в формировании органогенных толщ в каждом отдельном случае участвуют также опре-

* Название происходит от латинских слов «терра» — земля и «генус» — род.

** Поскольку состав и основные особенности морских осадков преимущественно определяются глубиной моря, то рассматривать их в дальнейшем будем применительно к основным элементам рельефа морского дна.

деленные группы организмов. Образуются, например, известняки, сложенные преимущественно из трубок колониальных кораллов, — коралловые известняки, раковинные известняки — из раковин моллюсков, спонгилиты — из кремнистых скелетных элементов губок (по-гречески губка — спонгия) и т. п.

В области шельфа, в более глубоководной его части, в результате подводного разложения алюмосиликатных минералов, входящих в состав обломков, принесенных с суши, появляется своеобразный морской минерал — глауконит (в виде мелких зерен темно-зеленого цвета). При большом скоплении этих зерен в смеси с обломочным материалом образуются глаукобитовые пески или глины.

В области шельфа нередко происходит накопление хемогенных осадков, образовавшихся из коллоидных растворов, принесенных речными водами, — гидроокислов и окислов алюминия, железа, марганца. Обычно они выпадают в виде оолитов — мелких шаровидных тел размером от макового зерна до горошины. Образование оолитов вызвано осаждением вещества по поверхности какой-то песчинки или другого мельчайшего тела, находящегося в воде во взвешенном состоянии. При достижении определенного размера и веса оолит погружается на дно. Оолитовое строение имеют морские железные руды (в основном бурые железняки), марганцевые руды, бокситы. К морским хемогенным осадкам относятся также фосфориты, имеющие часто форму конкреций иногда крупных размеров — с куриное яйцо и более.

В теплых мелководных морях, где обитает много известковидных организмов, вследствие растворения их скелетных частей, воды насыщаются карбонатом кальция, который также может выпасть в виде оолитов. Так образуются оолитовые известняки. Кроме того, в шельфе теплых морей нередко образуются мелкокристаллические порошкообразные карбонатные осадки.

Осадки материкового склона

Весь пылеватый и глинистый материал, который выносятся из зоны шельфа, оседает в области материкового склона. Поэтому терригенные осадки в нем представлены илами, но встречается и песчаный материал. Помимо терригенного материала, основного для этой области, оседают и органогенные осадки, которые образуются в результате накопления карбонатных или кремнистых скелетов погибших планктонных пелагических организмов. Донные организмы в этой зоне представлены слабо, поэтому существенного значения в процессе образования осадков не имеют.

В пределах материкового склона современных морей и океанов выделяют несколько разновидностей терригенных илов, в основном различающихся по цвету: синий, красный, зеленый.

Синий ил широко развит в пределах материкового склона, распространяясь даже и на океаническое ложе (до 5000 м). В со-

став его, кроме тончайших частиц терригенного происхождения, входит в качестве примеси карбонат кальция (иногда 30—50%), образовавшийся в результате накопления скорлупок планктонных организмов. В синем илу встречаются также мелкие включения сернистого железа (FeS). Синий ил возникает в условиях восстановительной среды (при недостатке кислорода); образующиеся здесь соединения придают ему синюю, синеваато-черную или серую окраску.

Красный ил отличается меньшим площадным распространением. По составу он близок к синему илу. Образуется в тропических морях, куда с суши сносятся красноцветные продукты выветривания (латериты). Цвет обусловлен наличием в его составе большого количества окисных соединений железа (красный, бурый, желтый).

Зеленый ил наблюдается только в верхней части материкового склона, вблизи шельфа, и его цвет обусловлен присутствием зерен глауконита (образование глауконита вообще характерно для переходной зоны от шельфа к материковому склону). В остальном зеленый ил близок по составу к остальным типам илов. При значительном скоплении зерен глауконита образуется глауконитовый песок.

Нередко на довольно больших пространствах материкового склона откладываются почти чистые органогенные илы (образованные из раковин планктонных микроскопических организмов — глобигерин, диатомей и др.). Может также встречаться вулканический ил, образующийся из вулканического пепла, осевшего на поверхность воды. Такой же пепел может оседать и в пределах шельфа, но здесь, вследствие значительного накопления терригенного материала, он теряется в общей массе осадка.

Новейшие исследования материкового склона показали, что образующиеся там осадки не являются абсолютно неподвижными. Из-за существующих здесь неровностей рельефа и связанных с ними уклонов дна илистые осадки могут оползать. В результате этого часть осадочной толщи перемещается из более высоких участков в более пониженные; при этом возвышенные участки дна могут вообще быть лишены покрова осадков. Кроме того, здесь могут проявляться мутьевые потоки, о которых говорилось ранее.

Перемещение осадков в пределах материкового склона может происходить и в результате их выноса подводными глубинными течениями.

Осадки ложа Мирового океана

В этой области морей и океанов терригенный материал, за редким исключением, не отлагается, так как сгружается на более повышенных участках морского дна. Здесь отлагаются преимущественно органогенные илы; из неорганических осадков отмечается только так называемая красная глубоководная глина. Мощность

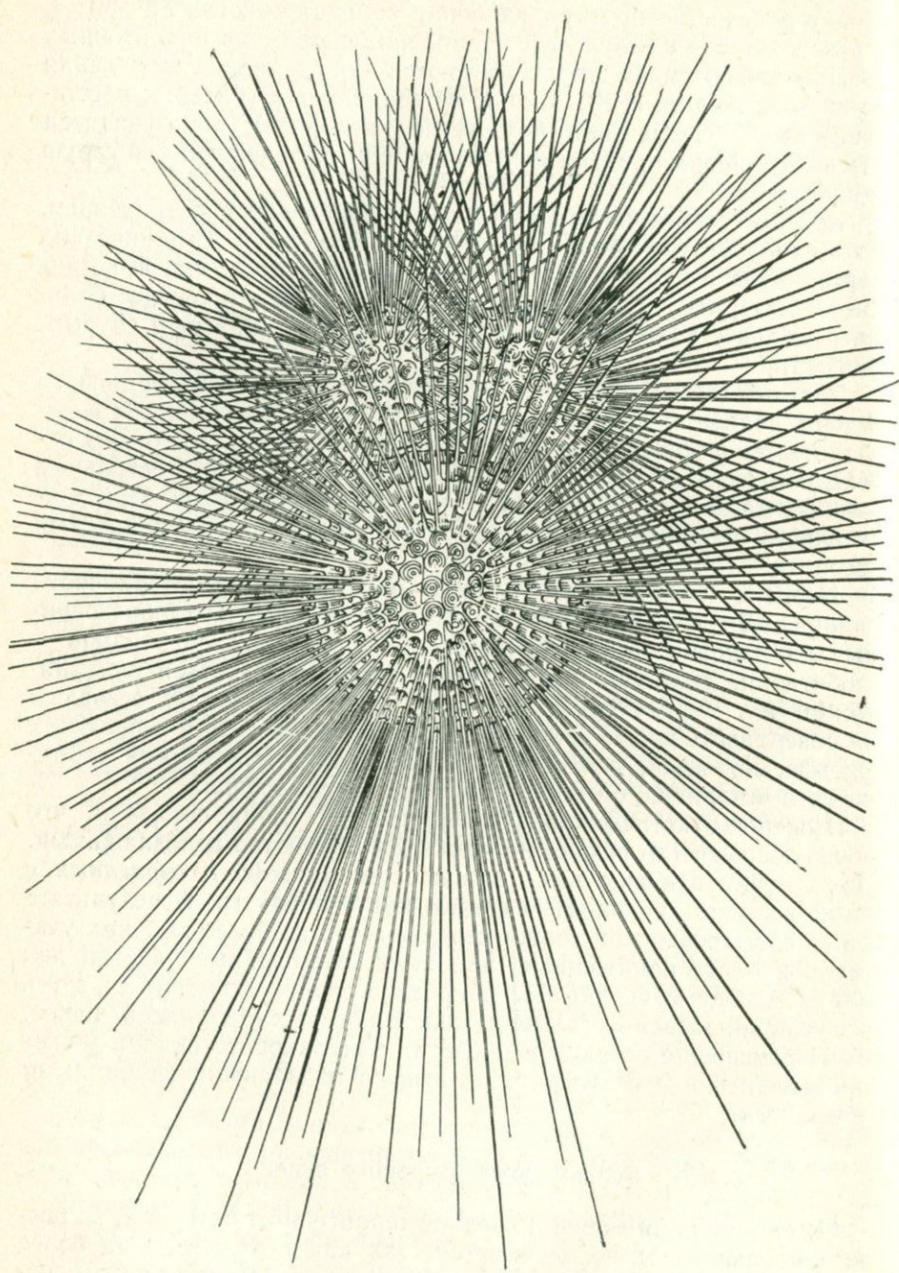


Рис. 51. Скорлупка глобигерины (сильно увеличено)

глубоководных осадков ничтожно мала — порядка нескольких десятков сантиметров (ввиду крайне медленного их накопления).

Органогенные илы образуются из скорлупок планктонных организмов, обитающих в пелагической области. В зависимости от того, какие группы животных являются основными пороодообразователями, выделяют следующие разновидности глубоководных органогенных илов: глобигериновый, диатомовый, радиоляриевый.

Глобигериновый ил — это карбонатный ил, образованный преимущественно из известковых скорлупок микроскопических одно-

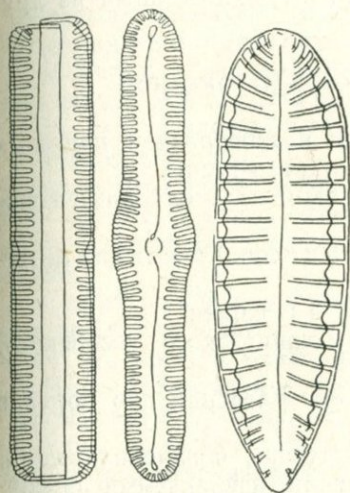


Рис. 52. Скорлупки диатомей (сильно увеличено)

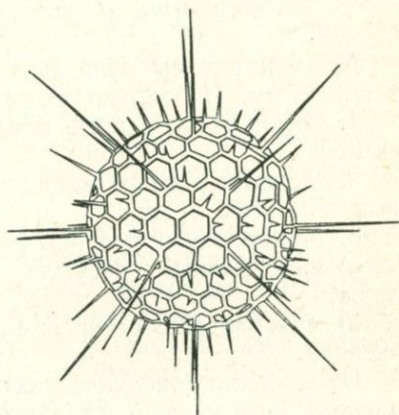


Рис. 53. Скорлупка радиолярии (сильно увеличено)

клеточных организмов из подкласса фораминифер — глобигерин (рис. 51). Этот ил весьма широко развит в тропических и умеренных морях и прослеживается до глубины 4000, реже 6000 м. Для больших глубин глобигериновый ил не характерен, так как скорлупки глобигерин на таких глубинах под воздействием большого давления полностью растворяются.

Диатомовый ил образован кремнистыми скорлупками микроскопических одноклеточных водорослей — диатомей (рис. 52). Диатомей населяют холодные воды, поэтому диатомовый ил характерен для полярных областей. Встречается на глубинах до 4000 м.

Радиоляриевый ил состоит из кремнистых скорлупок микроскопических одноклеточных животных организмов из подкласса радиолярий (рис. 53). Их скелеты меньше растворяются в глубоководных слоях воды, и поэтому такой ил встречается на глубинах до 8000 м. Радиоляриевый ил развит в теплых морях.

Красная глубоководная глина — илистый осадок, широко распространенный в отдаленных от берегов частях Мирового оке-

ана, на глубинах 3500—8000 м, где органические илы накапливаются слабо. Исходный материал для образования этих глин довольно разнообразный.

В состав красной глубоководной глины входят нерастворимые на больших глубинах остатки планктонных организмов, зубы акул и слуховые косточки китов, метеоритная пыль, продукты вулканических извержений (преимущественно вулканический пепел), осевшая на водной поверхности океана золотая пыль, рыхлые продукты, разнесенные по поверхности океана айсбергами, а также (отчасти) мелкий терригенный материал, принесенный из других областей морскими течениями.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Моря и океаны обладают большим разнообразием полезных ископаемых. Их можно разделить на три группы.

1. Соли, растворенные в воде (морская вода как химическое сырье).

2. Морская вода (ее можно опреснять и использовать для питьевых и других нужд).

3. Минеральные ресурсы дна морей и океанов:

а) минеральные ресурсы недр океанического (морского) ложа,

б) минеральные ресурсы осадков, выстилающих дно морей и океанов.

Из морских (океанических) вод получают поваренную соль, магний, бром и др. Металлический магний, извлекаемый из морской воды, составляет свыше 60% всей его мировой добычи, а бром даже около 70%. Получение других химических элементов из морских (океанических) вод (они содержат почти все химические элементы и их изотопы, известные на Земле) пока экономически невыгодно, но в перспективе возможно получение таких элементов, как уран, золото, медь.

Заслуживает внимания получение ряда элементов из морских вод биологическим путем. Некоторые морские растения накапливают в своем теле определенные элементы в количестве, которое в десятки и сотни тысяч раз превышает их содержание в морской воде. Например, в золе морской водоросли ламинарии содержится 0,5 % иода (в морской воде—0,000005 %). Поэтому ламинарии имеют промышленное значение.

Опреснение морских вод осуществляется во многих странах несмотря на высокую его стоимость. В последние годы для опреснения морских вод стали использовать энергию атомных реакторов. С помощью такого реактора в г. Шевченко на Каспийском море получают в сутки около 200 тыс. тонн пресной воды.

Параллельно с получением опресненной воды из рассолов извлекается поваренная соль, магний, бром, бор и др., что удешевляет стоимость пресной воды.

Как и на суше, минеральные богатства океанических (морских) недр теснейшим образом связаны с их геологическим строением.

В зоне шельфа и материкового склона прослеживаются подводные продолжения материковых структур, поэтому в них возможно обнаружить те же минеральные богатства, что и на материках, но в этих зонах моря они скрыты под толщей океанических вод (на глубину до 2—3 км).

Иначе обстоит дело в недрах, располагающихся в пределах океанического ложа, так как здесь отсутствует гранитный слой земной коры, а в нем-то на материках ищут и добывают разнообразные полезные ископаемые. Отметим, что минеральные богатства недр океанического ложа еще почти не изучены.

В толщах пород, слагающих подводные продолжения материковых структур в морях и океанах, обнаружены нефть, горючий газ, уголь, сера, железная руда, некоторые цветные металлы и другие полезные ископаемые. В настоящее время добыча нефти и газа в акваториях морей ведется не менее чем 20 странами и в целом она составляет около одной пятой всей нефтедобычи. Другие полезные ископаемые в недрах морского дна разрабатываются еще слабо.

С прибрежной зоной морей и океанов связан еще один комплекс полезных ископаемых—россыпные месторождения ильменита, циркона, монацита, алмазов, золота и других полезных ископаемых.

Ильменит-циркон-монацитовые россыпи служат сырьем на редкие элементы. Они широко известны на акваториях всех океанов, особенно по берегам Индии, Австралии, Флориды, Бразилии, где они и разрабатываются во многих местах.

В морских россыпях встречается янтарь, особенно по берегам Балтийского моря (в пределах Калининградской области россыпи разрабатываются).

Наконец, отметим минеральные богатства осадков океанического ложа. Здесь представлены разнообразные органические илы, содержащие железо-марганцевые и фосфоритовые конкреции. Основное их распространение связано с глубинами порядка 4—5 км.

С железо-марганцевыми конкрециями связаны не только огромные запасы железа и марганца, но и ряд редких и цветных металлов (кобальт, никель, медь, цирконий, молибден и др.), которые могут представлять еще больший интерес, чем железо и марганец.

Глава 13

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛАГУН, ОЗЕР И БОЛОТ

Среди экзогенных факторов, влияющих на изменение и преобразование земной коры, немалая роль принадлежит лагунам, озерам и болотам.

ЛАГУНЫ

Лагуны, как известно, представляют собой мелководные участки, отделенные от моря барами, косами или пересыпями (рис. 54). В результате обособления лагун от моря в них возникает своеобразный гидрохимический режим, вызывающий обеднение видового состава их обитателей и накопление особого типа осадков.

Лагуны бывают двух типов — осолоненные и опресненные. Лагуны первого типа образуются в условиях сухого и жаркого климата, который вызывает усиленное испарение и увеличение концентрации солей в воде. Лагуны второго типа возникают в умеренном влажном климате, где происходит значительное опреснение лагунных вод в связи с притоком речных вод.

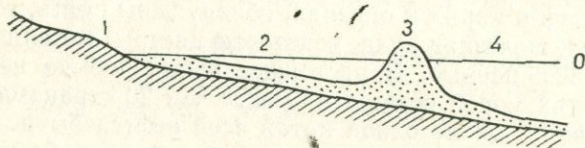


Рис. 54. Образование лагуны

1 — берег моря; 2 — лагуна; 3 — бар (коса); 4 — открытое море; 0 — уровень воды

К числу современных осолоненных лагун относятся Сивашское озеро, отделенное от Азовского моря Арабатской стрелкой, и залив Кара-Богаз-Гол, расположенный у восточного побережья Каспийского моря. К современным опресненным лагунам принадлежит ряд заливов Балтийского моря.

Сиваш, или «Гнилое море», находится в степной, засушливой части юга Украины. Здесь в летнее время в многочисленных мелководных заливах, полностью высыхающих, оседает пленка самосадочной соли (NaCl). В специально отгороженных от основного озера заливах в течение лета получают несколько садок соли.

В заливе Кара-Богаз-Гол концентрация солей достигает 18—20% (в Каспийском море 1,4%). Здесь выпадает сернокислый натрий — мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), причем садка соли происходит в зимнее время, так как эта соль слабо растворима лишь при низких температурах. Свежий приток вод Каспия поступает в залив через неширокий пролив в песчаном баре, отделяющем Кара-Богаз-Гол от моря. Осажденные на дне залива хлопья соли во время зимних штормов выбрасываются на берег, где слагают целые валы: они-то и являются объектом добычи. Не собранная на берегу соль во время летних штормов растворяется волнами и уносится назад в залив.

В последние десятилетия, в связи с заметным снижением уровня воды в Каспийском море, поступление воды в залив сократилось. Приходится принимать меры к сохранению нормального гидрохимического режима этой природной фабрики химического сырья.

В отличие от органического мира морей с нормальной соленостью воды органический мир в лагунах (опресненных и осолонен-

ных) менее разнообразен, ограничен небольшим числом видов, которые, однако, ввиду хорошей их приспособленности к ненормальной солености получают исключительное развитие (в количественном отношении). В лагунах преимущественно обитают микроорганизмы. Из их остатков образуется значительное количество органического вещества. Современные лагуны занимают сравнительно небольшие площади.

ОЗЕРА

Озера — это углубления или впадины на поверхности суши, заполненные водой и не имеющие связи с морем. По своему происхождению озерные впадины подразделяются на эндогенные и экзогенные. Существуют также впадины смешанного происхождения.

Эндогенные озера образуются во впадинах тектонического происхождения — в грабенах и прогибах, а также в вулканических кратерах и др. Примерами таких озер являются Байкал, Балхаш, Севан, озера в полосе Восточно-Африканских грабенов и многие другие.

Экзогенные озера возникают во впадинах экзогенного происхождения и подразделяются на плотинные, ледниковые, водно-эрозионные и водно-аккумулятивные, карстовые, золовые и др.

Плотинные озера довольно часто образуются в горных районах, где в результате обвалов перегораживаются русла рек. Примером такого крупного обвала является обвал, происшедший в долине р. Зеравшан в апреле 1964 г.

Озера смешанного происхождения образованы благодаря одновременному воздействию эндогенных и экзогенных процессов. Например, Ладожское и Онежское озера приурочены к тектоническим депрессиям, переработанным позднее ледниковой экзарацией.

Некоторые озера являются остатками былых обширных морских бассейнов; к ним принадлежат наиболее крупные современные озера Каспийское, Аральское, которые, ввиду их значительных размеров, названы морями.

Озера различаются не только по происхождению, но и по размерам, глубине (см. табл. 5), гидрологическому режиму, солености воды. Озера могут быть расположены на различных высотах; например, озеро Кукунор в Азии находится на высоте 3205 м над уровнем моря, Каспийское море — на 28 м ниже уровня моря.

По гидрологическому режиму озера бывают сточные и бессточные. Приток воды в бессточных озерах расходуется только на испарение (Каспийское, Аральское и др.).

В зависимости от состава вод, поступающих в озера, климата, гидрологического режима озера могут быть пресными и солеными. Соленые озера по составу растворенных в воде солей подразделяются на хлоридные (Эльтон, Баскунчак и др.), сульфатные и содовые (некоторые озера Кулундинской степи).

Размеры и глубина некоторых озер

Название озера	Площадь, тыс. км ²	Наибольшая глубина, м
Каспийское (море)	395	980
Верхнее (США)	82,4	393
Виктория (Африка)	69,4	80
Аральское (море)	65,5	68
Байкал	30,5	1741
Ладожское	17,7	225

Геологическая деятельность озер, как и морей, выражается в разрушении берегов и накоплении осадков. Деятельность больших озер в общем аналогична деятельности морей. В озерах, небольших по размеру, в зависимости от их местоположения, климата и других факторов, геологическая деятельность приобретает ряд характерных черт.

Отложения озер подразделяются на обломочные, хемогенные и органогенные. В озерах, расположенных в полосе умеренного климата, преобладают обломочные отложения — пески, илы. В зонах с теплым климатом в образовании озерных осадков принимают участие также известковыделяющие организмы — беспозвоночные, водоросли. Поэтому здесь образуются и карбонатные осадки — мергель, карбонатные илы. В мелких озерах, особенно равнинных областей, в большом количестве отлагаются илы, богатые органическим веществом, образовавшимся из планктона. Так получается сапропель (гнилостный ил). В случае значительного привноса реками гидроокислов железа в озера, при содействии железобактерий, образуются скопления железных руд (нередко промышленного значения). В соленых озерах, расположенных в зоне сухого и жаркого климата, осаждаются соли (озера Прикаспийской низменности, Западного Казахстана и др.).

БОЛОТА

Болота — участки суши с избыточной влажностью, покрытые своеобразной растительностью. Скопление неразложившихся остатков этих растений приводит обычно к накоплению торфа.

Возникновению болот благоприятствует высокое стояние грунтовых вод и выход их на поверхность. Очень часто болота образуются на месте озер, заполненных осадками и заросших растительностью. Зарастание усыхающего озера и превращение его в болото идет от берега к центральной части (рис. 55). Характерной болотной растительностью являются осока, тростник, камыш, мох, а также некоторые древесные растения.

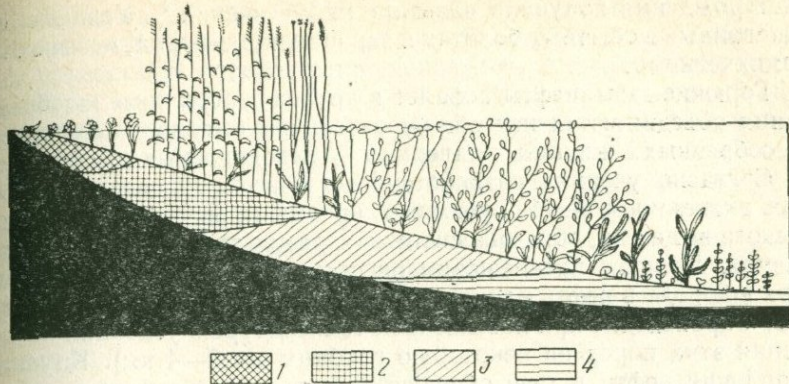


Рис. 55. Схема зарастания озера донной растительностью

1 — осоковый торф; 2 — тростниковый и камышовый торф; 3 — сапропелевый торф; 4 — сапропелит

В тропических областях обширные болота возникают в приморских низинах, в зоне приливов и отливов. В этих болотах селятся своеобразные древовидные растения с воздушными корнями — мангры, создающие так называемые мангровые леса. Скопления остатков погибших растений часто достигают значительной мощности и дают начало углям. В болотах нередко образуются скопления болотных руд, не достигающих, впрочем, значительных масштабов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ И СОЛЕЙ

Изучение морей, озер, болот и лагун дает возможность выяснить условия образования большинства горючих ископаемых и солей.

Ископаемые угли образовались из растительного вещества, накопившегося преимущественно в болотах. На первых стадиях преобразования растительного вещества получается торф, который в дальнейшем переходит в бурый уголь. Растительные остатки превращаются в торф на суше (в болотах) в течение десятков, сотен и тысяч лет. Преобразование же торфа в бурый уголь происходит уже в иных условиях — в условиях погребения его под толщами других пород — и продолжается миллионы лет. Дальнейшее превращение бурого угля в каменный и антрацит связано уже с воздействием высоких температур и давления.

Ископаемые угли во многих случаях образовались в обширных приморских болотах тропической или субтропической полосы, в условиях частых погружений и поднятий прибрежных и мелководных частей дна древних морей. Поэтому пласты углей или угленосные толщи многих месторождений часто переслаиваются с типично морскими отложениями, в том числе с известняками; такие

месторождения получили название паралических *. Угли же, образованные в обычных болотах и зарастающих озерах, называются лимническими.

Горючие газы, нефть, асфальт и другие родственные им образования объединяются под общим названием битумов и состоят из газообразных, жидких и твердых углеводородных соединений.

Согласно учению, разработанному известным советским ученым академиком И. М. Губкиным, битумы произошли из органического вещества, образовавшегося в результате отмирания организмов. Процесс превращения рассеянного органического вещества в породах в нефть или другие битумы является очень длительным и происходит при повышенной температуре в условиях погружения этих пород на некоторую глубину (до 2—4 км). Крупные скопления нефти и газа образуются только в результате миграции (перемещения) и накопления нефти и газа в пористых породах, которые являются их вместилищами (коллекторами). Поэтому различают нефтематеринские (нефтепроизводящие) и нефтеносные толщи.

Нефтематеринские толщи образуются в лагунах, в мелководных частях морей и в крупных внутриматериковых водоемах в условиях обильного развития органического мира и накопления пелитового или илистого осадка.

На основе органической гипотезы образования нефти установлены многие закономерности ее нахождения в недрах и успешно применяются различные методы поисков.

Ряд исследователей развивают гипотезу неорганического (абиогенного) происхождения нефти. Подтверждение своих взглядов они видят в таких фактах, как нахождение признаков нефти или присутствия углеводородных газов с запахом нефти в кристаллических породах, в жерлах потухших вулканов. Сторонники этой гипотезы полагают, что углеводородные соединения, образующие нефть, выделяются из магмы по глубинным разломам в результате дифференциации вещества глубинных зон Земли. Некоторые ученые допускают образование нефти как органическим, так и неорганическим путем.

Осолоненные лагуны и озера являются областями накопления различных солей — гипса, ангидрита, галита, калийных и магниевых солей. В результате усиленного испарения воды в лагунах (а также в озерах) в них увеличивается концентрация солей. Когда концентрация солей достигнет определенной величины, из воды начинают выпадать в той или иной последовательности содержащиеся в ней соли. Обычно первыми выпадают наиболее труднорастворимые сернокислые соли — гипс и ангидрит, затем каменная соль и сульфаты кальция и магния. Когда вода в лагуне достигнет консистенции густого рассола, происходит осаждение легкорастворимых солей — хлоридов калия и магния.

* От греческого слова «паралиос» — приморский.

В процессе накопления соленосных толщ испаряется огромное количество воды. Подсчитано, что из метрового слоя морской воды нормальной солености при полном ее испарении может образоваться слой соли мощностью 14 мм. Некоторые залежи солей достигают мощности в сотни метров, например, Артемовское в Донецком бассейне около 500 м, а из зарубежных Стассфуртское 900 м и Величковское 1400 м. Накоплению соленосных толщ благоприятствовали не только физико-географические условия, особенно теплый, сухой климат, но и медленные, длительное время продолжавшиеся погружения участков земной коры.

Глава 14

ПОНЯТИЕ О ДИАГЕНЕЗЕ ОСАДКОВ

Осадки после их образования подвергаются в дальнейшем целому ряду превращений, в результате которых из них формируются горные породы. Процесс перехода осадка в горную породу получил название *диагенеза**. Нередко осадок и образующаяся из него горная порода совсем не сходны. Так, илстые осадки, образующиеся в море, в своем первоначальном виде представляют студенистую, сильно обводненную массу, в которой воды больше, чем минерального вещества.

Изменение осадка начинается еще в процессе его накопления. В зависимости от обстановки, существующей на морском дне, в формирующемся осадке образуются железо-марганцевые конкреции, глауконит и другие новообразования. Бактерии в процессе своей жизнедеятельности разлагают или преобразуют органическое вещество, содержащееся в осадке; это благоприятствует его дальнейшему изменению. При диагенезе широко отмечается превращение одних минералов осадка в другие (например, окисные соединения переходят в закисные или наоборот, так как все зависит от характера среды).

По мере изменения осадка он может подвергаться обезвоживанию, перекристаллизации и цементации.

Обезвоживание осадка, или потеря им воды, происходит под давлением вышележащих толщ.

Перекристаллизация наиболее активно проявляется в тонкозернистых (глинистых, карбонатных, солевых и некоторых других) осадках, более или менее однородных по составу компонентов и состоящих из легкорастворимых минеральных образований.

Цементация происходит в результате выпадения в осадок различных соединений (кремнезема, карбонатов, окислов же-

* От греческого слова «диагенезис» — перерождение.

леза и др.) и заполнения ими пор и трещин и скрепления частиц осадка.

Цементация и перекристаллизация ведут к значительному уплотнению осадков.

В результате диагенеза содержащееся в осадке органическое вещество часто преобразуется в нефть, торф или бурый уголь. Превращение осадка в горную породу — очень длительный процесс, который может продолжаться сотни тысяч и даже миллионы лет. Горные породы могут и в дальнейшем подвергаться изменениям. Так, например, рыхлые горные породы при выпадении солей из протекающих по порам подземных вод переходят в плотные породы. По той же причине в порах и пустотах рыхлых и плотных горных пород могут возникнуть разнообразные конкреции и другие образования.

Глава 15

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Магматизм — это явления, которые связаны с движением из глубоких недр расплавленного, огненно-жидкого вещества — магмы, внедрением ее в толщу земной коры или излиянием на поверхность.

В зависимости от того, как проявляется процесс магматизма — происходит ли внедрение магмы и ее застывание на глубине или же она изливается на поверхность, — различают два типа этого процесса: 1) глубинный (интрузивный) магматизм и 2) поверхностный (эффузивный) магматизм. Второй тип магматизма, при котором на поверхности образуются своеобразные продукты извержения и возникают новые формы рельефа, носит еще название вулканизма. Таким образом, вулканизм — это частный случай более широкого процесса — магматизма.

ГЛУБИННЫЙ, ИЛИ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магма, ее состав и происхождение

Магма — огненно-жидкая масса сложного силикатного состава. Главным компонентом магмы является окись кремния (SiO_2), содержание которой в ней колеблется от 40 до 75%. Остальное приходится на окислы алюминия, железа, магния, кальция, натрия и других элементов. Часть вещества магмы находится в газообразном состоянии, в том числе и многие соединения металлов.

В вопросе об условиях и причинах образования магмы еще не достигнуто достаточной ясности. Магма периодически возникает в виде отдельных очагов в верхних частях подкоревой оболочки (мантии) или в основании земной коры, где слагающее их вещество под влиянием высокого давления, несмотря на повышенную температуру, находится в твердом состоянии. Возникновение маг-

магматических очагов, как полагают, обусловлено главным образом уменьшением давления в зонах глубоких разломов, вследствие чего вещество становится жидким и при воздействии на него тектонических сил внедряется в верхние слои земной коры. Впоследствии из такой магмы, которую можно назвать первичной, под влиянием дифференциации, ассимиляции и других процессов возникают вторичные магмы, из которых формируются различные магматические горные породы.

Первичная магма представляет собой выделившийся из вещества мантии или земной коры расплав, по составу близкий к основным или ультраосновным породам, из него образуются другие типы магм — кислая, средняя и т. д.

Магма, движущаяся из магматического очага в верхние, более низкотемпературные горизонты земной коры, в большинстве случаев не достигает дневной поверхности и застывает на глубине. Образующиеся при ее застывании интрузивные породы приобретают кристаллическое строение.

Все многообразие интрузивных пород, возникающих из первичной магмы, является результатом ее расщепления — дифференциации. Д и ф ф е р е н ц и а ц и я — очень сложный физико-химический процесс, который происходит в магме, когда она находится в расплавленном состоянии, а также и во время ее кристаллизации. Отметим два основных типа дифференциации магмы — магматическую и кристаллизационную.

Магматическая дифференциация выражается в том, что еще в жидком состоянии более тяжелые соединения опускаются, вызывая этим расслоение магмы. Однако наиболее существенные изменения в составе магмы происходят в процессе ее кристаллизационной дифференциации, когда в результате постепенного остывания магмы из нее выпадают минералы в виде кристаллов, которые распределяются по плотности. Кристаллизация магмы идет в определенной последовательности. Вначале выделяются кристаллы более высокотемпературных минералов (т. е. имеющих высокую температуру плавления). К ним относятся минералы, содержащие магний и железо: оливин, минералы из групп пироксенов и амфиболов и др. Затем кристаллизуются более низкотемпературные минералы, богатые кремнеземом, — полевые шпаты, кварц. В заключительные фазы кристаллизации магма в большей или меньшей степени обогащается низкотемпературными газовыми компонентами (в том числе и металлическими) и парами воды, становится очень подвижной и легко проникает по трещинам во вмещающие породы, образуя в них жильные тела. Это так называемая гидротермальная фаза кристаллизации, с которой связано образование различных рудных жил.

На состав образующихся из магмы изверженных пород большое влияние оказывает также процесс а с с и м и л я ц и и, т. е. расплавление и усвоение поднимающейся магмой части боковых пород.

Формы залегания магматических пород

В зависимости от условий остывания магмы в недрах земной коры возникают интрузивные тела двух типов, находящиеся в разных соотношениях с вмещающими толщами горных пород.

Первый тип интрузивных тел отличается резко неправильной и неопределенной формой. Их положение не зависит от характера залегания вмещающих пород, и по отношению к ним интрузивные тела залегают несогласно, т. е. пересекают границы вмещающих пород. К этому типу интрузивных тел принадлежат батолиты и штоки.

Б а т о л и т ы — очень крупные магматические тела неправильной формы, уходящие корнями в низы гранитного слоя земной коры (рис. 56). Они занимают территорию в сотни и тысячи квадратных километров. В процессе внедрения тела батолита в значительной мере происходит ассимиляция и расплавление вмещающих пород. **Ш т о к и** также являются телами неправильной формы, но значительно меньших размеров. Часто связаны с батолитами или представляют собой часть их (см. рис. 56). Штоки могут занимать территорию до 100 км². Батолиты и штоки образуются при застывании магмы кислого и среднего состава, которая характеризуется значительной вязкостью и малой подвижностью.

Второй тип интрузивных тел отличается обычно согласным залеганием с вмещающими породами: их границы не пересекают границ вмещающих пород. Образование интрузивных тел второго типа связано с раздвиганием пластов. В результате такого раздвигания образуются межпластовые тела — лакколлиты, лополиты и др. К этому же типу интрузивных тел относят силлы и условно — жильные тела, возникшие в результате заполнения трещин магмой.

Л а к к о л и т — тело караваяобразной формы с подводящим каналом снизу (рис. 57). В поперечнике лакколлит может достигать сотен и тысяч метров. В случае размыва вмещающих пород тело лакколита может выступить на поверхность (таковы, например, гора Аю-Даг в Крыму, гора Бештау близ Минеральных Вод и др.).

Л о п о л и т — тело чашеобразной формы, по размеру близкое к лакколиту (рис. 58).

Лакколлиты, лополиты и подобные им тела образуются при внедрении магмы кислого или среднего состава. Очень подвижная магма основного состава может проникнуть между пластами и образовать пластовые залежи, или **с и л л ы** (рис. 59).

Ж и л ь н ы е т е л а образуются в трещинах батолитов и подобных им тел, а также вмещающих пород (рис. 60). Жилы, имеющие вертикальное направление, называются **д а й к а м и**. Нередко они выступают на поверхность в виде массивных стен, поскольку окружающие их менее крепкие породы оказались размываемыми (рис. 61).

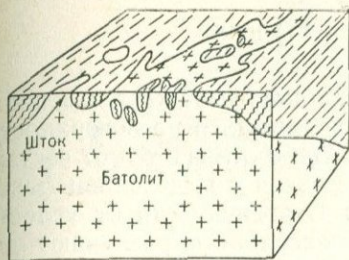


Рис. 56. Батолит и шток (блок-диаграмма)

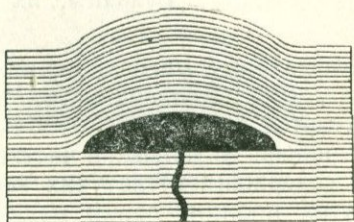


Рис. 57. Лакколит

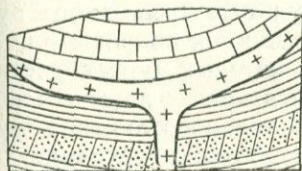


Рис. 58. Лополит

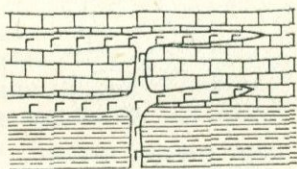


Рис. 59. Пластовые залежи (силлы)

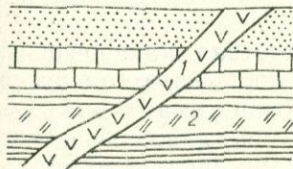


Рис. 60. Жилы: секущая (1); пластовая (2)



Рис. 61. Дайка

Вулканы, их типы и строение

Эффузивный магматизм, или вулканизм, выражается в излиянии магмы на поверхность. Магма, излившаяся на поверхность, называется лавой. Состав лавы заметно отличается от состава породившей ее магмы, в частности, в связи с выделением (меньшим содержанием) летучих веществ. В зависимости от условий и путей проникновения магмы на поверхность различают два типа вулканических извержений.

1. Трещинный тип. Излияние происходит по трещинам иногда большой протяженности. В настоящее время вулканизм этого типа в небольших масштабах проявляется только в Исландии, но в минувшие эпохи он был распространен на Земле довольно широко.

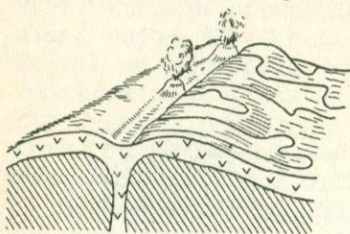


Рис. 62. Схема строения трещинного вулкана

В результате трещинного вулканизма образуются покровы (рис. 62), мощность которых может достигать многих десятков и даже сотен метров. Для трещинного типа вулканизма характерно излияние очень подвижной магмы основного состава.

2. Центральный тип. Извержение связано с определенным участком и происходит по сравнительно узкому каналу (диаметром в несколько метров, иногда — десятков метров и лишь в отдельных случаях — в несколько сотен метров). Этот тип вулканизма характеризуется широким распространением как в современную, так и в минувшие геологические эпохи.

Лавы, изливающиеся из центральных вулканов, образуют своеобразные формы — потоки (иногда во много сотен метров длиной) и купола. Состав лавы может быть кислым или основным, но преобладает первый.

Рассмотрим основные особенности строения вулканов центрального типа. Обычно это конусообразные горы, нередко в несколько тысяч метров высоты и диаметром основания до нескольких десятков километров. На вершине горы имеется воронкообразное углубление, называемое кратером. От дна кратера до магматического очага протягивается трубкообразный канал — жерло. Конусы большинства вулканов образованы из переслаивающихся потоков застывшей лавы и пластов из твердых обломков, выброшенных в процессе извержения. Вулканы такого строения известны под названием слоистых, или стратовулканов (рис. 63).

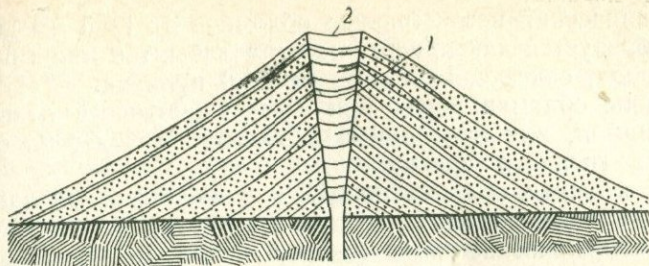


Рис. 63. Схема строения стратовулкана
1 — жерло; 2 — кратер

Продукты извержения вулканов

В результате вулканических извержений образуются жидкие, твердые и газообразные продукты.

Жидкие продукты. К ним относится лава — излившаяся на поверхность магма. В зависимости от содержания SiO_2 лава бывает вязкой, малоподвижной (кислая лава) и очень подвижной (основная лава). В первом случае она быстро остывает, образуя короткие потоки, или даже вообще не выходит из жерла, закупоривая его; во втором, застывая очень медленно, она может уходить из жерла на большие расстояния.

При остывании вязкой лавы, насыщенной газами, образуется легкая, обычно пористая порода — пемза.

Основная часть вулканических выбросов во многих случаях — это все же не лава, а твердые продукты, которые образуются в результате раздробления ранее остывшей лавы, слагающей конус и жерло, или же получаются при выбросе и падении мелких капелек и кусков распыленной и уже застывшей магмы.

Твердые продукты. В зависимости от размера обломков твердые продукты подразделяются на вулканический пепел, вулканический песок, ляпилли и вулканические бомбы.

Вулканический пепел образуется из мелких капелек застывшей лавы (размером до 1 мм). Это тонкая, обычно светло-серая, почти белая пыль, которая легко поднимается на большие высоты и разносится ветром на огромные расстояния, более чем на тысячи километров от места извержения. Так, пепел, выброшенный вулканом Везувий, нередко выпадал на территориях Испании, Северной Африки, Франции. Выпавший вулканический пепел напоминает снег. Иногда он выпадает в таком количестве, что погребает под собой целые города и деревни. При одновременном выпадении пепла и дождевых вод образуются мощные грязевые потоки. Под такими потоками пепловой грязи погибли в начале нашей эры (79 год) древнеримские города Помпея, Стабия и Геркуланум, которые были расположены у подножия вулкана Везувий.

Вулканический песок (размер обломков от 1—5 мм до горошины) образуется как при распылении лавы, так и при раздроблении пород, слагающих кратер (жерло) вулкана.

Большие обломки пород или куски застывшей лавы образуют ляпилли, или вулканические камешки (размер их от горошины до грецкого ореха).

Более крупные обломки породы или куски вязкой лавы, выброшенные при извержении и оплавленные горячими газами, образуют вулканические бомбы (размер от грецкого ореха до глыб весом в несколько тонн). Под влиянием оплавления и вращатель-

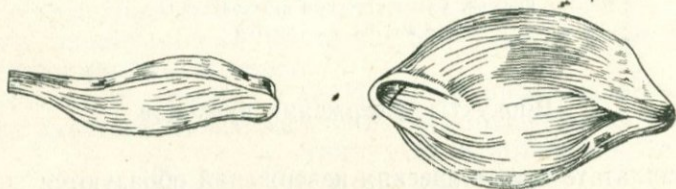


Рис. 64. Вулканические бомбы

ного движения бомбы приобретают в полете овально вытянутую, веретенообразную форму (рис. 64). На поверхности вулканических бомб обычно наблюдаются трещины (вследствие неравномерного охлаждения).

Все эти твердые продукты извержений, если они представлены в значительных скоплениях, уплотняются, спекаются и превращаются в твердую горную породу — вулканический туф. Если твердые продукты извержений оседают в море или образуются там в результате подводного вулканизма, то они вместе с материалом осадочного происхождения формируются в обломочную горную породу — т у ф ф и т. В туффитах осадочный и мелкий вулканический материал содержится примерно в равных количествах. При наличии в нормальной осадочной сцементированной породе примеси вулканических обломков, в зависимости от их размеров, образуются туфогенные песчаники, туфогенные конгломераты или туфогенные брекчии.

Газообразные продукты извержений преимущественно состоят из паров воды, а также из углекислого газа (CO_2), водорода (H_2), аммиака (NH_3), сероводорода (H_2S), хлора (Cl_2), хлористого водорода (HCl), метана (CH_4), азота (N_2), паров борного ангидрида (B_2O_3), сернистого газа (SO_2) и др. Их содержание и состав неодинаковы не только у разных вулканов, но и изменяются нередко у одного и того же вулкана в процессе его извержения.

Типы центральных вулканов

Центральные вулканы, в зависимости от характера извержения, подразделяются на несколько типов. Приводим описание наиболее характерных типов вулканов.

Гавайский тип. Характеризуется излиянием основной (базальтовой), очень подвижной лавы, бедной газами. Застывание лавы происходит очень медленно, без взрывов, поэтому рыхлые продукты обычно не образуются. При растекании лавы возникают покровы. Конус вулкана низкий, с очень пологими склонами. Кроме Гавайских островов, такие вулканы имеются на многих других островах Тихого океана и в Исландии.

Вулканы гавайского типа нередко называют щитовыми вулканами, так как по форме они напоминают очень плоский щит (падение крыльев не превышает 8°).

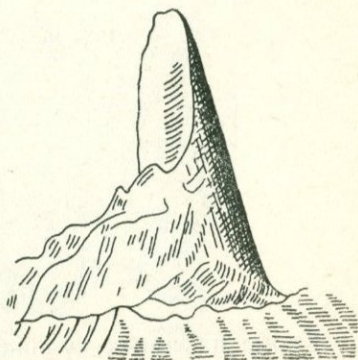
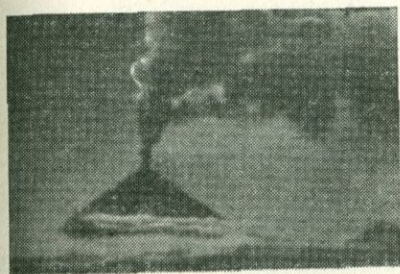


Рис. 65. Извержение вулкана

Рис. 66. Лавовый «обелиск» вулкана Мон-Пеле. Высота 124 м

Везувианский тип. Данный тип вулканов характеризуется вязкой магмой. Ее излиянию предшествует выделение газов что, приводит к образованию твердых продуктов извержения. Это — стратовулканы.

Лава, выходящая из кратера, застывает в виде коротких потоков. Название типа происходит от вулкана Везувия в Италии. Такого типа вулканы известны во многих местах, например Этна в Сицилии, Стромболи на Липарских островах (оба — в Средиземном море); в СССР к данному типу принадлежат многие вулканы Камчатки — Ключевский, Авачинский и другие (рис. 65).

Пелейский тип. Для вулканов этого типа характерна исключительно энергичная газово-взрывная деятельность. Извергаемая лава настолько вязкая, что она, по существу, не изливается, а выталкивается и поэтому застывает непосредственно в жерле. В большом количестве образуются твердые продукты извержения, особенно пепловый материал. В вулкане Мон-Пеле, по которому дано название типа, в 1902 г. из вытолкнутой из жерла магмы образовался лавовый обелиск высотой до 200 м, вскоре разрушенный (рис. 66). Вулкан Мон-Пеле находится на острове Мартиника,

входящем в состав Малых Антильских островов в Центральной Америке. Вулканы этого типа, ввиду большой вязкости магмы, нередко выделяют только газообразные и твердые продукты извержения.

Существует еще особый тип вулканов под названием *маары*. Они представляют собой блюдцеобразные впадины, ограниченные невысокими валами из вулканических обломков. Магма в них застывает глубоко в жерле. Маары — это газово-взрывные воронки, в которых периодически происходит сильный взрыв с выделением газа и выбросами обломков (рис. 67).

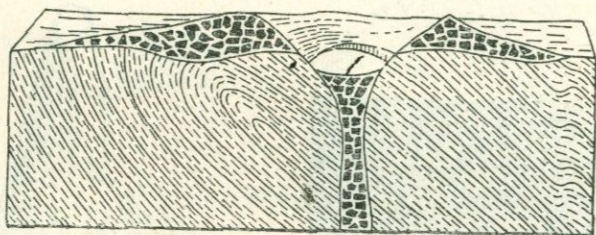


Рис. 67. Схема строения маара

Кроме наземных вулканов, существуют подводные вулканы, расположенные на дне океанов и морей. У некоторых подводных вулканов имеются настолько обширные и высокие конусы, что они выступают над уровнем моря, образуя острова. К числу таких вулканов относятся, в частности, действующие вулканы ряда островов Курильской гряды.

Помимо действующих вулканов, число которых достигает 540 (из них около 75 подводных), известны еще потухшие вулканы, деятельность которых полностью прекратилась. К потухшим вулканам на территории СССР принадлежат, например, вулканы Армении.

Поствулканические явления

Деятельность одного и того же вулкана центрального типа может возобновляться много раз. Перерывы между их деятельностью бывают кратковременными и длительными (десятки и сотни лет). В каждом цикле деятельности вулкана можно в общем выделить три фазы: начальную, главную и заключительную (поствулканическую).

Начальная фаза у многих вулканов выражается в выбросе газов и застывших в жерле масс, оставшихся от предыдущего цикла деятельности.

Главная фаза наступает после начальной, когда происходит излияние лавы и выброс твердых продуктов извержения.

Поствулканическая — заключительная фаза — деятельность вулкана сильно ослабевает. В поствулканическую фазу по открытым трещинам и каналам выделяются только газы и пары воды. Выходы газовых струй в кратере или на его склонах называются фумаролами. В высокотемпературных фумаролах (около 500°C) в виде сухих газов выделяются хлористый натрий, хлористый калий и др. Более низкотемпературные фумаролы (от 180 до 100°C), выделяющие сернистый газ, названы сольфатарами, а с температурой ниже 100°C и выделяющие углекислый газ — мофеттами.

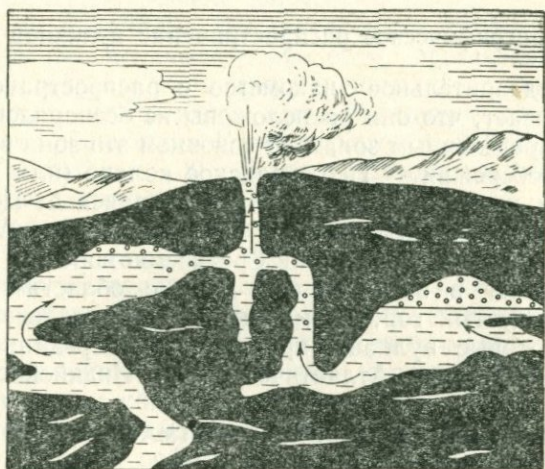


Рис. 68. Гейзер в разрезе (штрихами показана вода, кружками — газы)

Горячие газы, не содержащие паров воды, по мере охлаждения образуют на стенках кратеров или трещин налеты и корки солей или самородных элементов (нашатырь, галит, сера и др.). Такие образования получили название сублиматов, или продуктов возгонки. В кратере вулкана Этны таким путем образуются промышленные скопления (месторождения) серы, которые постоянно пополняются. Здесь они разрабатываются.

Выделение только паров воды и горячих вод приводит к образованию постоянно или периодически действующих источников. Источники, периодически выбрасывающие на поверхность горячую воду, получили название гейзеров. В гейзерах столб горячей воды, выбрасываемой из канала через определенные интервалы (от нескольких минут до нескольких часов), достигает иногда 50 м высоты (рис. 68).

Гейзеры имеются на Камчатке (в «Долине гейзеров» построена геотермическая электростанция), в Исландии и в Новой Зеландии; особенно их много в Йеллоустонском заповеднике в США.

Горячие воды источников содержат в растворенном виде различные соли, которые после выхода на поверхность выпадают, образуя туфы. С гейзерами обычно связано накопление кремнистых туфов — гейзеритов, иногда в значительном количестве.

С поствулканическими явлениями связано также возникновение грязевых вулканов. Если газы и горячие воды при движении вверх встречают рыхлые породы, то образуют с ними грязевую массу, которая, затем извергается наружу. При этом возникают небольшие грязевые конусы, напоминающие настоящие вулканы. Большое число грязевых вулканов имеется в нефтеносных районах.

Географическое распространение вулканов

Даже предварительное знакомство с распространением вулканов показывает, что они расположены не беспорядочно, а приурочены к определенным зонам. В основном это зона вдоль Тихоокеанского побережья — Тихоокеанское кольцо (или Тихоокеанский пояс) и широтная зона, протягивающаяся от Центральной Америки через Средиземное море в Центральную Америку, — Средиземноморское кольцо (или Средиземноморский пояс). Эти пояса совпадают в значительной мере с областями развития молодых складчатых гор, формирование которых еще не закончилось. Некоторые вулканы приурочены к срединно-океаническим хребтам Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

С интрузивным магматизмом связано образование разнообразных магматических пород, которые представляют интерес прежде всего как строительные материалы (наиболее ценные из них — облицовочные камни — лабрадорит, различные граниты). Однако рудные жилы, пронизывающие эти породы, особенно жилы кислых и средних пород, несут минерализацию свинца, цинка, меди, молибдена, олова, урана, золота, серебра, вольфрама и многих других металлов; для основных и ультраосновных интрузий более характерна минерализация железа, титана, никеля, платины, алмазов и некоторых других.

Породы, связанные с эффузивным магматизмом, также используются для строительных и других нужд — это в основном базальты, туфы, пемза и некоторые другие. С горячими парами и газами, выделяемыми при вулканических извержениях и особенно в поствулканическую фазу, связаны промышленные накопления серы, а также бора и ряда других ценных образований. Все больше и больше привлекают внимание вулканические горячие воды, используемые для сооружения геотермических электростанций и получения тепла.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ДИСЛОКАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проявление внутренних сил способствует перемещению отдельных частей земной коры, что нередко приводит к изменению первичного залегания слагающих ее горных пород. Эти движения получили название **тектонических движений**, а вызванные ими изменения в первичном залегании горных пород — **тектонических нарушений**, или **дислокаций**. Формы залегания пород, созданные тектоническими движениями, определяют тектонику (структуру) земной коры.

Основными причинами тектонических движений земной коры являются физико-химические процессы, протекающие в глубоких недрах, действие силы тяжести или гравитации, изменения скорости вращения планеты и др. Различают следующие виды тектонических движений: 1) землетрясения; 2) медленные колебательные движения; 3) складкообразовательные движения; 4) разрывные движения.

Все эти виды тектонических движений проявляются как одновременно, так и отдельно. Силы, вызывающие тектонические движения, могут проявляться в двух направлениях: в вертикальном (радиальном) и горизонтальном (тангенциальном — по касательной к земной поверхности). Принято считать, что землетрясения, медленные колебательные движения и все разрывные движения вызваны силами, проявляющимися в основном в вертикальном направлении, а складкообразовательные движения — силами, в основном действующими в горизонтальном направлении. Однако в действительности тектонические движения проявляются более сложно.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Типы землетрясений и их особенности

Землетрясения, или сейсмические * явления — это внезапное сотрясение отдельных участков земной коры под воздействием внутренних сил Земли. Иногда сотрясения могут быть вызваны внешними факторами (подземный обвал, падение крупного метеорита и некоторые другие). В связи с этим землетрясения подразделяются на эндогенные (преобладающее большинство) и экзогенные.

Эндогенные землетрясения являются результатом внезапного и мгновенного смещения масс земной коры или подкоревой оболочки вдоль определенных поверхностей, где напряжения превзошли пределы прочности пород. Таким образом, землетрясения этого типа обусловлены тектоническими движениями и тесно связаны с ними. Известны еще эндогенные землетрясения, которые связаны с проявлением вулканизма. Извержения вулканов

* От греческого слова «сеймос» — трясение.

часто сопровождаются землетрясениями. По существу вулканические землетрясения ничем не отличаются от тектонических, только сила их слабее и площади проявления меньше. Поэтому среди эндогенных землетрясений выделяют две разновидности землетрясений — тектонические и вулканические. Очевидно, обе разновидности эндогенных землетрясений представляют собой единый взаимосвязанный процесс перемещения вещества в недрах земной коры и в подкоровой оболочке.

Из истории последних столетий известно немало землетрясений, опустошивших многие города и принеших гибель большого числа людей. В качестве примеров таких землетрясений можно назвать лиссабонское (1775 г.), алмаатинское (1887 г.), японское (1923 г.), ашхабадское (1948 г.), чилийское (1960 г.), в городе Скопле (Югославия, 1964 г.), ташкентское (1966 г.) и некоторые другие.

Интенсивность землетрясений, их регистрация

Землетрясение сопровождается подземными толчками, следующими один за другим. Место, где в недрах Земли происходит толчок, носит название фокуса землетрясения, или гипоцентра, а место на земной поверхности, расположенное над гипоцентром по радиусу Земли, называется эпицентром землетрясения.

Энергия толчка в гипоцентре порождает в твердой упругой среде земной коры колебания частиц, и эти колебания в виде волн, называемых сейсмическими волнами, распространяются по всем направлениям. По мере удаления от гипоцентра сейсмические волны, встречая сопротивление среды, постепенно затухают. В гипоцентре во время толчка одновременно зарождаются два основных типа сейсмических, так называемых объемных волн — продольные и поперечные.

Продольные волны вызываются изменением объема (размера) частиц от сжатия и расширения; при этом колебания происходят в направлении движения волны. Поперечные волны обусловлены изменением формы частиц; их колебания происходят перпендикулярно к направлению волны. Жидкие и газообразные вещества поперечных волн не пропускают.

Продольные и поперечные волны раньше всего приходят в эпицентр. Здесь на границе твердой среды (земной коры) и жидкой или газообразной среды (гидросферы или атмосферы) они порождают новый тип волн — поверхностные волны, которые имеют большую длину и меньшую скорость распространения. Поверхностные волны распространяются только в поверхностном слое земной коры; на глубине они быстро затухают.

Скорость прохождения сейсмических волн зависит от упругости пород: чем выше упругость пород, тем быстрее они распространяются. Скорость распространения продольных волн колеблется от 5 до 8 км/с, поперечных — от 3 до 5 км/с, поверхностных — 3—4 км/с. Наиболее разрушительными, особенно в эпицентре, являются поверхностные волны.

Землетрясения происходят очень часто, но разрушительными оказываются немногие из них. В результате многолетних наблюдений над землетрясениями установлено, что в среднем на протяжении года происходит одно катастрофическое землетрясение, более 100 разрушительных, 1000 землетрясений, вызывающих незначительный ущерб, и более 100 000 землетрясений слабых и едва ощутимых.

Силу землетрясений измеряют в баллах. Современная шкала землетрясений для определения их силы предусматривает 12 баллов. В сокращенном виде эта шкала приводится в табл. 6.

Т а б л и ц а 6

Шкала землетрясений

Балл	Название землетрясения	Характеристика землетрясения
1	Незаметное	Людьми не ощущается, фиксируется только приборами
2	Очень слабое	Фиксируется приборами. Может ощущаться отдельными людьми, находящимися в состоянии полного покоя
3	Слабое	Повреждений и нарушений нет. Ощущается небольшой частью населения в состоянии покоя
4	Умеренное	Легкое колебание предметов; повреждений нет. Ощущается большинством людей, находящихся в помещении
5	Довольно сильное	Сотрясение зданий; трещины в штукатурке. Дребезжание окон и смещение мебели. Пробуждение спящих
6	Сильное	Легкое повреждение зданий; падение предметов в помещении; небольшие осыпи (изредка). Неустойчивое передвижение людей
7	Очень сильное	Значительное повреждение зданий; трещины в почве, оползни. Остаются невредимыми деревянные и антисейсмические постройки. Передвижение людей затруднено
8	Разрушительное	Сильные повреждения в большинстве зданий. Значительные трещины в почве, много оползней и обвалов. Люди с трудом удерживаются на ногах. Имеются человеческие жертвы
9	Опустошительное	Сильные повреждения и разрушение каменных зданий. Широкие трещины в почве. Горные обвалы. Повреждение дорог. Много жертв
10	Уничтожающее	Очень сильное разрушение зданий. Повреждение насыпей, дамб; искривление железнодорожных линий; разрывы трубопроводов; образование больших трещин в почве. Многочисленные обвалы, осыпи, запруды в реках. Поломки деревьев. Очень много жертв
11	Катастрофа	Общее разрушение. Оползни, обвалы, трещины. Многочисленные жертвы
12	Сильная катастрофа	Всеобщее разрушение. Обширные трещины, разрывы, сдвиги, обвалы, оползни, изменение режима подземных и проточных вод. Изменение русел рек и появление озер. Гибель значительной части населения

За основу данной сейсмической шкалы приняты не абсолютные единицы измерения силы землетрясения, а ощущения человека и степень разрушения. Но существуют также и абсолютные единицы измерения силы землетрясений, выраженные в магнитудах*.

Как сильные, так и слабые землетрясения, даже значительно удаленные от эпицентра, хорошо регистрируются и улавливаются с помощью специальных приборов — сейсмографов.

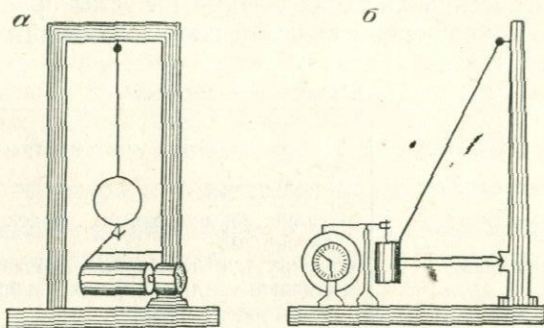


Рис. 69. Сейсмографы (схемы)

а — с вертикальным маятником; б — с горизонтальным маятником

Существует много конструкций и типов сейсмографов, но основной частью всех их является маятник. Колебания прибора, возникающие в результате землетрясения, с помощью специального острия с самопишущим пером передаются на барабан, который приводится в движение часовым механизмом. На барабан постепенно наматывается бумага, на которой непрерывно производится запись колебаний почвы в виде кривой линии. Изгибы ее зависят от амплитуды колебаний маятника. Обычно вместо самопишущего пара на маятнике устанавливается лампочка, световой луч которой оставляет свой след на фотоленте, наматывающейся на барабан.

Маятники в сейсмографах могут быть вертикальными или горизонтальными (рис. 69).

Запись, которую производит сейсмограф, называется сейсмограммой. Вначале в сейсмограмме фиксируются колебания малой амплитуды, означающие появление продольных волн, затем следуют резкие изгибы, получившиеся с приходом поперечных волн. После небольшого ослабления амплитуды колебаний снова возникают крупные изгибы, вызванные появ-

* При этом силу землетрясения выражают через его интенсивность. Под магнитудой понимают логарифм отношения величины максимального смещения частиц почвы данного землетрясения к величине смещения частиц очень слабого, стандартного землетрясения. Величина магнитуды колеблется от 0 (для слабого) до 8,8 (для самого сильного землетрясения). Так, значение магнитуды ташкентского землетрясения 1966 г. составляет 5,3, ашхабадского 1948 г. — 7,3.

лением поверхностных волн. Если в заключительной части записей колебания ослабевают, это означает, что землетрясение затухает (рис. 70).

В результате изучения сейсмограммы можно установить силу, время, направление и место зарождения (эпицентр) землетрясения. Для наблюдения и записи землетрясений созданы сейсмические станции во всех странах мира. Служба наблюдений за землетрясениями, помимо общенаучного значения, способствует

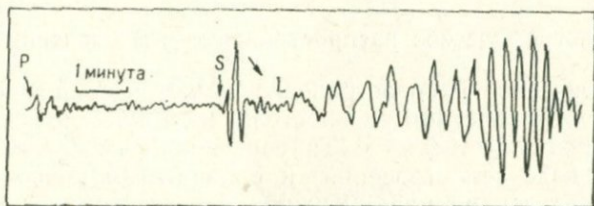


Рис. 70. Сейсмограмма

P — появление продольных волн; S — появление поперечных волн; L — появление поверхностных волн

своевременному оказанию помощи населению, пострадавшему особенно во время катастрофических землетрясений.

С помощью сейсмографов можно также установить глубину гипоцентра землетрясения. Установлено, что в большинстве случаев он находится на глубине 50—60 км, обычно не более 100 км. Но ряд землетрясений зарождается на больших глубинах, т. е. вне пределов земной коры (300—800 км). Такие землетрясения получили название глубокофокусных. Они приурочены к мощным зонам разломов земной коры (в нашей стране — на Тихоокеанском побережье). Наиболее разрушительными являются землетрясения, гипоцентры которых находятся на глубине 100—300 км от дневной поверхности.

Моретрясения

Наряду с землетрясениями бывают и моретрясения. Моретрясения происходят в тех случаях, когда гипоцентры находятся под океаническим дном. Под влиянием моретрясений и вызванных ими внезапных перемещений отдельных участков дна в массе морских или океанических вод возникают особые волны, получившие название ц у н а м и. Такие же волны могут появиться и в случае подводного вулканизма. Волны цунами распространяются с большой скоростью и могут пройти по всему океану от одного побережья к другому. Высота таких волн у берегов нередко составляет 20—25 м. Достигнув берега, они могут проникнуть в глубь материка на сотни и тысячи метров, причиняя огромные разрушения. Возвращаясь назад, в море, волна увлекает с собой людей, животных, сносит постройки, суда и т. д. Цунами осо-

бенно характерны для Тихого океана, где от них страдают прибрежные населенные пункты Японии, Курильских островов, Камчатки и других территорий.

Моретрясением явилось по существу и лиссабонское землетрясение, так как эпицентр находился под дном Бискайского залива, недалеко от города. Возникшая при этом волна цунами усугубила результаты землетрясения, смыв с берега залива несколько десятков тысяч человек, собравшихся отплыть от места бедствий.

Географическое распространение землетрясений

Географическое распространение землетрясений имеет много общего с географическим распространением вулканов. Они также связаны преимущественно с Тихоокеанским побережьем (Тихоокеанский пояс землетрясений) и с широтным поясом, охватывающим Средиземное море, Южную Азию, Зондский архипелаг (Средиземноморский пояс землетрясений). Эти два пояса землетрясений, как и вулканов, совпадают с поясами молодых складчатых горных сооружений. Вместе с тем землетрясения происходят и в пределах более древних горных сооружений, где землетрясения вообще не должны бы иметь места. Объясняется это тем, что в таких горных сооружениях происходят так называемые неотектонические (новейшие) движения, в результате которых образуются разрывы и разломы нередко большой амплитуды. К таким древним горным сооружениям на территории Советского Союза относятся Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье и Забайкалье.

Самые сильные землетрясения проявляются преимущественно в бассейне Тихого океана. На территории СССР сейсмические явления чаще всего отмечаются вблизи южных и восточных окраин страны: в Карпатах, в Горном Крыму, на Кавказе, в Закавказье, в Туркмении, на Памире, на Тянь-Шане, на Алтае, в Саянах, в Прибайкалье и Забайкалье, на Камчатке, на Курильских островах и на Сахалине. Наиболее сильные землетрясения происходят в Туркмении, на Памире, на Тянь-Шане и на Курильских островах.

Антисейсмическое строительство и предсказание землетрясений

В связи с тем, что землетрясения бывают не везде, выделяют области сейсмические и асейсмические. В асейсмических областях землетрясения не зарождаются, но они могут иногда там ощущаться (в ослабленном виде) как резонанс разрушительных и катастрофических землетрясений, происходящих за их пределами в прилегающих (смежных с ними) сейсмических областях. В Советском Союзе к асейсмическим областям относятся Русская равнина, Западно-Сибирская низменность, Средне-Сибирское

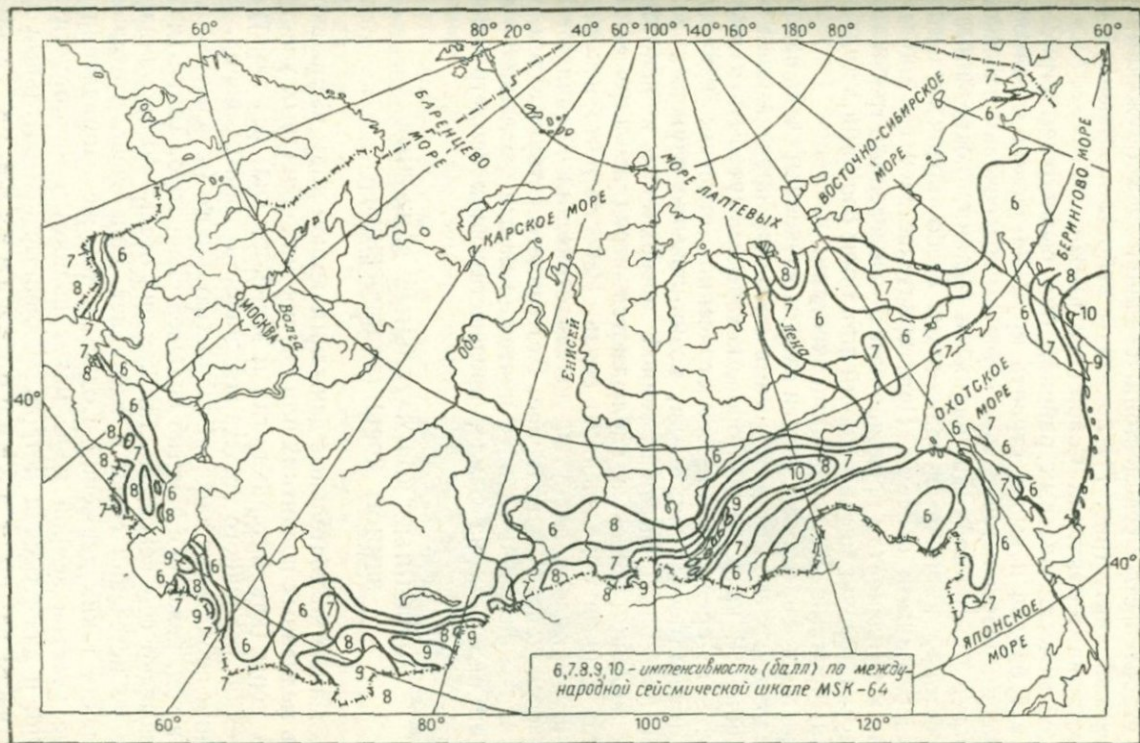


Рис. 71. Схематическая карта сейсмических районов территории СССР (по Г. Н. Горшкову)

поскогорье и другие регионы. В ноябре 1940 г. при землетрясении, происходившем в районе Карпат, колебания почвы силой в 5 баллов ощущались в Киеве и в 4 балла — в Москве.

В областях с повышенной сейсмичностью важное значение имеет строительство сейсмостойких зданий и сооружений. На прилагаемой карте (рис. 71) показаны районы повышенной сейсмичности на территории Советского Союза.

В сейсмически опасных районах (где бывают землетрясения силой в 7 баллов и выше) строить крупные здания и возводить сооружения разрешается только с учетом обеспечения их сейсмостойкости. Сейсмостойкими являются здания, построенные из железобетона, кирпичные здания на особо крепком цементе с железобетонными поясами. При строительстве в сейсмических районах к фундаментам предъявляются определенные требования, не допускается украшение зданий шпильками, башнями, скульптурами и прочими выступающими частями.

В настоящее время сейсмологи заняты изучением очень важной, но пока еще далекой от разрешения проблемы предсказания землетрясений. В качестве факторов, которые могут быть взяты за основу при предсказании землетрясений, отметим: изменение электромагнитного поля Земли, возникновение звуковых волн, образование микронаклонов земной поверхности и некоторые другие явления, которые наблюдаются перед землетрясениями и имеют с ними определенную связь. Известно, что некоторые животные примерно за сутки до землетрясения проявляют заметное беспокойство и волнение. Это свидетельствует о том, что их организм способен уловить ничтожно малые изменения в физических явлениях на Земле, предшествующих землетрясению.

МЕДЛЕННЫЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ЭПЕЙРОГЕНЕЗ)

Медленные колебательные движения земной коры выражаются в очень медленных поднятиях или опусканиях обширных участков земной коры (как материка, так и морского дна) без заметного нарушения первичного залегания пластов горных пород. Эти движения происходят чаще со скоростью одного (и менее) миллиметра в год, реже — с заметно большей скоростью. Такие движения называют еще вековыми, так как они отчетливо проявляются только по истечении сотен и тысяч лет. При очень длительном проявлении таких движений в одном и том же направлении обширные участки земной коры могут подняться или опуститься на сотни и даже тысячи метров. Медленные колебательные движения часто называют э п е й р о г е н и ч е с к и м и *; они яв-

* Эпейрогенез — греческое слово и в переводе на русский язык означает «порождение материков».

ляются одной из причин формирования материковой суши. В зависимости от знака движения (положительного — вверх, отрицательного — вниз) может возникнуть не только суша, но и море (с опусканием материков море наступает на сушу). Так что медленные колебательные движения в равной мере порождают и сушу, и море. Наступание моря на сушу называется *трансгрессией*, а отступление моря — *регрессией*.

Давно установлено, что на протяжении нескольких веков медленно и неуклонно поднимается территория Скандинавского полуострова. Скорость поднятия отдельных участков побережья Скандинавии составляет от 1 до 12 мм в год. В результате поднятия морского побережья и связанного с этим отступления моря Стокгольм несколько раз переносился в сторону берега, чтобы сохранить город в качестве порта на Балтийском море. Если рассматривать положительные движения Скандинавского полуострова за более длительный срок, исчисляемый многими тысячелетиями, то поднятие центральной его части над современным уровнем моря составляет около 200 м, что подтверждается наличием на этой высоте следов древней береговой линии.

Голландское и бельгийское побережья Северного моря в отличие от скандинавского побережья на протяжении многих веков систематически опускаются приблизительно с такой же скоростью. Население Голландии и Бельгии, чтобы предотвратить затопление территории этих стран, вынуждено ограждать побережье дамбами, требующими постоянного наращивания. Отдельные участки территории указанных стран расположены ниже уровня Северного моря на несколько метров.

Наглядным примером колебательных движений с неоднократным изменением знака движения за историческое время служат движения побережья Неаполитанского залива, где находятся развалины здания городского рынка (известного в литературе под названием древнего храма Сераписа), построенного около 2000 лет назад (рис. 72). Эти развалины, сохранившиеся в виде

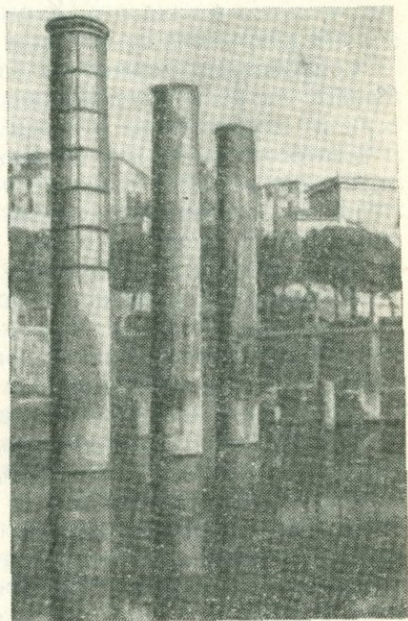


Рис. 72. Колонны городского рынка античного города на берегу Неаполитанского залива в настоящее время

трех колонн высотой 12 м каждая, были откопаны из-под вулканического пепла в 1749 г. В средней части колонны имеют многочисленные отверстия, просверленные морскими моллюсками-камнеточцами (в некоторых отверстиях сохранились даже их раковины). Наличие таких отверстий свидетельствует о том, что колонны в результате опускания суши были наполовину своей высоты затоплены, а затем после поднятия суши — засыпаны вулканическим пеплом. Участок суши с колоннами начал вновь погружаться в начале XIX века, и в настоящее время основание колонн погружено на глубину 2 м под уровень моря.

Современные медленные опускания суши происходят в Ла-Манше, на побережье Черного моря, на восточных берегах Северной Америки, на отдельных участках побережья Северного Ледовитого океана и т. д. Для современной эпохи наибольшее опускание отмечано в Атлантическом океане близ устья р. Конго (Африка). В результате изучения рельефа дна в этом месте установлено, что русло р. Конго продолжается в виде подводной долины на протяжении более 200 км от берега до глубины 2000 м.

Медленным опусканиям подвержены не только побережья, но и внутренние части материков и океанического дна. Это почти вся территория Франции, предгорья Альп, окрестности озера Мичиган в Северной Америке и другие области. Погружаются также многие коралловые постройки Тихого океана.

Наибольшие поднятия выявлены на Аляске, где на горе Ильи раковины морских моллюсков, сходных с современными, обнаружены на высоте до 1500 м над уровнем моря.

Колебательные движения проявляются повсеместно. По-видимому, поднятия и опускания между собой взаимосвязаны: опускание в одном месте сопровождается соответственно поднятием в другом. Кроме того, колебательные движения являются обратимыми, т. е. раньше или позже поднятие сменяется опусканием и наоборот.

Методы изучения колебательных движений древних эпох

Медленные колебательные движения проявлялись на Земле на протяжении всей ее геологической истории, и их особенности, равно как и количественную характеристику, можно выяснить, используя ряд методов исследования. Естественно, что более доступны для расшифровки современные медленные колебательные движения. Наиболее точно они выявляются методом повторного нивелирования, т. е. повторным измерением абсолютных отметок на поверхности Земли. Такие измерения производят примерно раз в десятилетие. Они позволяют выявить происшедшие изменения с точностью до 1 мм. С этой же целью производится и повторное измерение наклонов земной поверхности.

Изучение медленных колебательных движений, происходивших на протяжении современного четвертичного периода и отчасти предшествующего — неогенового периода, т. е. движений, проявившихся на протяжении ближайших к нам нескольких сотен тысяч или миллионов лет (эти движения получили название неотектонических), наиболее эффективно осуществляются орографическими и геоморфологическими методами, основанными на выяснении изменений, происшедших в рельефе. С этой целью изучается эрозионная деятельность рек и ее последствия, рассматриваются речные и приморские террасы, выявляются наличие погребенных под уровень моря речных долин или их частей, тщательно изучаются устьевые и приустьевые части рек — дельты, эстуарии, лиманы, выясняется мощность погребенных коралловых построек и т. д. Так, например, активное накопление осадков в устьевой части реки свидетельствует о ее длительном погружении, присутствие террас — о поднятии суши или же погружении морского дна. На погружение морского дна указывает наличие коралловых построек мощностью свыше 60—70 м, так как только до такой глубины могут жить в море рифостроящие кораллы.

Изучение колебательных движений прошлых геологических периодов ведется уже с помощью геологических методов*. В основу их положен всесторонний анализ условий залегания пластов горных пород, их мощности, состава, возраста и других признаков. Если в толще пород снизу вверх происходит смена глубоководных осадков мелководными, то это служит подтверждением происшедшего здесь поднятия: смена же континентальных толщ толщами морского происхождения говорит о погружении. Мощность таких толщ отражает возможную глубину погружения или поднятия.

На многократные и значительные по размаху колебания указывает наличие в разрезе пород данной территории перерывов в осадконакоплении и других особенностей.

ДИСЛОКАЦИОННЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Горные породы, слагающие земную кору, под действием тектонических движений могут приобретать нарушенное залегание. Поэтому различают два типа залегания горных пород: первоначальное и вторичное. Первое — ненарушенное, второе — нарушенное.

Наиболее интенсивно проявляется нарушение первоначального залегания в осадочных горных породах. Первоначальное залегание пластов или слоев таких пород горизонтальное. Под действием тектонических движений эти пласты подвергаются пластическим

* К геологическим методам относят фациальный анализ, палеогеографический метод, структурный анализ.

или же разрывным деформациям (нарушениям) и приобретают при этом самые различные формы нарушенного залегания.

Нарушение в залегании магматических горных пород обычно выражается в форме разрывных деформаций и лишь в условиях глубокого метаморфизма и перекристаллизации вещества проявляются в них и пластические деформации.

Складкообразовательные движения и складчатые нарушения

Складкообразовательные движения — это движения, которые приводят к образованию нарушенного залегания пластов земной коры без разрыва их сплошности, или иначе — к образованию пластических деформаций. Такие формы нарушений принято еще называть **п л и к а т и в н ы м и** * дислокациями.

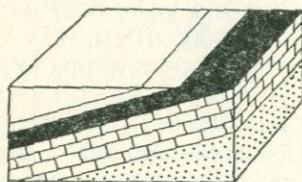


Рис. 73. Пологая моноклираль (блок-диаграмма)

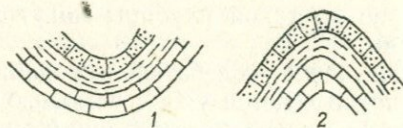


Рис. 74. Синклинальная (1) и антиклинальная (2) складки

Среди пликативных дислокаций выделяют следующие формы: 1) моноклираль, 2) складки, 3) флексуры. Наиболее распространенной (основной) их формой являются складки.

Если пластические деформации горизонтально залегающих пластов осадочных пород проявились в виде их одностороннего наклона (без разрыва сплошности), то такая форма нарушения или дислокации называется **моноклиралью** **. В зависимости от величины угла наклона пластов (рис. 73) различают моноклирали слабо наклонные (угол наклона до 15°), пологие ($16-30^\circ$), сильно наклонные ($30-75^\circ$), поставленные на голову ($80-90^\circ$).

Складки — волнообразные изгибы пластов земной коры без разрыва сплошности. Складка, пласты которой выгнуты кверху, называется **антиклинальной складкой**, или **антиклиналью**. Складка, пласты которой прогнуты книзу, называется **синклинальной складкой**, или **синклиналью**. Синклинали и антиклинали — две основные формы существования складок (рис. 74).

* От латинского слова «пликату» — складчатый.

** Название происходит от сочетания двух греческих слов: «монос» — один, «клинно» — наклоню.

В синклиналих и антиклиналях различают следующие элементы (рис. 75).

Крылья — боковые части складки. Каждая складка имеет два крыла. Положение крыльев складки в пространстве определяется по странам света (западное и восточное крыло, северное и южное, юго-западное и северо-восточное и т. п.). Если синклинальные складки чередуются с антиклинальными, то крыло одной складки является одновременно крылом другой складки.

Замок — часть складки, прилегающая непосредственно к месту перехода одного крыла в другое. Нередко замок антиклинальной складки называют сводом.

Угол складки — угол, который получается, если мысленно продлить крылья до их пересечения. Его можно определить при графическом изображении поперечного сечения складки.

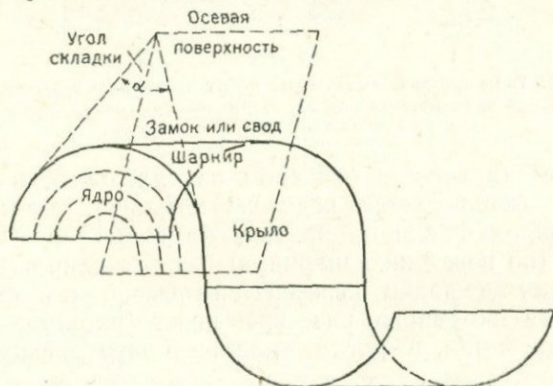


Рис. 75. Элементы складки

Осевая плоскость — воображаемая поверхность, которая делит угол складки пополам.

Ось складки — линия, получаемая при пересечении осевой плоскости с поверхностью Земли.

Шарнир складки — линия, образованная при пересечении осевой плоскости складки с поверхностью любого пласта, слагающего складку. В складке можно выделить столько шарниров, сколько пластов ее образуют.

Ядро складки — внутренняя часть складки.

В зависимости от положения осевой плоскости по отношению к горизонту выделяют следующие разновидности складок (рис. 76).

Прямые складки — осевая плоскость перпендикулярна к горизонтальной поверхности, а крылья падают под одинаковыми углами.

Наклонные складки — осевая плоскость образует с горизонтальной поверхностью в общем небольшой угол.

Опрокинутые складки — осевая плоскость имеет значительный наклон.

Лежачие складки — осевая плоскость параллельна или почти параллельна горизонтальной поверхности.

Форма складок зависит также от соотношения крыльев и замка (рис. 77). В зависимости от этого складки могут быть острыми (крылья расходятся под острым углом), и з о к л и -

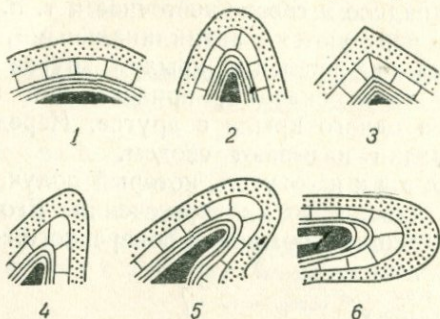


Рис. 76. Типы складок, выделенные по их положению в пространстве
1, 2, 3 — различные виды прямых или симметричных складок; 4 — наклонная или ко-
сая; 5 — опрокинутая; 6 — лежачая

нальные (крылья в основном параллельны), веерообразные (наблюдается пережим крыльев), сундучные (пологий широкий замок, крылья крутые).

Складки (по поведению шарнира) бывают длинными и короткими. Длинные складки называются обычно линейными: у них длина во много раз превышает ширину, шарнир — почти прямая линия. Короткие складки в виде вытянутых овалов

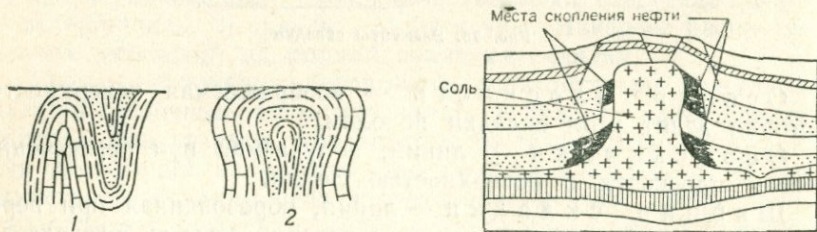


Рис. 77. Формы складок в зависимости от соотношений крыльев и замка
1 — изоклиальная; 2 — веерообразная

Рис. 78. Соляной купол

называются б р а х и с к л а д к а м и (брахиантиклинали и брахисинклинали).

Крылья в линейных складках почти параллельны друг другу и, взятые сами по себе, могут рассматриваться как моноклинали.

Довольно часто шарнир складки по простиранию испытывает погружение и поднятие: это явление называется у н д у л я - ц и е й шарнира или складки. В ундулирующей складке ее шарнир представляет не прямую, а волнистую линию.

Замыкание складки, где одно крыло вдоль оси постепенно переходит в другое крыло, называется в антиклинальных складках — периклиналью, а в синклинальных складках — центриклиналью.

Своеобразными разновидностями антиклинальных складок являются диапировые складки и соляные купола. Их образование связано с присутствием в ядрах этих складок пластов пластичных пород, как-то: глины, соли, гипса, которые протыкают (приподнимают) вышележащие слои. Происходит это потому, что на сводах, где мощность пластов меньше, давление слабее, чем на крыльях. В диапировых складках, вследствие

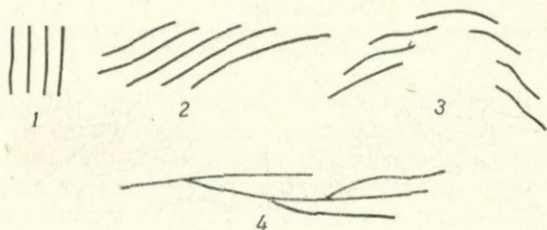


Рис. 79. Группы складок

1 — параллельные складки; 2 — кулисообразные складки; 3 — гирлянды складок; 4 — виргация складок

протыкания свода пластичной массой, пласты на своде приобретают более крутое падение, чем на крыльях, при этом обычно мощность пластов на своде уменьшается, и они выклиниваются.

Соляной купол представляет собой антиклинальную складку, в ядре которой находится скопление соли. Очень часто соль в ядре имеет форму вертикального цилиндрического столба (соляной шток). При внедрении солевых масс свод купола подвергается растяжению и в нем могут возникнуть многочисленные трещины и разломы (рис. 78). С соляными куполами часто связаны промышленные скопления нефти и газа.

Складки могут быть гармоничными в случае, если все пласты, слагающие складку, изогнуты одинаково, и дисгармоничными, когда изогнутость пластов неодинакова. Дисгармоничность складок вызывается тем, что складки состоят из пластов различного состава и имеют неодинаковую плотность. Породы неодинакового состава реагируют на складкообразовательные усилия различно.

Складки часто собраны в группы: значительно реже они бывают расположены отдельно, изолированы друг от друга. Складки, в зависимости от их расположения, подразделяются на параллельные, кулисообразные, четковидные и другие (при этом синклинальные складки чередуются с антиклинальными складками). Иногда складки пучкообразно разветвляются (виргация — рис. 79).

Сложно сгруппированные линейно-складчатые структуры образуют антиклинории и синклинории (рис. 80).

Антиклинории — это крупные, сложно построенные антиклинальные структуры (протяженность их — сотни и даже тысячи километров), общее строение которых осложнено относительно более мелкими антиклинальными и синклинальными складками.

Синклинории — такие же крупные, сложно построенные, но в целом синклинальные структуры, осложненные, подобно

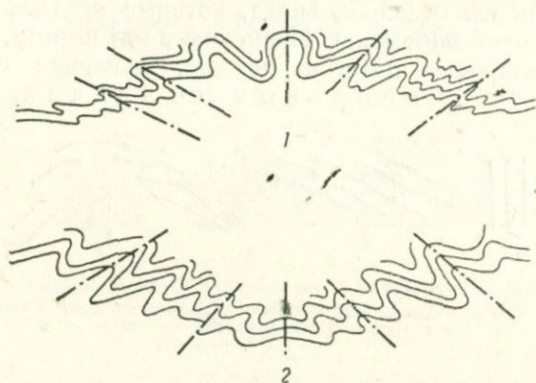


Рис. 80. Антиклинорий (1) и синклинорий (2)

антиклинориям, синклинальным и антиклинальными складками.

Антиклинории и синклинории образуют горные хребты и горные системы (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань, Кордильеры и многие другие).

Флексуры представляют собой коленообразный или ступенеобразный перегиб слоев или пластов (рис. 81). На месте перегиба пластов их мощность обычно уменьшается, они стано-

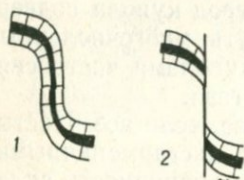


Рис. 81. Флексура (1), переходящая в сброс (2)

вятся тоньше, и здесь возникают разрывы. Части флексуры, расположенные по обе стороны перегиба, называются крыльями (смыкающее — оставшееся на месте и опущенное крылья). Вертикальное смещение крыльев флексуры (амплитуда смещения) может достигать нескольких десятков и даже сотен метров. Флексуру нередко рассматривают как структуру, переходную к разрывным дислокациям.

Складки в природных условиях довольно редко сохраняются в полном, неразрушенном виде. Обычно они энергично размываются, и поэтому на поверхности в плане пласты, слагающие складку, выходят в виде параллельно вытянутых полос, замыкающихся где-то по простиранию. В таких случаях различие между антиклинальными и синклинальными складками выражается в следующем.

В ядре антиклинальной складки находятся более древние пласты, чем на крыльях. Поэтому в случае пересечения размытой антиклинальной складки, при переходе от одного крыла к другому, вначале будем наблюдать молодые пласты, затем в ядре наиболее древние из выступающих на поверхность, и далее,

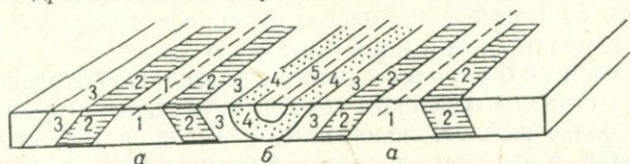


Рис. 82. Горизонтальный срез и профиль через антиклинальные (а) и синклиналию (б) складки

1, 2, 3, 4, 5 — пласты пород, пронумерованные в порядке последовательности их образования (пласт 1 — самый древний)

следуя ко второму крылу, пересечем пласты в обратном порядке — от древних к более молодым (рис. 82).

В ядре синклиналии расположены более молодые пласты, чем на крыльях. При пересечении размытой синклиналии сначала видны более древние пласты, которые в направлении к ядру постепенно сменяются более молодыми, а затем, при пересечении второго крыла, пласты будут сменяться в обратном порядке — от самых молодых до наиболее древних пластов, обнаженных в складке.

Разрывные движения и нарушения

К разрывным движениям относятся движения, которые вызывают разрыв сплошности пластов горных пород. Образовавшиеся при этом нарушения называются разрывными или дизъюнктивными* дислокациями.

Различают два вида разрывных дислокаций: 1) без смещения и 2) со смещением. В первом случае возникают тектонические трещины, во втором — сбросы, сдвиги, надвиги.

Тектонические трещины имеют ряд характерных признаков и различаются: по ширине (микротрещины — едва заметные трещины; макротрещины имеют в ширину от нескольких миллиметров до нескольких метров), по длине (иногда протяженность трещин достигает многих километров и даже десятков километров), по глубине, форме (прямолинейные, дугообразные, кольцеобразные) и по другим признакам. Кроме трещин тектонического происхождения, существуют трещины не тектонического (экзогенного) происхождения, которые по внешним признакам мало чем отличаются от тектонических трещин.

В строении земной коры наибольшее значение имеют разрывные дислокации со смещением пород. Наиболее характерной формой таких дислокаций является сброс.

* Название происходит от латинского слова «дизъюнкцио» — разъединение.

С б р о с — это разрывное нарушение со смещением участков земной коры в вертикальном или близком к нему направлении.

В сбросах различают следующие элементы; сместитель, крылья, амплитуду сброса (рис. 83). **Сместитель** — плоскость, по которой происходит перемещение участков земной коры. Линия, получаемая от пересечения плоскости сброса с дневной поверхностью, называется **линией сброса**.

Крылья сброса — участки земной коры, расположенные по обе стороны плоскости сброса. Крыло, в котором пласты занимают более высокое положение, называется **поднятым крылом**, а крыло, в котором разновозрастные им пласты расположены ниже, — **опущенным крылом**.

Амплитуда сброса — величина относительного перемещения пластов. Амплитуда сброса может колебаться от нескольких миллиметров до многих тысяч метров. При этом длина сбросовой линии может иметь десятки и сотни километров.

Обычно в сбросах одно крыло перемещается вниз по отношению к другому крылу. Но нередки случаи, когда происходит одновременное перемещение обоих крыльев; одного — вверх, другого — вниз. Если сместитель падает в сторону поднятого крыла, то образуется **взброс** (рис. 84).

Перемещения с разрывом в горизонтальном направлении приводят к образованию **сдвигов**. Нередко сбросы и сдвиги проявляются совместно, образуя **сбросо-сдвиги** (рис. 85).

В природных условиях разрывные дислокации, подвергшиеся размыву, выявляются по ряду признаков, к которым относятся:

- 1) соприкосновение ряда пластов пород различного состава и возраста вдоль какой-то линии;
- 2) выходы подземных вод вдоль определенной линии (обычно в виде восходящих источников, выбрасывающих нагретые воды);
- 3) наличие трещин, заполненных обломками пород, и ряд других признаков.

Сцементированные обломки различных размеров, заполняющие такого типа трещины, образуют так называемую тектоническую брекчию (рис. 86). Если же эти обломки сильно раздроблены, перетерты, то образуются **милониты**.

Нередко при перемещении толщ пород по линиям разрыва происходит (вследствие трения) **пришлифовка** их поверхности вдоль плоскости разрыва, и возникают так называемые **зеркала скольжения**.

Надвиг — это дислокация с разрывом пластов и надвижением одного крыла на другое по горизонтальной или пологой по отношению к горизонту плоскости (в сбросах перемещение происходит по крутой, почти вертикальной плоскости).

Надвиг с большим горизонтальным перемещением называется **шарьяжем** (рис. 87). В шарьяже висячее крыло перемещается от своих корней иногда на многие километры и даже десятки километров.

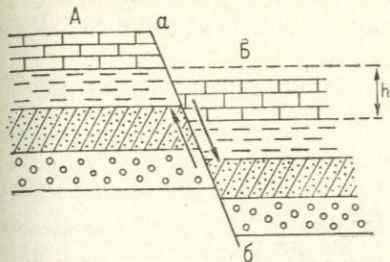


Рис. 83. Элементы сброса

A — поднятое крыло; *B* — опущенное крыло; *ab* — плоскость сброса (сместитель);
h — амплитуда сброса

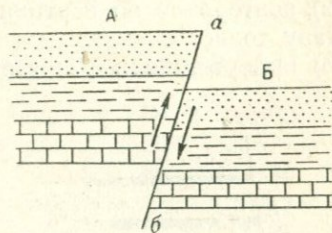


Рис. 84. Взброс. Обозначения те же, что и на рис. 83

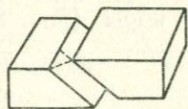


Рис. 85. Сбросо-сдвиг

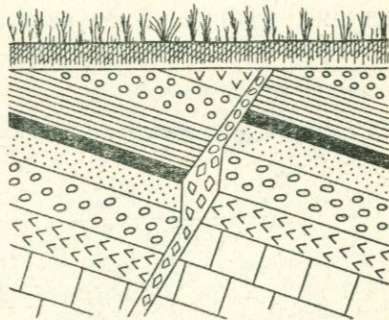


Рис. 86. Тектоническая брекчия в трещине сброса

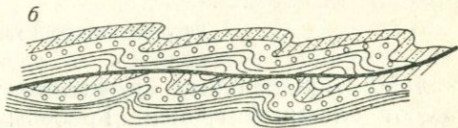
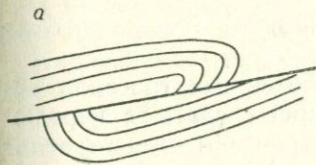


Рис. 87. Надвиг (а) и шарьяж (б)

Геологические признаки надвигов в природе:

- 1) налегание одной толщи пород на другую по резкому контакту, не параллельному плоскостям наложения другой толщи, отличающейся по возрасту (нередко более древней) и составу;
- 2) повторение по вертикали двух одинаковых по возрасту и составу толщ;
- 3) присутствие в разрезе милонитов.

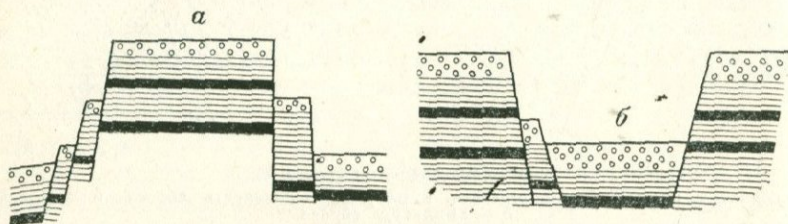


Рис. 88. Горст (а) и грабен (б)

Сбросовые нарушения часто проявляются в виде систем сбросов и взбросов. При параллельном их расположении образуются грабены и горсты; грабен — опустившийся вдоль линий разрывов или разломов * участок земной коры; горст — соответственно поднявшийся участок земной коры (рис. 88). Не-

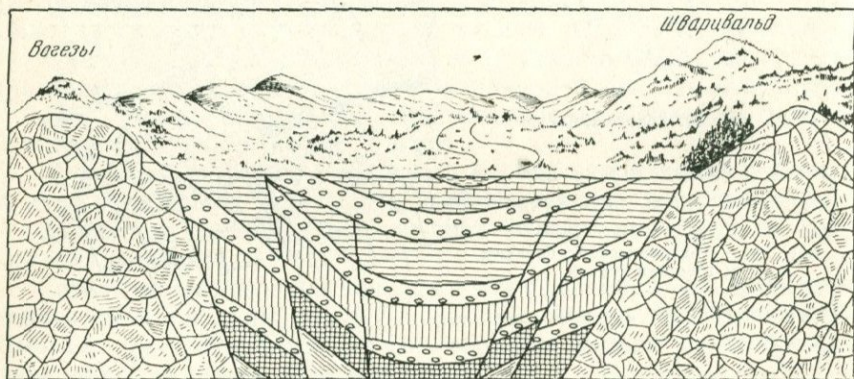


Рис. 89. Рейнский грабен (схема)

сколько параллельных ступенчато расположенных грабенов образуют сложный грабен. Грабены и горсты слагают нередко обширные участки земной коры. Так, к грабенам относят великие африканские озера (Ньяса, Танганьика, Альберта, Рудольфа), Красное море, озеро Байкал. В грабене расположена долина реки Рейн, окруженная горстовыми горами Шварцвальд и Вогезы (рис. 89).

* Разлом — крупное разрывное нарушение большой протяженности и ширины, прослеживаемое на значительную глубину.

Разрывные и складчатые движения проявляются часто одновременно и рассматриваются совместно под общим названием **орогенических движений**, т. е. движений, порождающих горы. Они сопровождаются, как правило, внедрениями и излияниями магмы и проявлением эпейрогенических движений.

Элементы залегания горных пород. Горный компас

Существование разнообразных тектонических нарушений вызывает необходимость в определении при геологических исследованиях положения пластов горных пород в пространстве. Эти данные необходимы для выявления основных особенностей месторождений полезных ископаемых, их разведки и эксплуатации.

Положение пласта в пространстве определяют путем измерения элементов залегания данного пласта. К элементам залегания пласта относятся (рис. 90): 1) угол падения; 2) азимут падения; 3) азимут простирания.

Прежде чем охарактеризовать элементы залегания, ознакомимся с такими понятиями, как линия простирания и линия падения пласта.

Линия простирания — это линия на плоскости пласта, которая получается от пересечения пласта (или его мысленного продолжения) с горизонтом.

Линия падения — линия, перпендикулярная к линии простирания и направленная по падению пласта.

Угол падения — угол, образованный плоскостью пласта с горизонтальной плоскостью. Он измеряется между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость.

Азимут падения* — угол, образуемый проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и географическим меридианом.

Азимут простирания — угол, образуемый линией простирания и географическим меридианом.

Направление падения пласта и направление простирания пласта всегда взаимно перпендикулярны.

Элементы залегания измеряют горным компасом (рис. 91), который для этой цели более пригоден, чем обычный компас. В горном компасе, как и в обычном, имеется ось, на которой насажена магнитная стрелка. При свободном вращении она ориентируется в направлении магнитного меридиана**. Лимб горного

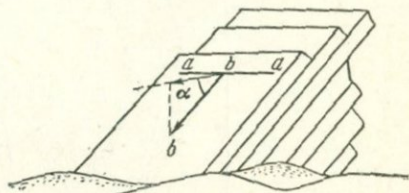


Рис. 90. Элементы залегания
а-а — линия простирания; б-б — линия падения; α — угол падения

* Азимут — угол, образуемый данным направлением и меридианом.

** В нерабочем состоянии магнитная стрелка прижимается к стеклу специальным штифтом.

компаса разделен на 360° , причем деления у него, в отличие от делений обыкновенного компаса, нанесены против движения часовой стрелки, и соответственно также переставлены местами обозначения «восток» и «запад».

Кроме магнитной стрелки, к оси компаса прикреплен отвес, предназначенный для замера угла падения пластов. У отвеса имеется своя градусная шкала, нулевое значение которой находится на стороне «восток». По обе стороны от 0° нанесены деле-

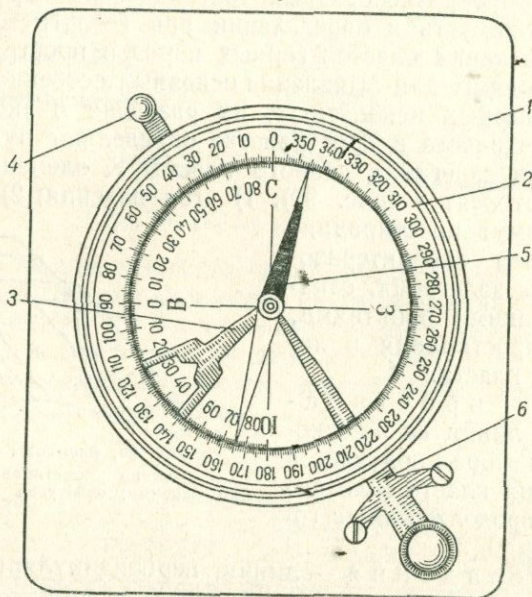


Рис. 91. Горный компас

1 — основание компаса; 2 — лимб; 3 — отвес; 4 — тормозное приспособление для отвеса; 5 — магнитная стрелка; 6 — тормозное приспособление для магнитной стрелки

ния до 90° . Когда отвес показывает «0», длинная сторона компаса находится в горизонтальном положении.

Горный компас смонтирован на немагнитной прямоугольной пластинке (из латуни или из алюминия), в которой длинная сторона параллельна направлению «север—юг», а короткая — «восток—запад».

Порядок измерения элементов залегания пластов горным компасом следующий (рис. 92).

1. Перед тем как начинать измерение элементов залегания пласта, необходимо прежде всего найти участок на плоскости пласта с гладкой поверхностью*. Затем перпендикулярно к по-

* Если поверхность пласта не очень гладкая, то на пласт кладут записную книжку (в твердом переплете), поверхность которой должна быть в общем параллельна поверхности пласта, и в дальнейшем замеры производят по поверхности этой книжки.

верхности пласта прикладывают длинную сторону основания компаса с показанием «север» в сторону падения, поворачивая компас в указанном положении несколько раз в ту и другую сторону. Получаемый при этом наибольший угол отклонения отвеса и будет составлять угол падения, а линия, вдоль которой устанавливается компас при наибольшем отклонении отвеса, представляет собой линию падения. Получив этот угол, делают отсчет по отвесу.

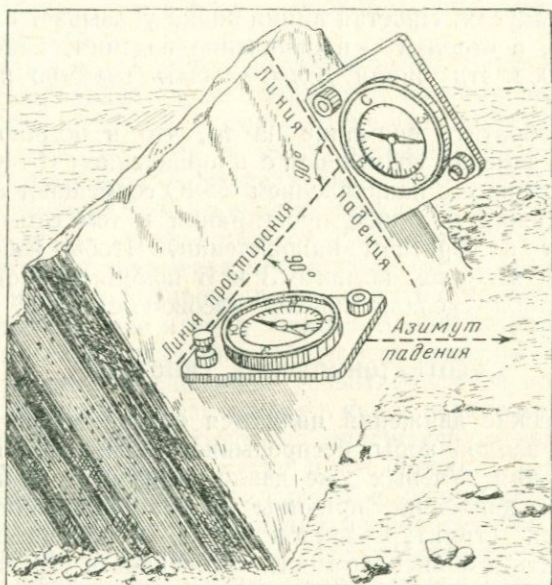


Рис. 92. Измерение горным компасом азимута падения и угла падения

Для большей уверенности в правильности полученного отсчета начинающему исследователю рекомендуется провести карандашом на поверхности пласта линии вдоль длинного и короткого края основания компаса (когда компас приложен к поверхности пласта). Эти линии будут точно фиксировать направление падения (вдоль длинной стороны основания компаса) и направление простира́ния (вдоль короткой стороны).

2. Прикладывая короткую южную сторону основания компаса к линии простира́ния, приводят его в горизонтальное положение и делают отсчет по северному концу магнитной стрелки. Полученный азимут указывает величину азимута падения пласта.

3. К той же линии простира́ния на пласте, к которой была приложена короткая сторона основания горного компаса (во время замера азимута падения), прикладывают длинную сторону компаса и делают отсчет по тому концу магнитной стрелки, который распо-

ложен в северных румбах. Так определяется азимут простираания пласта. Однако этот замер обычно не производится, так как азимут простираания всегда будет отличаться на 90° от азимута падения.

Запись полученных данных производится следующим образом (пример).

Падение СВ $45^\circ < 30^\circ$.

На геологических картах результат замеров * принято показывать знаком $\searrow 30^\circ$. Рядом с ним указывается величина угла падения в градусах. Простая линия знака указывает направление простираания, а стрелка — направление падения; нанесенные по азимутам. Обе эти линии должны быть взаимно перпендикулярны.

Следует обратить внимание на то, что в обычном компасе стрелку при замерах совмещают с направлением С—Ю компаса, а в горном компасе с направлением С—Ю совмещают не стрелку, а линию падения и линию простираания и тем самым отсчитывают азимут в обратном направлении. Чтобы избежать при этом ошибки, в горном компасе З и В поменяли местами и градуировку лимба сделали против часовой стрелки.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Тектонические движения являются основным фактором преобразования земной коры, непрерывного изменения и усложнения ее строения. Ученых уже давно интересует механизм проявления этих движений, причины их возникновения, характер формирования структур земной коры. Геологическая наука сумела изучить и объяснить многие особенности строения и истории развития земной коры (об этом и пойдет речь в следующей части учебника, посвященной исторической геологии), однако полноценной гипотезы и тем более теории, в полной мере освещающей механизм формирования структур земной коры, пока создать еще не удалось.

На протяжении XIX—XX веков было предложено много геотектонических гипотез, т. е. гипотез, объясняющих причины тектонических движений земной коры и изменения (эволюции) слагающих ее структур, но ни одна из них не смогла охватить все стороны развития земной коры. Если же в общем гипотеза в какой-то мере отвечала уровню знаний своего времени, то с появлением новых данных о Земле обычно быстро терпела крах.

К одной из ранних геотектонических гипотез, сыгравшей большую положительную роль в развитии геологической науки и длительное время владевшей умами ученых, относится *гипотеза контракции* (сжатия), выдвинутая французским ученым

* С внесением соответствующей поправки на магнитное склонение, используя для этого специальные таблицы.

Эли де Бомоном в 50 гг. XIX века. Она опиралась на космогоническую гипотезу Лапласа, признававшую первичное горячее состояние Земли и постепенное ее охлаждение.

Сущность гипотезы контракции сводится к тому, что охлаждение Земли ведет к уменьшению ее объема и поэтому земная кора, затвердевшая раньше внутренних зон планеты, вынуждена была при их сокращении сморщиваться, образуя возвышенности и понижения. Позднее, к концу XIX века, эту гипотезу увязали с учением о геосинклинальных областях и платформах — учением, которое легло в основу современных представлений о развитии земной коры.

Новые данные, накопленные геологической наукой уже с начала XX века, значительно поколебали позиции этой гипотезы.

Стало очевидным, что контракционная гипотеза не может объяснить периодичность складкообразовательных (горообразовательных) движений. Позднее большинство ученых стали сторонниками гипотезы образования Земли из холодных частиц.

К недостаткам контракционной гипотезы относятся недостаточное объяснение процессов магматизма, отрыв развития земной коры от мантии, игнорирование процессов растяжения Земли и другие. Вместе с тем идея о сжатии Земли остается одной из основ современного научного понимания развития Земли.

Среди гипотез, освещающих развитие земной коры с самых различных позиций и оказавшихся в числе недолговечных, можно назвать пульсационную гипотезу, признающую чередование в истории Земли процессов сжатия и расширения; радиоактивную гипотезу, объясняющую периодическое расплавление вещества земной коры вследствие накопления радиоактивного тепла; гипотезу изостазии, основанную на представлениях о стремлении Земли к равновесному расположению отдельных блоков земной коры на подстилающем их субстрате — мантии, и многие другие.

Особого внимания заслуживает группа гипотез, в основу которых положена идея горизонтального перемещения материков. В последние годы эта идея стала усиленно возрождаться.

К одной из ранних гипотез названной группы принадлежит нашумевшая в свое время гипотеза немецкого ученого А. Вегенера, предложенная им в 1912 г.

Согласно Вегенеру, гранитный слой земной коры плавает по базальтовому слою. Ранее гранитный слой равномерно покрывал Землю, но под действием центробежных и приливных сил был собран в единый материк «Пангеа», который с конца палеозоя стал распадаться под действием тех же сил. Перемещение Северной и Южной Америки на запад привело к образованию Атлантического океана, а под влиянием сопротивления, которое испытывали эти материки при своем движении по базальтовому слою, возникли горы Анды и Кордильеры. По тем же причинам Австралия и Антарктида раздвинулись и сместились на юг и т. д.

Подтверждение своей гипотезы Вегенер видел в сходстве контуров и геологического строения побережий материков и возможности сложить их в один материк; в сходстве ископаемых организмов материков, далеко отстоящих друг от друга, в различном строении земной коры в пределах океанов и материков.

Интерес к гипотезе Вегенера все же сравнительно быстро угас, так как она не в состоянии была объяснить многие явления, как, например, проявление колебательных движений, наличие пре-

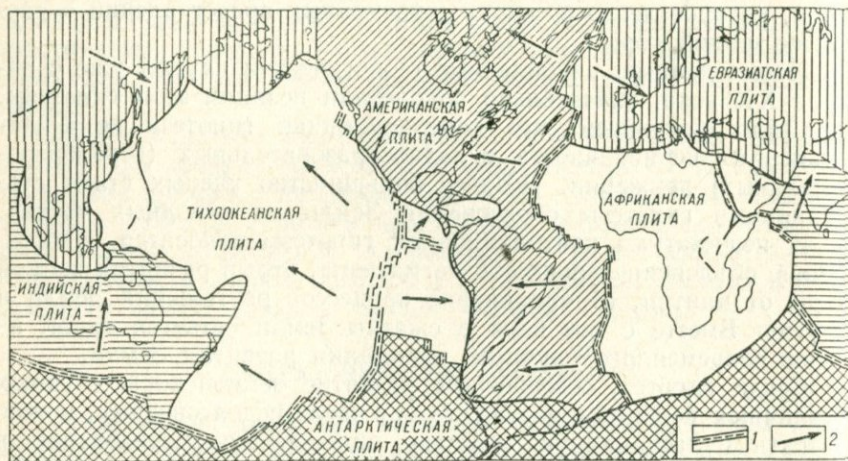


Рис. 93. Основные плиты литосферы, испытавшие дифференциальные перемещения (по Э. Булларду)

1 — рифтовые зоны среднеокеанических хребтов; 2 — направление движения плит

рывистой складчатости и т. п. Неубедительными оказались утверждения о движении материков по базальтовому слою, привлечение центробежных и приливных сил для обоснования движения материков и др.

В 60 гг. нашего столетия, на основе анализа обширного материала по тектонике океанов, идеи горизонтального перемещения материков возродились в виде новой гипотезы — гипотезы *плитной тектоники* или *новой глобальной тектоники* (предложена группой американских ученых).

Согласно этой новой гипотезе, в составе литосферы (т. е. в земной коре совместно с верхним слоем мантии) выделяется несколько обширных плит, плавающих по астеносфере (рис. 93).

Плиты могут раздвигаться (вдоль так называемых рифтовых зон, которые проходят в осевых частях срединноокеанических хребтов), поддвигаться друг под другом и сдвигаться относительно друг друга по горизонтали. На границах плит проявляется наиболее активно тектоническая деятельность, особенно вдоль рифтовых зон, где происходит выплавление из астеносферы вещества

мантии. В зонах поддвигов, развивающихся вдоль глубоководных желобов и островных дуг, вещество земной коры переплавляется и переходит в мантию.

Согласно гипотезе, перемещение литосферных плит вызывается конвективными течениями вещества в мантии, которые порождаются теплом, выделяемым при радиоактивном распаде.

Гипотеза плитной тектоники весьма популярна за рубежом; имеет она сторонников и среди советских ученых.

Отмечая такие положительные стороны гипотезы, как широкое привлечение для ее создания новых научных материалов по строению дна океанов, необходимо все же подчеркнуть, что она, как и другие известные ныне геотектонические гипотезы, не в состоянии объяснить все основные закономерности развития литосферы. Кроме того, эта гипотеза не учитывает всего того, что получено в результате изучения строения материков и их истории развития. Она также не касается древней геологической истории Земли и ограничивается рассмотрением только сравнительно непродолжительного последнего этапа ее развития.

Глава 17

МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

Осадочные и магматические горные породы после своего образования могут оставаться без существенных изменений сотни тысяч и миллионы лет. При проявлении тектонических движений и магматизма или под тяжестью вышележащих толщ пород они изменяются и превращаются в новые породы, которые получили название метаморфических горных пород.

Основными факторами метаморфизма являются давление и температура, а также горячие растворы и газы, выделяемые магмой при ее внедрении: все они наиболее широко действуют при горообразовании.

Под действием высоких температур и давления минералы горных пород, стойкие в обычных для них термодинамических условиях, становятся химически активными, вступают во взаимодействие между собой и в результате в породе возникают новые комплексы минеральных агрегатов. При этом общий химический состав породы не изменяется. Если эти явления сопровождаются внедрением из магмы горячих растворов и газов, то процесс физико-химического преобразования вещества проявляется еще более активно и сопровождается изменением общего химического состава пород.

В процессе метаморфизма изменяются не только химический и минеральный состав породы, но и расположение, форма кристаллов, их размеры и другие особенности. Характерным для сильно метаморфизованных пород являются сланцеватое строе-

ние и полосчатое расположение минералов, особенно листовых (слюдистых).

Процессы метаморфизма, в связи с изменением термодинамических условий с глубиной, характеризуются определенной зональностью. Различают такие зоны: верхнюю — эпизону, среднюю — мезозону и нижнюю — катазону.

Эпизона отличается в общем невысоким боковым давлением и умеренной температурой (она не превышает критической температуры воды — не более 365°). Породы этой зоны (филлиты, кварциты, мраморы) часто содержат водные силикаты и минералы с гидроксильной группой (ОН). Здесь глинистые породы превращаются в филлиты, песчаники — в кварциты, известняки — в мраморы.

Мезозона характеризуется более высокой температурой и значительно большим давлением (гидростатическим и боковым). Породы, образующиеся в этой зоне (кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты), состоят в общем из безводных минералов.

Катазона характеризуется высокой температурой (более 3000° С) и огромным давлением (но только гидростатическим). В связи с сильным метаморфизмом все признаки исходных пород почти полностью исчезают. Типичные породы катазоны — кристаллические сланцы, гнейсы.

В зависимости от характера проявления метаморфизма различают региональный, дислокационный, контактовый и другие виды метаморфизма.

Региональный метаморфизм охватывает большие площади на значительной глубине от дневной поверхности, где проявляются большое давление и высокая температура. В наиболее глубоких частях земной коры региональный метаморфизм сопровождается частичным или даже полным переплавлением вещества исходных пород. В последнем случае многие метаморфические породы по своему составу и облику становятся близкими к гранитам. Такой процесс глубокого преобразования вещества при метаморфизме получил название гранитизации. Некоторые ученые полагают, что многие граниты, слагающие земную кору, возникли именно таким образом. Самая высокая степень метаморфизма, сопровождающаяся иногда переплавлением вещества, называется ультраметаморфизмом. Региональный метаморфизм наиболее активно проявляется в геосинклинальных областях и прогибах. В результате регионального метаморфизма происходит превращение бурых углей в каменные угли, антрацит.

Дислокационный метаморфизм или, иначе, *динамометаморфизм* проявляется при складкообразовании (горообразовании), когда развивается сильное одностороннее давление. При этом происходит также повышение температуры. Породы в процессе такого метаморфизма подвергаются перекристаллизации, приобретают сланцеватое строение, иногда становятся мелкокладчатыми (плоччатость).

Контактный метаморфизм имеет локальное, т. е. местное, развитие и происходит благодаря внедрению магмы в земную кору. На контакте магматических тел с боковыми породами последние под воздействием высокой температуры и давления, а также привнесенных горячих растворов и газов подвергаются более или менее сильному изменению. Так, например, песчано-глинистые породы в приконтактной зоне превращаются в роговик — крепкую породу, содержащую уже ряд новых минералов.

В процессе формирования метаморфических горных пород образуются разнообразные полезные ископаемые: многие из них характерны только для этих пород.

К широко распространенным древним метаморфическим комплексам пород приурочены железорудные бассейны и месторождения (Криворожский, железорудный бассейн КМА и другие). С контактным метаморфизмом и проникновением горячих растворов связаны месторождения как черных (например, железа), так и особенно цветных (меди, цинка, свинца и др.), редких, благородных (золота) металлов. Метаморфические горные породы, как и магматические, широко используются в строительном деле (например, мрамор, кварцит).

Глава 18

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

Геологические процессы на Земле стали проявляться со времени ее зарождения, но вначале без участия организмов. С зарождением жизни на Земле появился новый геологический фактор — биологический, который стал оказывать на Землю, вернее на ее верхние оболочки, сильное физико-химическое воздействие. Человек, как биологический вид, совместно с остальными видами организмов участвует в процессе, который выражается в разрушении, изменении и образовании горных пород, в биологической миграции элементов, в воздействии на состав атмосферы и гидросферы и т. д. Вместе с тем, человеческий труд оказался новым, еще более сильным фактором в изменении и преобразовании планеты. По мнению известного ученого-геохимика академика А. Е. Ферсмана, хозяйственная и промышленная деятельность человека по своему масштабу и значению стала вполне сравнимой с процессами самой природы. Эту деятельность называют антропогенной * геологической деятельностью, ее можно свести к трем направлениям:

* От греческого «антропос» — человек.

- 1) перемещение вещества, миграция элементов,
- 2) изменение поверхности Земли и ее ландшафтов,
- 3) воздействие на природные геологические процессы.

Рассмотрим каждое из этих направлений.

Перемещение вещества и миграция элементов. Хозяйственная и промышленная деятельность человеческого общества в век научно-технического прогресса требует огромного, все возрастающего количества минерального сырья. Ежегодно добываются десятки миллиардов тонн строительного минерального сырья, миллиарды тонн горючих ископаемых, сотни миллионов тонн железных и других руд. Как минеральное сырье, так и готовые изделия развозятся с мест добычи или производства в разные концы планеты, и это приводит к необычному для природных условий рассеиванию вещества или, как говорят, геохимической миграции. Не случайно А. Е. Ферсман отмечал в своих трудах, что «человек геохимически переделывает мир». Такое же рассеивание вещества, элементов имеет место в связи с перевозкой для нужд сельского хозяйства во все страны мира многих миллионов тонн минеральных удобрений, а также в связи с широкой торговлей зерном и другими продуктами сельского хозяйства.

Уместно отметить еще одно, необычное для природных условий явление. Человек для своих нужд многие металлы получает в чистом виде (железо, никель, хром, ванадий, алюминий), а в природе они встречаются в соединениях. Поэтому требуются соответствующие усилия для сохранения их в свободном состоянии. Кроме того, во все больших объемах создаются изделия из соединений, для природы не характерных, — пластмассы (искусственные полимеры). Ряд этих полимеров в обычных природных условиях не распадаются или распадаются очень слабо (распад — необходимое условие природного круговорота вещества) и поэтому загрязняют природную среду.

Изменение поверхности Земли и ее ландшафтов. В процессе проведения открытых горных работ по разработке угольных, железорудных и других полезных ископаемых, добываемых в больших объемах, образуются обширные карьеры, глубиной нередко в несколько сот метров (например, угольный разрез в Коркино на Урале превысил глубину 300 м и проектируется до 500 м; Сарбайский железорудный карьер в Казахстане запроектирован на глубину 450 м). В таких карьерах или разрезах объем обрабатываемых и перемещенных вскрышных пород, руд или углей составляет вместе нередко сотни миллионов кубических метров.

В тех случаях, когда полезные ископаемые находятся на значительных глубинах и их отработка ведется под землей, подземные выработки достигают нередко многих сотен и даже тысячи метров глубины. Так, например, в Донбассе отработка коксующихся углей ведется уже на глубине до 1000 м, в Западной Европе угли добываются местами и с более глубоких горизонтов — свыше 1300 м, а золотые рудники на юге Африки и в Индии ме-

стами углублены до 3500 м. На многих угловых месторождениях, где пласты маломощные, вместе с углем приходится отрабатывать частично вмещающие, так называемые пустые породы (например, в Донбассе). Поэтому вокруг шахт за счет пустых пород образуются обширные отвалы (терриконы) высотой в десятки метров. Обширные отвалы пустых пород собираются и вокруг открытых разработок (например, в районе Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, на Урале и во многих других местах). Такие отвалы, состоящие из обломков механически раздробленных горных пород, в той или иной мере подвергаются воздействию ветра, воды или же осыпаются под воздействием силы тяжести.

Отработанные подземные выработки со временем заваливаются, а если они располагаются сравнительно неглубоко от поверхности, то возможны просадки значительных размеров. Отработка подземных горизонтов руд или углей часто требует предварительной откачки подземных вод: в таких случаях происходит изменение гидрогеологического режима обширных территорий не только на глубине, но и у поверхности.

Просадки на значительных площадях происходят также в случае усиленной откачки нефти или воды для водоснабжения. Длительная откачка подземных вод для целей водоснабжения вызвала заметные опускания территории, где располагаются города Мехико, Венеция и другие. Такие опускания территории приморских городов могут вызвать их затопление морскими водами.

Огромные массы вещества перемещаются в процессе строительства гидросооружений, промышленных предприятий, каналов, дорог, гражданского строительства, наконец, в процессе сельскохозяйственных работ (распашка почвы). Наряду с обработкой в почву вносится большое количество минеральных и органических удобрений, оказывающих сложное геохимическое воздействие на поверхностный слой суши.

Отмеченная человеческая деятельность по перемещению вещества и изменению характера земной поверхности вместе с другими видами его хозяйственной деятельности (вырубка лесов, уничтожение некоторых видов животных и растений, мелиорация земель и т. п.) ведет к изменению или полному уничтожению существующих длительное время природных ландшафтов и замене их так называемыми культурными ландшафтами. В настоящее время под культурным понимают ландшафт, в котором изменение составляющих его звеньев происходит с наибольшей целесообразностью для человека (например, улучшено плодородие почв, выведены наиболее ценные для человека породы животных и сорта растений, не допускается эрозия почв, их засоление и т. д.). К сожалению, многие культурные ландшафты далеко не отвечают этим требованиям, и в них возникли условия, очень неблагоприятные или даже совсем непригодные для человека.

Создание культурных ландшафтов — это пока еще дело будущего, а пока многие природные ландшафты настолько нарушены, что стали совсем непригодными для освоения. Нарушение природных ландшафтов произошло вследствие чрезмерной эрозии почв и развития оврагов, неправильного применения мелиорации земель, загрязнения пресных водоемов, вырубки лесов, несвоевременной рекультивации (т. е. восстановления) земель и т. п.

Воздействие на природные геологические процессы. Геологическая деятельность человека тесно переплелась со всеми сферами природной геологической деятельности, особенно с теми, которые объединяются в группу экзогенных процессов, и приобрела теперь глобальные масштабы. Пожалуй, особенно энергично вмешался человек в деятельность поверхностных вод. В наиболее обжитых частях суши сток малых рек изъят на орошение, обводнение и водоснабжение, а более крупные реки превращены в системы водохранилищ. Как следствие — значительно ослабла разрушительная деятельность текучих вод, происходит заиление речных русел, в моря стало меньше поступать пресных вод и минеральных осадков. Это также сказалось (причем в отрицательном для нас направлении) на качественном и количественном составе органического мира таких рек. Изменение речного стока вызывает цепную реакцию — понижение или повышение (в зарегулированных частях речных долин) уровня подземных вод, изменение климата, количества осадков, растительности и ряд других природных изменений. В крупных промышленных районах исчезли многочисленные мелкие реки и их притоки, иссякли источники, изменился режим не только грунтовых, но и более глубоких горизонтов подземных вод.

Вопрос о дальнейшем воздействии на речную сеть требует тщательного рассмотрения, ибо за ничтожно малые сроки (десятки лет) вся речная сеть Земли может испытать коренные, необратимые изменения.

Известно, что подземные воды — это вековые запасы воды. Они формируются на протяжении многих тысяч, десятков и, возможно, сотен тысяч лет. Однако использование подземных артезианских вод идет настолько энергично (особенно для нужд промышленности и сельского хозяйства), что для ряда районов возникла реальная угроза не только их сокращения, но и полного исчезновения. Между тем пресные подземные воды — наиболее важный и приемлемый резерв питьевых вод.

Значительное сокращение запасов подземных вод (напорных и ненапорных) приводит также к ослаблению их геологической — разрушающей и аккумулятивной — деятельности, правда, в ряде случаев — полезному для человека, например, ослабление оползневой деятельности.

Активное преобразование и освоение пустынь — обводнение, закрепление растительностью движущихся песков — вызвало ослабление геологической деятельности ветра на огромных про-

странствах; одновременно в них произошло ослабление и физического выветривания.

Пояс пустынь представляет естественную природную зону Земли, и излишне активное их сокращение не может быть оправданным; имеет место и противоположный процесс — вырубка на обширных пространствах лесов, распашка земель, неправильное их использование — все это привело в действие ветровую и водную эрозию и многие территории превратились в пустыни или полупустыни. Таким образом, некоторые современные пустынные территории — следствие неразумной хозяйственной деятельности.

Не обошлось без вмешательства человека и в области, покрытые льдами или охваченные многолетней мерзлотой. Активное освоение Советского Севера, располагающего большими природными богатствами (нефть и газ на севере Западно-Сибирской низменности, цветные и другие металлы на Таймыре, лесные богатства таежных районов, оленеводство в тундре), привело к значительным нарушениям вечномерзлотной среды, которые усложнили условия обитания животных и растений, в том числе и самого человека.

Предлагается идея отепления Севера за счет переброски теплых тихоокеанских вод в Ледовитый океан; осуществление такой и подобных идей чревато необратимыми изменениями внешних условий и может привести к катастрофическим нарушениям природного равновесия в глобальном масштабе (потепление климата, исчезновение арктических льдов, затопление обширных приморских низменностей и т. д.). Точно так же надо быть осторожным в отношении идеи ускорения таяния горных ледников с целью пополнения речных вод.

Морские воды постоянно разрушают во многих местах свои берега. Защита их, особенно в пределах городов и крупных населенных пунктов, — постоянная забота человека. Под защиту берется не только береговой склон, но и пляжные отложения, присутствие которых оберегает сооружения, расположенные на склоне, от разрушения. Поэтому часто приходится не только отказываться от широкого использования пляжных отложений (песок, галька, ракушка) для строительных целей, но даже их искусственно наращивать. Ослабление разрушительной деятельности моря на побережье и ослабление (в связи с вмешательством человека) выноса в море речных осадков ведет к сокращению количества осаждаемого обломочного материала на морском дне.

С целью расширения площади пахотных земель широко практикуется осушение болот. Но чрезмерное увлечение этими работами приводит к значительным преобразованиям естественных ландшафтов и к нарушению природного равновесия. В последние годы в ряде стран, в том числе и в СССР, практикуется превращение некоторых заболоченных территорий в заповедные зоны.

В осуществлении природных процессов большая роль принадлежит бактериям: они разрушают органические вещества в почвенном слое, а некоторые виды бактерий способны разлагать определенные минеральные соединения и высвобождать отдельные элементы или окислы (железобактерии, серобактерии и др.). Культивирование таких бактерий приобретает большой практический и промышленный интерес с целью ускорения процесса разложения разнообразных сульфидных руд с выделением меди и других металлов. Особенный интерес представляет получение культуры микроорганизмов, способных разлагать загрязняющие природную среду вещества — пластики и другие созданные человеком искусственные соединения, слабо поддающиеся разложению.

Практическая деятельность человека пока еще мало отражается на проявлении природных эндогенных процессов, хотя ученые уже давно мечтают об активном воздействии на эти силы. В ближайшем будущем, когда будет решена задача бурения сверхглубоких скважин до мантии, человеку станет доступным извлечение природных магматических расплавов, которые смогут представлять собой готовый рудный расплав. В таком случае возникает возможность получения необходимых металлов в жидком виде, минуя доменный процесс.

Отмеченные ранее опускания территории под действием усиленной откачки из недр нефти или подземных вод представляют не что иное как искусственные колебательные движения земной коры. Подземные атомные и другие взрывы порождают искусственные землетрясения. Со временем возможно создание искусственных вулканов.

ОХРАНА ПРИРОДЫ

Человек и природная среда. Человек — частица жизни, и его бытие как всякого живого существа определяется общими законами природы. Но в отличие от всех остальных живых существ он своей хозяйственной деятельностью, своим трудом и интеллектом оказывает глубокое воздействие на окружающую его среду. Человеческая деятельность превратилась в ведущую силу преобразования Земли.

Наука, изучающая взаимоотношение организмов с окружающей средой, называется э к о л о г и е й. Воздействие человека на окружающий мир и обратное воздействие природы на человека рассматривается специальным разделом экологии — экологией человека. Все то отрицательное, что возникает во взаимоотношениях человека с природой, получило название экологического кризиса. Следует подчеркнуть, что воздействие на природу часто имеет неконтролируемый, стихийный характер и нередко при этом становится глобальным. К отрицательным, глобальным воз-

действиям относятся катастрофическое загрязнение атмосферы, рек, океана, суши, нарушение биологического равновесия, истощение природных ресурсов.

В настоящее время изменение природы под воздействием человека идет быстрее, чем ее естественное изменение; отсюда и современный экологический кризис.

Рассмотрим ряд особенностей взаимоотношения человека с окружающей средой, порождающих экологический кризис.

Непрерывный рост населения вызывает соответственно потребность в увеличении посевных земель, однако такие возможности довольно ограничены — большая часть поверхности Земли (около 70%) под посевы непригодна; остальная часть суши под посевы используется только наполовину. С ростом населения и производства все большие и большие площади суши (причем обычно пригодные для сельскохозяйственного производства) отчуждаются под строительство жилых зданий, промышленных предприятий, дорог, аэропортов и т. п.

Непрерывно растет потребность в питьевой и технической воде. Если для поддержания жизни человеку в сутки необходимо 2 литра питьевой воды, то с учетом нужд промышленности и сельского хозяйства в США, например, ежегодный расход на душу населения составляет 8 миллиардов литров. Очень страдает качество питьевых вод в городах, использующих речные воды. Так, например, в Лондоне употребляют воду из р. Темзы, а она проходит очистку 5—6 раз в городах, расположенных выше по течению.

Особую заботу человечества составляет сохранение океанических вод от загрязнения. В океан поступают разнообразные загрязняющие его вещества и помимо хозяйственной деятельности человека, но природные загрязнения для него не страшны. А вот многочисленные отбросы промышленности очень опасны, так как с ними поступают вещества, которые природа никогда не производила (ДДТ, пластмассы, моющие средства и другие синтетические продукты) и которые океан не может утилизировать или делает это очень медленно. Многие из этих отходов к тому же ядовиты.

Все поверхностные стоки, в том числе и ядовитые, попадают в шельф (в нем обитают до 90% всех морских организмов). Шельф является также местом захоронения разнообразных отравляющих веществ, вывозимых специально на пароходах (например, ядерные отходы). В морские воды оседает и значительная часть вредных примесей атмосферы. Если добавить, что в моря и океаны ежегодно попадают миллионы тонн нефти и мазута и что нефтяные загрязнения абсорбируют различные ядохимикаты, в том числе и ДДТ, можно представить себе, какую опасность они представляют для обитателей моря (а значит, и человека, так как часть их используется для питания). От загрязнений, особенно нефтяных, гибнет морской планктон. Нефтяные пленки на

воде снижают процесс фотосинтеза и сокращают таким образом поступление в атмосферу кислорода.

Основные загрязнители воздуха — промышленные выбросы и выхлопные газы автомобильного транспорта. Выхлопные газы содержат угарный газ, окись азота, углеводород, окись серы и другие, а также соединения свинца (добавляются в топливо в качестве детонатора). Часть углеводородов выхлопных газов обладает канцерогенными свойствами; отравляющее действие оказывает на человека и свинец.

При скоплении в атмосфере большого количества примесей возникает смог, особенно опасный для человека; он вызывает гибель сотен людей. Смог характерен для многих городов капиталистического мира — Нью-Йорка, Токио, Мехико и других.

Выбросы промышленности, попадающие об сточными водами в реки и озера, нарушают газообмен воды с атмосферой и вызывают гибель населяющих их организмов — планктона, моллюсков, водорослей, рыб. Погибает также растительность, покрывающая побережье таких рек и озер. К таким по существу мертвым рекам и озерам принадлежат Рейн, Темза, Великие американские озера, Миссисипи и многие другие.

Применение гербицидов и ядохимикатов для борьбы с вредителями сельского и лесного хозяйства — в общем положительный фактор, но оно имеет и обратную сторону — эти вещества оказывают губительное действие и на полезных насекомых, рыб, птиц, мелких млекопитающих и даже человека. Особенно пагубное воздействие оказывает ДДТ и его препараты, отличающиеся высокой устойчивостью и очень медленным периодом распада (до 5 лет). Поэтому они накапливаются в почвах и содержатся во всех продуктах питания и даже в самом организме человека.

Отмечено (как отрицательный фактор), что некоторые насекомые приспособляются к ядохимикатам и в результате происходит отбор мутаций, стойких к ядам. Имеются мутации, стойкие и к повышенной радиации.

Для сохранения жизни на Земле существенно важны и такие физические условия, как определенный уровень радиации, электромагнитного поля, температуры, гравитации, звуковых волн и другие. Поэтому их изменение столь же опасно, как и загрязнение окружающей среды.

В преобразовании природы не надо утрачивать чувства меры. По существу человек не враждебен природе. Величайшую силу мира — человеческую деятельность надо направлять на создание лишь оптимальных природных условий.

Новым во взаимодействии человека с природой является ограниченная возможность последней нейтрализовать отходы производства. Поэтому в человеческой деятельности помимо производящего направления возникла необходимость в выделении нового направления его деятельности — деятельность по ликвидации отрицательных последствий производства.

Охрана природы и рациональное использование природных ресурсов. Научно-технический прогресс ведет к неуклонному возрастанию темпов развития народного хозяйства, а это в свою очередь вызывает непрерывное возрастание потребности в различных видах природного сырья. Если биологическое сырье в природных условиях (не нарушенных человеческой деятельностью) непрерывно воспроизводится и используется в объеме, не приводящем к его сокращению, то минеральное сырье, особенно некоторые его виды, непрерывно сокращается. Отсюда возникает настоятельная необходимость в рациональном использовании природных минеральных ресурсов.

В отношении минеральных природных ресурсов необходимо, чтобы постоянно растущая добыча полезных ископаемых обязательно сочеталась с более полным извлечением их из недр (частичная выработка ведет к колоссальным потерям, так как остающиеся в недрах невыработанные пространства к дальнейшей отработке становятся непригодными). Кроме того, необходимо осуществлять комплексное использование добытого минерального сырья и полное извлечение полезных ископаемых при обогащении (до сих пор в отвалы уходят огромные количества не только добываемого сырья, но и сопутствующих ему элементов).

Недопустима выборочная отработка более богатых руд или участков месторождений. Нецелесообразным является и то, что не используются многие так называемые бедные руды или руды, технология извлечения из которых полезных компонентов еще до сих пор не отработана. Это касается прежде всего многих окисленных железных руд и руд цветных металлов, карбонатных и других руд, отчего сдерживается расширение минерально-сырьевой базы черной и цветной металлургии.

Большой практический интерес представляют металлургические шлаки как в отношении доизвлечения многих попутных (впрочем, и основных) компонентов, так и в качестве сырья для получения разнообразных строительных материалов и минеральных удобрений. То же касается золы и шлака тепловых электростанций.

В промышленном производстве заслуживают внимания такие отходы и потери, как пыль, газы, физическое тепло, особенно предприятий металлургической, цементной, нефтеперерабатывающей, химической промышленности и теплоэнергетики. В газообразных выбросах много углерода и серы, сильно загрязняющих окружающую среду. С пылью, выбрасываемой в атмосферу некоторыми заводами цветной металлургии, ежегодно выносятся сотни тонн цинка, свинца, редких металлов. Большое народнохозяйственное значение имеет использование вскрышных и попутно добываемых пород, особенно в производстве строительных материалов.

Из биологических ресурсов, в смысле рационального их использования, особого внимания к себе требуют лесные. Здесь

главная задача сводится к полному и комплексному использованию древесины. При этом не следует забывать, что леса имеют огромную водоохранную, почвозащитную и климаторегулирующую роль. Лес — основной фотосинтезирующий фактор на суше.

Совершенно уже очевидно, что исключительно важно обеспечить рациональное использование водных ресурсов. Это означает не только их экономное использование и охрану от загрязнения, но также осуществление целого ряда работ по водному благоустройству — сооружение каналов, водохранилищ, использование подземных вод, опреснение морских вод и т. п.

Использование сырьевых ресурсов — один из основных факторов глобального кризиса во взаимоотношениях человека с природой, и его можно избежать лишь путем перевода промышленного производства на «замкнутый цикл» — без потерь. Это означает, что все отходы производства и пришедшая в негодность промышленная продукция снова включаются в промышленное производство. Иначе говоря, в хозяйственной деятельности человека необходимо создать постоянный круговорот вещества; это освободит также окружающую среду от несвойственного ей загрязнения. Нам хорошо известно, что круговорот вещества — характернейшая черта самой природы. Экологический кризис и является отчасти результатом нарушения этого равновесного состояния; поэтому полное осуществление круговорота вещества в хозяйственной деятельности человека, наряду с другими мероприятиями, приведет к ликвидации этого кризиса.

Сфера проявления человеческого разума получила название *ноосферы* («сфера разума»). Вся работа человека по изменению Земли, особенно его геохимическая деятельность, названа *техногенезом*.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Основы исторической геологии
и геологии СССР

РАЗДЕЛ III

Основы исторической геологии
и палеонтологии

Глава 19

ОСНОВЫ ПАЛЕОНТОЛОГИИ

СОДЕРЖАНИЕ И ЗАДАЧИ ПАЛЕОНТОЛОГИИ

Палеонтология* — наука о древних вымерших организмах. Изучая остатки этих организмов, она выясняет их историю развития и происхождение. Однако значение палеонтологии значительно шире указанной задачи, имеющей в основном биологическое направление. Изучение ископаемых организмов оказало большое влияние на развитие другой отрасли естествознания — геологии. Данные палеонтологии позволили решить одну из важнейших геологических задач — задачу определения относительного возраста горных пород. Освещение проблемы происхождения и развития жизни на Земле в ее связи со средой позволяет восстановить физико-географические условия минувших эпох, без чего нельзя понять и выявить общие закономерности образования в недрах многих полезных ископаемых. Палеонтология является важной основой исторической геологии и ряда других геологических наук.

ФОРМЫ СОХРАННОСТИ ОСТАТКОВ ОРГАНИЗМОВ

Организмы после их гибели под влиянием внешних условий довольно легко разлагаются и поэтому их остатки обычно сохраняются плохо. Наиболее быстрому разложению подвержены мягкие части тела. Что же касается скелетных образований,

* От греческих слов «палеос» — древний, «онтос» — существо и «логос» — учение.

особенно состоящих из минерального вещества — карбоната кальция, кремнезема, то они, при соответствующих благоприятных условиях, могут сохраниться полностью на протяжении многих сотен тысяч и миллионов лет. В зависимости от условий, существующих на данной территории, остатки организмов подвергаются тлению, обугливанию или окаменению.

Т л е н и е представляет собой процесс полного разложения тела организма (как мягких, так и скелетных частей), происходящий в условиях свободного доступа воздуха (обычно на суше). При этом остатки погибшего организма нацело исчезают, так как продукты разложения в виде газов, растворов или расплывчатых частиц уносятся воздухом, водными растворами или же смешиваются с почвой. Происходит также разложение мертвых организмов под воздействием бактерий, поедание остатков погибших организмов другими животными; разложение этих остатков в результате выветривания.

О б у г л и в а н и е — процесс медленного преобразования отмершего органического вещества в водной среде при слабом доступе кислорода. В этих условиях такие составные части органического вещества, как азот, кислород и водород, улетучиваются или вступают в реакцию с веществами, растворенными в воде, и частично или полностью переходят в раствор, а углерод в основном остается. Постепенное обугливание растений ведет к преобразованию их в торф или лигнит, а затем в бурый уголь.

Обугливанию, при соответствующих условиях, могут подвергаться и хитиновые (рогообразные) покровы или скелеты животных — насекомых, моллюсков и других беспозвоночных.

В результате обугливания растительных остатков в земной коре накопились мощные толщи углей. В связи с этим значительная часть углерода, входившего в состав углекислого газа атмосферы древних эпох, перешла из газообразной оболочки в твердую оболочку Земли — земную кору.

О к а м е н е н и е — процесс замещения вещества, слагавшего погибшие организмы, или пропитывания пор их тела минеральными веществами, растворенными в воде: карбонатом кальция, окислами кремния, железа или некоторыми другими соединениями. При этом в минеральном веществе, вытеснившем органическое вещество, нередко полностью бывают воспроизведены мельчайшие детали строения тканей организма — это так называемые псевдоморфозы их тканей. В качестве наиболее часто наблюдаемого такого замещения можно привести полное замещение кремнеземом стволов деревьев, в тонких срезах (шлифах) которых под микроскопом видны характерные для них детали строения (вплоть до отдельных составляющих их клеток).

К формам сохранения остатков организмов относятся также **о т п е ч а т к и** и **я д р а**. От организмов, захороненных в глинистом или карбонатном илу, после окаменения осадка остаются на его поверхности следы — отпечатки, иногда даже мягких частей

организма. Но чаще всего образуются отпечатки поверхности твердых скелетных частей — раковин, панцирей и т. п., которые позже были растворены протекающими по трещинам и порам пород подземными водами.

Если раковина двустворчатого моллюска или другое скелетное образование, заключенные в осадке, оказались полностью растворенными циркулирующими подземными водами, то в породе остается полость, стенки которой отображают наружное строение этих скелетных образований. Впоследствии такая полость может быть целиком заполнена минеральным веществом, осажденным дальнейшими притоками подземных вод, и в породе образуется слепок, или ядро. Такое ядро воспроизводит все детали внешней поверхности раковины и поэтому называется наружным ядром. Если же внутренняя полость раковины заполняется илом или минеральным веществом, а сама раковина оказывается затем растворенной, то могут образоваться внутренние ядра.

Достаточно хорошо сохраняются в ископаемом состоянии минеральные скелетные образования водных организмов — раковины, скорлупки, панцири, трубки и другие образования, особенно если они состоят из карбоната кальция или кремнезема, но и они в той или иной мере окаменевают еще в осадке.

Определенную ценность в решении геологических задач представляют также окаменевшие следы жизнедеятельности организмов: следы хождения или ползания, ходы сверлящих и роющих животных и другие.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Органический мир характеризуется большим разнообразием и подразделяется на две группы, резко различающиеся по образу жизни и строению тела, но объединенные общностью происхождения: растительный мир и животный мир. В новейших классификациях выделяют еще третью группу, к которой относят самые простые организмы — бактерии, примитивные водоросли и примитивные грибы.

Основное различие между растениями и животными выражается в том, что растения обладают способностью создавать для построения своего тела органические соединения из неорганических веществ, а животные такой способностью не обладают и пользуются для питания органическими соединениями, которые созданы растениями или другими животными. Лишь некоторые представители растений (например, грибы) питаются исключительно готовыми органическими соединениями. Таким образом, животные и растения отличаются по способу обмена с внешней средой.

Органический мир, как животный, так и растительный, состоит из огромного числа видов. Вид представляет собой группу особей, индивидуумов, имеющих полное сходство почти во всех мельчайших деталях строения. Виды, различающиеся по ряду заметных

признаков, но в целом сохраняющие сходство, объединяются в роды. Роды в свою очередь объединяются в семейства, семейства — в отряды, отряды — в классы, классы — в типы. Чем выше единица подразделения, тем резче выступают различия между организмами.

Кроме приведенных выше подразделений органического мира, иногда применяются еще промежуточные подразделения: надтипы, подтипы, надотряды, подотряды, надсемейства и т. д.

Организмы, составляющие виды, роды, семейства и т. д., связаны единством происхождения. Поэтому в естествознании принята естественная классификация органического мира, т. е. классификация, основанная на родственных связях между организмами.

Здесь мы приводим упрощенную классификацию животного и растительного мира по типам в соответствии с постепенным усложнением строения тела организма.

Животный мир состоит из следующих типов: простейшие, губки, археоциаты, кишечноротовые, черви, мшанки, членистоногие, моллюски, плеченогие, иглокожие, полухордовые и хордовые.

Все перечисленные типы, за исключением полухордовых и хордовых, объединяются под общим названием беспозвоночных, так как они не имеют внутреннего скелета. Многие беспозвоночные имеют наружный хитиновый или минеральный панцирь (раковину, скорлупку или другие образования). У хордовых внутренний скелет в виде позвоночного столба.

Растения делятся на следующие типы: бактерии, водоросли, псилофиты, плауновидные, членистостебельные, папоротниковидные. Бактерии и водоросли объединены в группу низших растений, а все остальные — в группу высших растений.

Названия организмов в научной литературе обычно принято писать по-латыни. Первое слово обозначает принадлежность к роду, второе — название вида. За названием вида ставится фамилия ученого, впервые описавшего данный вид; например *Dosinia maeotica* Andrussow. Обычно фамилия приводится сокращенно (в данном случае Andr.).

Образ жизни организмов, их эволюция находятся в тесной зависимости от среды обитания. В свою очередь организмы сами воздействуют на среду обитания, а также друг на друга. Изучением образа жизни организмов, живших в минувшие геологические эпохи, их взаимоотношений с окружающей средой и приспособления к ней занимается палеоэкология. Палеоэкологические исследования очень важны для палеогеографических построений.

Сообщества организмов (животных и растений), которые связаны общим местом и одинаковыми условиями обитания, называются биоценозами.

По условиям обитания все организмы отчетливо разделяются на две обширные группы: водные и наземные. Есть организмы, приспособленные к жизни в обеих средах.

В группе водных организмов подавляющая часть видов обитает в морях и океанах и значительно меньшая часть — в наземных водоемах (реках, озерах, болотах). Особенности обитания морских организмов уже охарактеризованы (глава 12), поэтому здесь коснемся только наземных организмов.

В целом органический мир суши столь же обилен и разнообразен, как и морской, но он существенно отличается от органического мира морей и океанов. К числу наиболее характерных организмов суши принадлежат насекомые, различные позвоночные и наземные стебленосные высшие растения. Условия жизни на суше в общем более разнообразны, чем в морях и океанах. Наиболее существенным фактором, определяющим размещение организмов на суше, является климат, но влияние оказывают также особенности рельефа, состав пород, слагающих данную территорию, размещение на поверхности водных ресурсов и т. п.

Как в морях, так и на суше существует целый ряд биоценозов, но на суше, кроме биоценозов, в зависимости от климатических условий различают еще зоо- и фитогеографические провинции. При этом каждая провинция отличается типичными для нее биоценозами.

БЕСПОЗВОНОЧНЫЕ

Все типы беспозвоночных, особенно их морские обитатели, в той или иной мере представлены формами, выделяющими минеральные — карбонатные или кремнистые, наружные скелетные образования, которые после смерти организма достаточно хорошо сохраняются в ископаемом состоянии. Поэтому беспозвоночные в целом образуют много так называемых руководящих ископаемых, используемых для выяснения очень важного вопроса в геологии — относительного возраста горных пород. Остатки древних беспозвоночных являются также ценным материалом для выяснения физико-географических условий древних эпох.

Тип простейшие. К нему отнесены все одноклеточные животные. В подавляющем большинстве это микроскопические организмы. Геологический интерес представляют только два подкласса — фораминиферы и радиолярии, выделяющие минеральные скорлупки.

Фораминиферы — водные, преимущественно морские организмы с известковой (иногда роговой) наружной скорлупкой той или иной формы, размера и с различными дополнительными известковыми образованиями на поверхности и внутри. Строение скорлупки для каждого вида носит строго индивидуальный характер. Фораминиферы известны из отложений всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя и образуют много руководящих ископаемых (рис. 94).

Радиолярии — исключительно микроскопические, водные организмы с кремнистой скорлупкой шарообразной или диско-

образной формы (см. рис. 53). Известны с докембрия поныне, но руководящих форм почти не образуют, так как ископаемые формы очень сходны с современными.

Тип губки. Водные, почти исключительно морские, одиночные или колониальные, донные организмы. Принадлежат к самым примитивным многоклеточным животным. Форма их обычно бокало-



Рис. 94. Представитель фораминифер — *Fusulina* (карбон)

видная или чашеобразная. Многие виды имеют в своем теле кремнистые или известковые иглы; если последние срастаются, то возникает массивный скелет, легко сохраняющийся в ископаемом виде (рис. 95). Все же у большинства губок скелет хитиновый (из роговых волокон); такие губки не сохраняются в ископаемом виде.

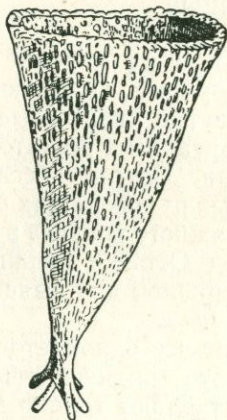


Рис. 95. *Ventriculites* — представитель меловых губок с массивным скелетом

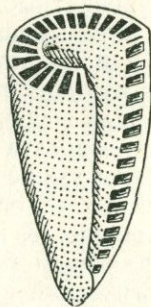


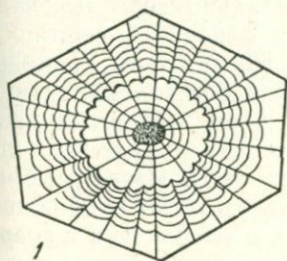
Рис. 96. Археоциат (одиночный)

Губки известны с начала палеозоя, и некоторые их роды являются руководящими.

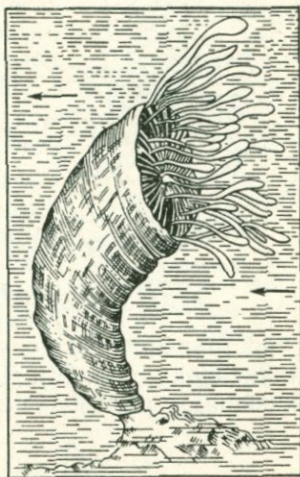
Тип археоциаты. Морские прикрепленные одиночные или колониальные организмы, сходные по строению частично с губками, частично с коралловыми полипами. Имеют известковый скелет, который обычно состоит из двух стенок с перегородками между ними. Археоциаты жили только в кембрийском периоде и являются поэтому очень важными руководящими ископаемыми кембрия (рис. 96).

Тип кишечнополостные. Водные, почти исключительно морские организмы. Основное геологическое значение имеет класс *коралловых полипов*, представители которого ведут одиночный или колониальный образ жизни. Последние, как отмечалось ранее, часто строят рифы, очень характерные для тропических зон моря.

Тело коралловых полипов заключено в известковую трубку или чашечку, часто с горизонтальными или вертикальными, также известковыми перегородками внутри или теми и другими вместе.



1



2

Рис. 97. Представители древних кораллов

1 — *Lithostrotion* — колониальный коралл, разрез по одному кораллиту (карбон и пермь);
2 — *Zaphrentis* — одиночный коралл (от силура до карбона)

Некоторые группы (даже целые классы) коралловых полипов принадлежат к числу вымерших — они жили только в палеозое или мезозое. Поэтому коралловые полипы являются важными руководящими ископаемыми (рис. 97).

Черви. Чрезвычайно обширная группа организмов, составляющая надтип, объединяющий несколько типов. Черви, за редким исключением, не выделяют минеральных скелетов, поэтому они в ископаемом состоянии мало известны и их геологическое значение небольшое.

Тип членистоногие. Обширная группа организмов (только современных видов этого типа насчитывается свыше одного миллиона). Тело членистоногих разделено на сегменты (членики) и покрыто хитиновым панцирем (иногда последний обызвестковлен). Большое геологическое значение имеет вымерший класс морских организмов — трилобиты, жившие только в палеозое (в первой его половине). Трилобиты образуют много руководящих ископаемых (рис. 98).

В ископаемом виде известны и представители классов ракообразных, паукообразных; встречаются также отпечатки древних

(палеозойских) бабочек, стрекоз и других представителей из класса насекомых.

Тип моллюски. Один из важнейших для геологии типов беспозвоночных, так как большинство их представителей выделяют известковые раковины, легко сохраняющиеся в ископаемом состоянии. Подавляющее большинство моллюсков обитает в воде, преимущественно морской; есть и наземные формы. Основное геологическое значение имеют классы брюхоногих, двустворчатых и головоногих моллюсков.

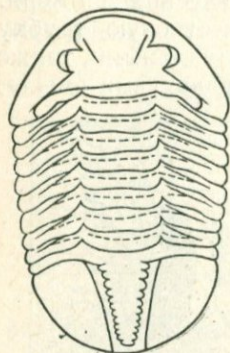


Рис. 98. Трилобит *Asaphus* (ордовик)

Представители класса **брюхоногих** моллюсков имеют спирально свернутые, чаще всего башенковидные раковины, состоящие из ряда оборотов. Поверхность раковин у многих родов и видов богато скульптурована (т. е. покрыта дополнительными известковыми образованиями — иглами, шипами, ребрами, бугорками). Известны брюхоногие с начала палеозоя, но наибольшее

распространение они получили в кайнозойе, в том числе и в современную эпоху (рис. 99). Для кайнозойских отложений они служат важнейшими руководящими ископаемыми.

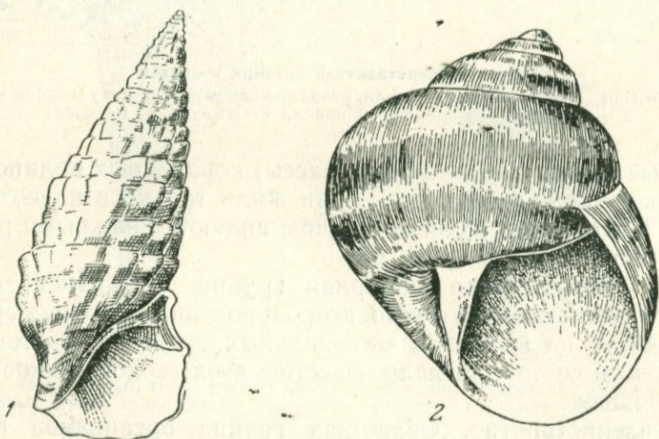


Рис. 99. Представители брюхоногих моллюсков
1 — *Ceritium*; 2 — *Helix* — садовая улитка

Двустворчатые моллюски имеют раковину из двух створок, обычно равных, часто с богатой и разнообразной скульптурой. Створки сочленяются чаще всего с помощью специальных известковых образований, расположенных на верхнем крае створок и составляющих так называемый замок. Строение замка является важным признаком для разделения класса на отряды. Дву-

створки известны с начала палеозоя, но наибольшее распространение, как и брюхоногие, они получили в кайнозое (рис. 100).

Головоногие — исключительно морские организмы. На голове вокруг ротового отверстия имеются щупальцы, которые предназначены для захвата пищи и отчасти для передвижения (отсюда и название класса). Разделяются на два подкласса.

1. Наружнораковинные, имеющие спирально свернутые, преимущественно в одной плоскости, известковые тонкостенные раковины, часто с богатой и разнообразной скульптурой и,

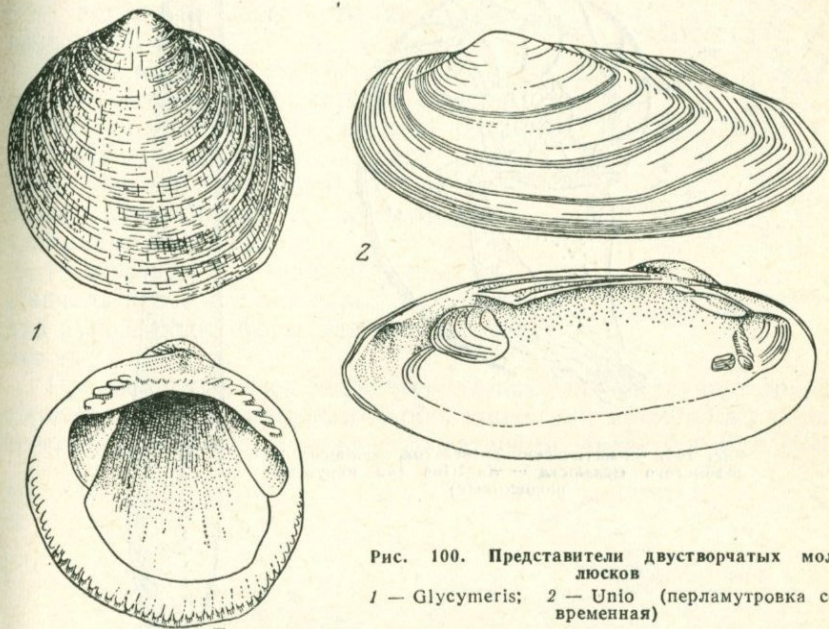


Рис. 100. Представители двустворчатых моллюсков
1 — Glycymeris; 2 — Unio (перламутровка современная)

кроме того, с извилистыми перегородками внутри. Все наружно-раковинные, за исключением одного рода — наутилус, дожившего до наших дней, вымерли. Они жили в палеозое, но наиболее широко были распространены в мезозое, для которого особенно характерна группа аммонитов. Все представители этой, достаточно обширной группы хорошо различаются между собой по форме раковины, скульптуре, строению внутренних перегородок и другим признакам (рис. 101). Аммониты — важнейшие руководящие ископаемые мезозоя.

2. Внутреннераковинные имели известковую раковину, расположенную под слоем кожи. Из современных форм к ним принадлежат осьминоги, каракатицы, кальмары. Геологическое значение имеет жившая и вымершая в мезозое своеобразная группа белемнитов. Основная часть их известкового скелета имеет форму удлиненной, цилиндрической или конической трубки,

называемой ростром (рис. 102). В просторечии ростры белемнитов известны под названием «чертовы пальцы».

Тип плеченогие. Морские одиночные животные. Имеют известковые, реже известково-роговые раковины, состоящие из двух створок. Внешне раковины многих плеченогих напоминают раковины двустворчатых моллюсков, но по ряду особенностей строения они отличаются от последних. Одна створка раковины обычно больше другой, проще выражены скульптура и строение замка.

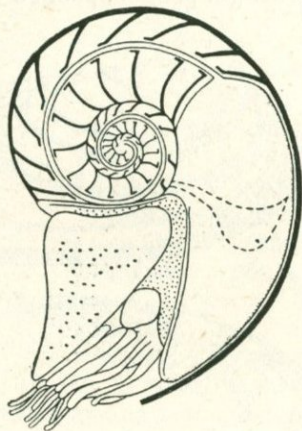


Рис. 101. Схематический разрез современного головоногого моллюска — Nautilus (из наружно-раковинных)

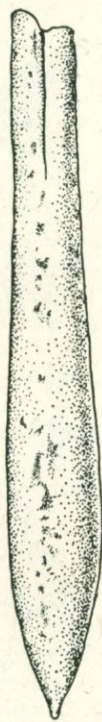


Рис. 102. Ростр белемнита из верхнемеловых отложений

В раковине плеченогого часто присутствуют дополнительные известковые образования, каких нет у двустворок. Плеченогие наиболее широко были представлены в палеозое, для которого они играют роль важнейших руководящих ископаемых. В последующие эры они были развиты в общем слабо (см. рис. 127 — 1, 3, 4, 5, 6).

Тип мшанки. Очень мелкие водные, преимущественно морские, колониальные животные. Колонии напоминают мелкие кустики или шаровидные тела; иногда они в виде пленки покрывают подводные предметы. Внешне часто напоминают мох или лишайник. Скелет известковый или известково-роговой (нередко просто роговой). Мшанки, известные с палеозоя до наших дней, образуют ряд руководящих форм (рис. 103).

Тип иглокожие. Исключительно морские, одиночные организмы. В зависимости от образа жизни их разделяют на два подтипа: свободноживущие и прикрепленные. Наиболее характерным классом первых являются морские ежи, а вторых — класс морские лилии.

У морских ежей имеется подкожный панцирь, обычно шаровидной или уплощенной формы, состоящий из известковых пластинок и с поверхности покрытый известковыми иглами (рис. 104).

Тело морских лилий по своему строению напоминает растение (отдельные части тела получили поэтому соответствующие названия — крона, стембель, корень). Оно покрыто известковыми пластинками и известковыми члениками (рис. 105).

Ископаемые иглокожие известны с начала палеозоя; они образуют целый ряд руководящих форм для палеозоя и мезозоя.

Представители всех типов беспозвоночных участвуют в породообразовании — накоплении карбонатных или кремнистых пород. Однако основными породообразователями являются моллюски.

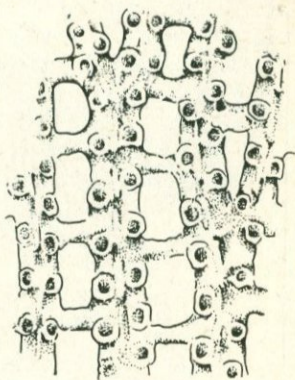


Рис. 103. Мшанка *Fenestella* (карбон-пермь)

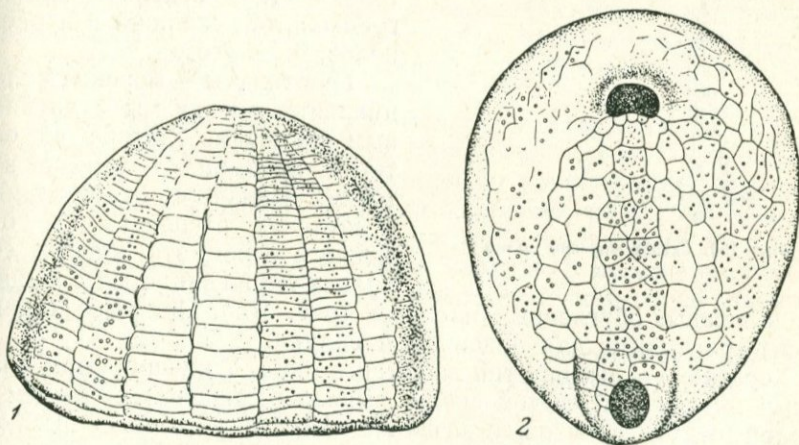


Рис. 104. Морской еж *Echinocorys* из меловых отложений
1 — вид сбоку; 2 — вид снизу

плеченогие, коралловые полипы, археоциаты, простейшие, губки. Из них только радиолярии и некоторые губки образуют кремнистые породы. Органогенные известняки, в зависимости от того, какие организмы их образуют, получают дополнительное название.

Так, известняки, образованные из раковин моллюсков, называются ракушечными известняками, из раковин плеченогих — брахиоподовыми известняками (*Brachiopoda* — латинское название плеченогих), из трубок коралловых полипов — коралловыми известняками, из скелетов археоциатов — археоциатовыми известняками, из скелетных частей морских лилий — криноидными известняками (*Crinoidea* — латинское название класса морских лилий), из скорлупок фораминиферы нуммулитес — нуммулитовыми известняками и т. п.

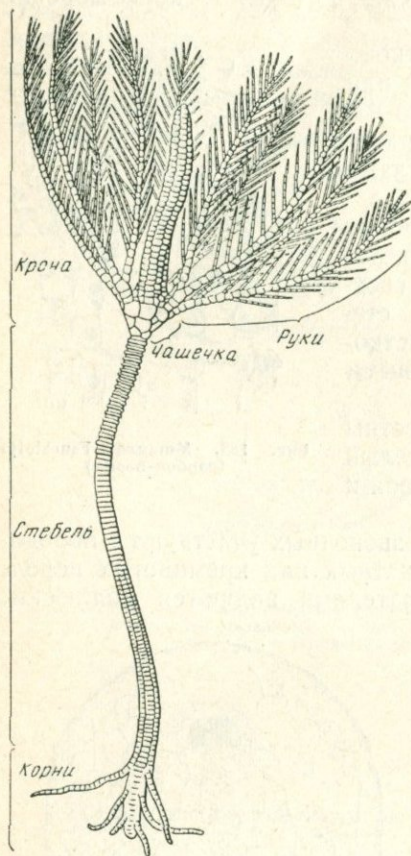


Рис. 105. Скелет морской лилии

Полухордовые и хордовые

Группа организмов, занимающая промежуточное положение между беспозвоночными и высшим типом животных — хордовыми, получила название полухордовых. Из них важное геологическое значение имеет только один подтип — подтип граптолитов, живший в первой половине палеозоя.

Граптолиты — морские колониальные организмы с хитиновым покровом. Внешне их остатки напоминают мелкие веточки, усеянные отверстиями, в которых располагались отдельные особи; эти веточки сохраняются в глинистых сланцах

в виде нежных обугленных пленочек (рис. 106). Наиболее характерны граптолиты для ордовика и силура.

Хордовые — высший тип животного мира. У низших форм хордовых внутренний осевой скелет выражен хрящевым стержнем — хордой (откуда произошло название всего типа); у более высокоорганизованных форм — позвоночным столбом. Основным и высшим подтипом хордовых является подтип позвоночные, который разделяется на ряд классов: рыбы, земноводные, пресмыкающиеся, птицы и млекопитающие*.

* Имеется еще несколько классов, стоящих на более низкой стадии организации, чем рыбы.

Общей особенностью всех позвоночных является присутствие костного скелета, основу которого составляет позвоночный столб (у некоторой части рыб он хрящевой). Кости в ископаемом состоянии сохраняются в общем плохо. Поэтому остатки вымерших позвоночных, особенно целые скелеты, встречаются довольно редко. Все же для континентальных толщ остатки позвоночных, несмотря на их редкое сохранение, очень важны, так как беспозвоночные с минеральными скелетами для наземных условий в общем мало характерны.

Рыбы — обширная группа водных животных, представляющая собою надкласс. Древние рыбы, объединенные в группу пластинокожих (их тело было покрыто в передней части панцирем из

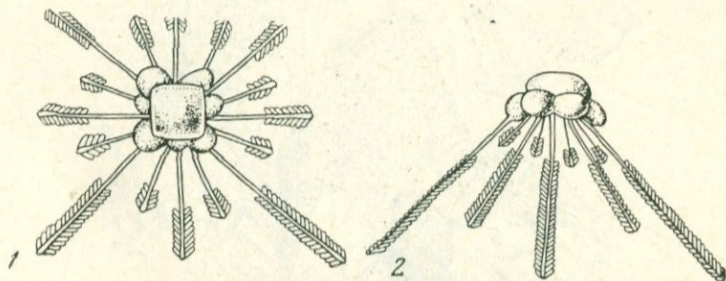


Рис. 106. Колония граптолита — *Diplograptus*
1 — вид сверху; 2 — вид сбоку

костных чешуй), жили в силуре и девоне. В девоне появились хрящевые рыбы (они дожили до наших дней, например, акулы) и костные рыбы, расцвет которых наступил лишь в мезозое и продолжается поныне.

В том же, девонском периоде в результате эволюции из рыб возникли первые четвероногие животные — **земноводные**. Их расцвет наступил уже в каменноугольном и пермском периодах, когда широкое развитие получила обширная группа так называемых панцирноголовых. Это крупные, до нескольких метров длины, организмы; они вымерли к началу мезозоя. В мезозое и кайнозое земноводные представлены ограниченным числом родов (лягушки и некоторые другие).

Пресмыкающиеся — более высокоорганизованный класс позвоночных. Они появились в каменноугольном периоде. Среди них была представлена своеобразная группа довольно крупных организмов, выделенная под названием **зверообразных** (многие их представители имели звериный облик) (рис. 107) и которая просуществовала до конца палеозоя. В начале мезозоя в результате эволюции появились новые формы пресмыкающихся, в том числе особенно обширная группа, известная под названием **ящеров**. Многие ящеры в юрском и меловом периодах имели большие размеры (до 20—30 м в длину и десятки тонн весом).

К концу мезозоя ящеры вымерли, и в новую, кайнозойскую эру перешло уже небольшое число пресмыкающихся (отряды крокодилов, змей, черепах и ящериц). Одним из самых крупных мезозойских ящеров (и вообще среди позвоночных) был диплодок (рис. 108).



Рис. 107. Представитель позднепалеозойских пресмыкающихся — *Inostrancevia* (реконструкция)

Класс птиц впервые появился в юрском периоде. Юрские птицы имели много общих черт с пресмыкающимися, от которых они и произошли. У юрских птиц (рис. 109), наряду с типичными признаками птиц (например, перья), сохранились еще признаки их ближайших предков — пресмыкающихся: зубы во рту, многочис-

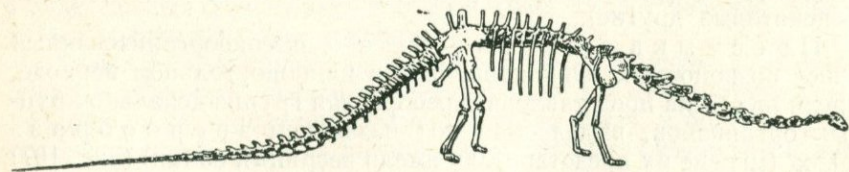


Рис. 108. Мезозойский ящер диплодок (юра). Длина до 30 м (реконструкция)

ленные хвостовые позвонки и другие. С конца мезозоя птицы приобрели современный облик и в кайнозое достигли наибольшего расцвета.

Млекопитающие — высшие позвоночные с целым рядом новых, только для них характерных, признаков. Появились млекопитающие еще в конце триасового периода, но наибольшего развития достигли в кайнозое.

Эволюция отдельных групп млекопитающих прослежена довольно подробно, особенно таких групп (отрядов, семейств), как лошадиные, хоботные, приматы (обезьяны), в том числе и человека.

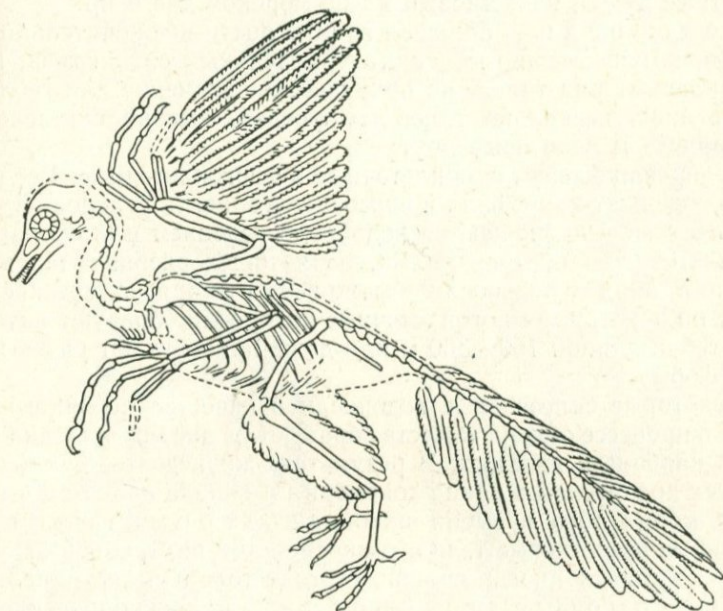


Рис. 109. Древнейшая (юрская) птица археоптерикс (реконструкция)

Безусловно, особый интерес вызывает проблема происхождения человека. Ф. Энгельс в известном труде «Роль труда в процессе превращения обезьяны в человека» показал, что труд создал человека. Труд, а затем членораздельная речь оказались основными факторами превращения мозга обезьяны в человеческий мозг.

Растения

Растительный мир отчетливо разделяется на две группы — низшие растения и высшие растения.

Низшие растения. Одноклеточные или многоклеточные организмы простого строения: их клетки еще не собраны в ткани. К ним относятся бактерии, грибы и водоросли.

Бактерии — наиболее примитивно устроенные одноклеточные организмы, размножающиеся путем деления. Они встречаются и могут жить в самых различных условиях, вплоть до вод горячих источников или в слоях льда. Многие бактерии обитают в бескис-

лородной среде (так называемые анаэробные бактерии). Подавляющая часть бактерий питается готовыми органическими соединениями. Некоторые бактерии способны создавать органические соединения из неорганических, используя энергию окисления минеральных веществ (железобактерии, почвенные бактерии и др.). В ископаемом виде бактерии почти не сохраняются, но в результате их жизнедеятельности образуются скопления железных руд (болотные руды), известковый ил на морском дне и пр.

Водоросли — большая группа почти исключительно водных (преимущественно морских) растительных организмов, которая включает ряд типов, но практическое значение для геологии имеют лишь несколько типов водорослей, именно синезеленые, диатомовые и некоторые другие.

Водоросли бывают одноклеточные и многоклеточные. Все водоросли содержат хлорофилл и способны усваивать углерод из углекислого газа. Размножаются водоросли делением или спорами — одноклеточными образованиями, из которых развиваются новые растения. Многие водоросли обычно имеют микроскопические размеры, но некоторые многоклеточные водоросли образуют нитевидные стебли длиной 100—300 м или даже приобретают разветвленную форму.

Некоторые синезеленые водоросли в качестве побочного продукта в процессе обмена веществ образуют на дне моря пленки и корочки карбоната кальция. В результате жизнедеятельности синезеленых водорослей в конце докембрия и начале палеозоя в некоторых морях того времени накопились **строматолиты** — массивные известковые тела с тонкослоистой внутренней структурой, из которых иногда сплошь состоят толщи известняков.

Диатомовые водоросли — микроскопические одноклеточные растения, выделяющие кремнистую скорлупку из двух створок (см. рис. 52). В современных морях внетропической полосы они слагают диатомовый ил, а в минувшие эпохи из них образовались диатомиты и опоки. Диатомовые водоросли появились в юрском периоде, и многие из них являются руководящими ископаемыми.

Высшие растения. Это в общем сложно устроенные многоклеточные организмы, тело которых состоит из тканей различного назначения. Размножаются спорами или семенами.

Тип псилофитовые — первые и наиболее примитивные наземные споровые растения, не имевшие листьев, размером с небольшой куст. Известны с силура до конца девона.

Тип моховидные — мелкие низкоорганизованные наземные споровые растения. В ископаемом виде встречаются редко. Широко участвуют в современном торфообразовании.

Тип плауновидные — споровые растения, в настоящее время травянистые, а в древние геологические эпохи также и древовидные. Древовидные плауны характерны только для позднего палеозоя. На их стволах, достигавших 20—30 м высоты и до

1—2 м в диаметре, располагались рядами листья, на месте прикрепления которых после их отмирания оставались листовые рубцы; последние придают ископаемой коре древовидных плаунов своеобразный облик (рис. 110). Древовидные плауны широко участвовали в угленакоплении позднего палеозоя; их кора, окаменевшие стволы, отпечатки листьев являются также важными руководящими ископаемыми.

Тип членистостебельные — споровые растения, в позднем палеозое древовидные, ныне только травянистые (хвощи). Значение такое же, как и плауновидных.

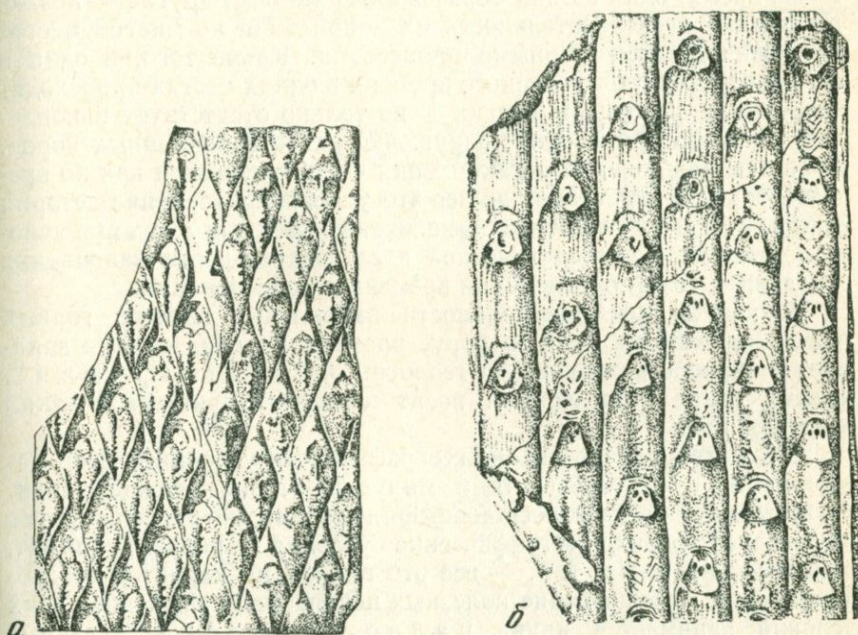


Рис. 110. Отпечатки коры древовидных верхнепалеозойских плаунов
 а — лепидодендрон; б — сигиллярия

Тип папоротниковидные — обширная группа растений, в которой различают три класса: папоротники — споровые растения, голосеменные (например, хвойные) и покрытосеменные — размножающиеся семенами. Папоротники и древние голосеменные широко были представлены в позднем палеозое * (для которого характерно много руководящих форм), а покрытосеменные (самые высокоорганизованные растения) появились лишь в меловом периоде и в кайнозое находятся в расцвете.

* Они также широко участвовали в позднепалеозойском угленакоплении.

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

ЗАДАЧИ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Историческая геология — наука, изучающая историю развития Земли и выясняющая закономерности, присущие ее развитию. Достигает она этого путем решения следующих основных задач.

1. Изучение возраста горных пород. Горные породы, которые слагают Землю (точнее — земную кору), возникли не в одно и то же время; одни из них образовались раньше, другие — позже. Первичная последовательность их накопления во многих местах нарушена дислокационными процессами. Кроме того, в один и тот же отрезок геологического времени в одних местах происходит накопление осадков, в других — не только отсутствует накопление, но часто происходит разрушение ранее накопленных пород. Процессы разрушения и накопления часто сменяются как во времени, так и в пространстве. Все это усложняет изучение истории Земли, и ее восстановление становится возможным лишь при условии выяснения хронологической последовательности накопления слагающих толщ, определении времени их образования.

Изучением последовательности накопления пластов горных пород, слагающих земную кору, времени их образования занимается отрасль исторической геологии — **стратиграфия***, а сами такие исследования носят название **стратиграфических исследований**.

2. Восстановление физико-географических условий земной поверхности, существовавших в минувшие геологические эпохи. На протяжении геологической истории повсеместно и неоднократно изменялись физико-географические условия — рельеф, климат, органический мир и т. п. — все это влияло на характер осадконакопления и образование полезных ископаемых. Изучением этих условий занимается наука **палеогеография****, данные которой широко используются исторической геологией. Вопросы же изучения условий образования осадков занимается отрасль исторической геологии — **учение о фациях**; это учение служит базой для палеогеографий.

3. Выяснение истории формирования и развития основных структур земной коры, а также процессов магматизма. История и время образования, а также строение таких структур и магматических тел неодинаковы, что и определяет в конечном итоге закономерности размещения в недрах отдельных комплексов пород и характерных для них полезных ископаемых.

* Название происходит от латинского слова «стратум» — слой и греческого слова «графо» — пишу; дословно — послойное описание.

** Название происходит от трех греческих слов: «палеос» — древний, «ге» — Земля, «графо» — описание; иначе — древняя география Земли.

Изучением основных структур земной коры, историей их образования занимается наука геотектоника, также являющаяся важной базой исторической геологии.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

Существующие методы определения возраста горных пород подразделяются на две группы:

- 1) методы определения относительного возраста горных пород;
- 2) методы определения абсолютного возраста горных пород.

С помощью методов, составляющих первую группу, можно установить, какие породы на данном участке земной коры образовались раньше и какие позже, не касаясь вопроса длительности их накопления в единицах времени; методами, входящими во вторую группу, определяют возраст пород в единицах времени.

Методы определения относительного возраста горных пород

Основными методами определения относительного возраста горных пород являются стратиграфический, петрографический и палеонтологический.

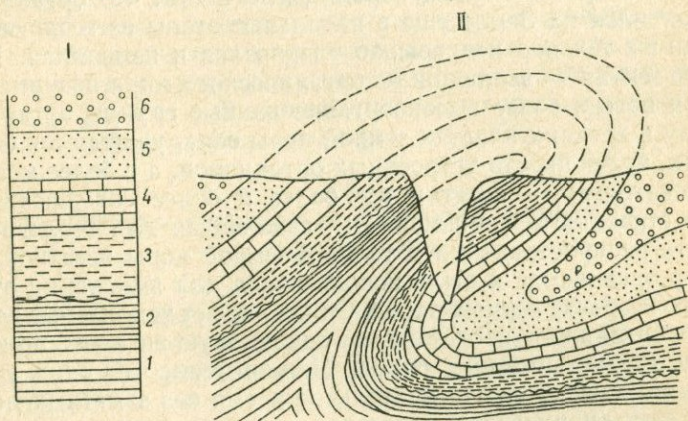


Рис. 111. Стратиграфический метод определения относительного возраста горных пород
I — залегание пластов в нормальном разрезе, не нарушенном дислокациями; *II* — залегание тех же пород в опрокинутой и значительно размытой складке
1, 2, 3, 4, 5, 6 — последовательность накопления пластов

Стратиграфический метод основан на изучении соотношения пластов осадочных горных пород, залегающих в ненарушенном виде, и исходит из принципа: нижерасположенный пласт древнее вышележащего пласта. Этот вполне понятный принцип, однако, не всегда в природных условиях выдерживается. Так, в дислоцированных областях, где имеются опрокинутые складки и надвиги (рис. 111), часто более молодые пласты залегают под более древними.

Таким образом, стратиграфическим методом можно пользоваться лишь при условии спокойного, ненарушенного залегания пластов. Он применяется для изучения отдельных разрезов, но для увязки их непригоден, в связи с чем сильно ограничивается область его применения.

Петрографический метод основан на изучении состава пород разных разрезов. Если в обнажении, горной выработке или скважине обнаружен песок (или глина, или другая порода), который по составу, строению, примесям, окраске и прочим особенностям имеет сходство с аналогичной породой в другом разрезе, то можно предполагать, что сравниваемые породы принадлежат к одному пласту, т. е. они одновозрастны. Этот метод уверенно применяют лишь при сравнении близлежащих разрезов, так как в удаленных друг от друга разрезах внешне сходные породы могут в действительности иметь различный возраст (следует помнить, что в разные эпохи могли существовать одинаковые условия осадконакопления) и, наоборот, различные по составу породы — одинаковый возраст.

Палеонтологический метод основан на изучении окаменелых остатков древних организмов, называемых просто окаменелостями.

Почему окаменелости являются ценным материалом при установлении возраста горных пород? Дело в том, что органический мир появился на Земле еще в начальные этапы ее геологической истории и с тех пор непрерывно развивался и изменялся. В процессе развития — эволюции — органического мира возникали все новые и новые, более высокоорганизованные группы организмов. Поэтому в древних пластах земной коры обнаруживаются остатки древних, более просто устроенных организмов, а в более молодых, последовательно, — остатки все более и более совершенных по своему строению организмов. Эта важнейшая для геологии особенность распространения в толщах земной коры остатков ранее живших организмов и была использована для выяснения относительного возраста горных пород. Однако не все ископаемые остатки древних организмов представляют одинаковую ценность при определении возраста горных пород. Установлено, что одни группы организмов существовали длительное время без заметных изменений, и остатки их встречаются во многих залегающих друг над другом пластах, другие же организмы изменялись быстро и характерны для отдельных пластов или же для небольшой толщи осадков.

Те ископаемые остатки, которые характерны только для определенных пачек или слоев горных пород, образовавшихся в течение ограниченного промежутка времени, получили название **руководящих ископаемых**. Именно руководящие ископаемые имеют наибольшее значение для стратиграфии, т. е. для выяснения последовательности накопления пластов земной коры и относительного их возраста.

Следует отметить, что руководящие ископаемые должны иметь не только ограниченное вертикальное распространение (т. е. быть

приуроченными к одному пласту или к небольшой толще), но и широкое горизонтальное распространение (только при этих условиях можно сравнивать отдаленные разрезы), а также должны быть представлены большим числом особей. Это будет способствовать сравнительно легкому их нахождению в обнажениях, и особенно в горных выработках и в керне буровых скважин.

Преимущество палеонтологического метода перед петрографическим состоит прежде всего в том, что те или иные руководящие ископаемые приурочены к строго определенным по времени образования пластам. Кроме того, руководящие ископаемые нередко встречаются в породах разного состава, но одновременных по образованию. Это обстоятельство имеет особо важное значение для стратиграфии.

Палеонтологический метод при определении относительного возраста осадочных горных пород применяется всегда, за исключением тех случаев, когда они лишены органических остатков (так называемые «немые» толщи); тогда основным является петрографический метод. Вообще же все методы определения относительного возраста применяются совместно и одновременно или, как принято говорить, комплексно.

В результате изучения состава пород и ископаемых остатков древних организмов в отдельных разрезах и сравнения их между собой сперва на близких расстояниях, а затем и отдаленных удалось подразделить всю толщу земной коры на отдельные группы, системы, ярусы и т. д. В итоге была создана единая для всех материков стратиграфическая шкала (см. табл. 8).

Методы определения абсолютного возраста горных пород

Определение абсолютного возраста горных пород основано на радиоактивном распаде урана, калия и ряда других элементов. Поэтому методы, основанные на данном явлении, получили название радиологических методов.

Радиоактивный распад выражается в постепенном превращении одного элемента в другой или в несколько новых элементов. Так, например, из урана после непрерывного ряда превращений образуются такие конечные продукты распада, как свинец и гелий, а из калия — аргон. Характерно, что радиоактивный распад проявляется закономерно и не зависит от происходящих в природе явлений — изменения температуры и давления, а также от магнитных, электрических и других свойств Земли. При этом распад некоторых элементов происходит очень медленно. Вычиситано, что уран распадается наполовину в течение 4,52 млрд. лет.

Чтобы установить абсолютный возраст горных пород при помощи радиологических методов, необходимо определить количество исходного радиоактивного вещества и конечных продуктов его

распада. Чем древнее порода, тем продолжительнее время распада, значит, тем больше образуется конечных продуктов распада (по отношению к имеющемуся в породе количеству радиоактивного элемента).

Применение радиологических методов определения абсолютного возраста горных пород сопряжено с рядом трудностей: не все породы содержат радиоактивные минералы в достаточном количестве; для определения содержания радиоактивных веществ и продуктов их распада необходима специально оборудованная стационарная лаборатория. Поэтому радиологические методы еще не имеют широкого применения. В настоящее время продолжается совершенствование этих методов; им принадлежит большое будущее в дальнейшем развитии и углублении геологических знаний.

На основании данных, полученных радиологическими методами, вычислена продолжительность отдельных эр и периодов (см. табл. 8).

Определение относительного возраста магматических пород и рудных тел

Рассмотренные методы определения относительного возраста горных пород широко применяются при изучении осадочных пород. Однако в составе земной коры, кроме осадочных пород, еще более широко представлены метаморфические и изверженные породы, возраст которых также необходимо выяснить. Для установления возраста этих пород палеонтологический метод в общем неприменим*, петрографический и стратиграфический методы в той или иной мере применимы при изучении эффузивных и метаморфических пород. Что же касается интрузивных магматических пород и рудных жил, то для их исследования пригодны только петрографический и радиологические методы. При определении относительного возраста магматических пород за основу принимают взаимоотношение между интрузивными породами и рудными жилами, а также между ними и осадочными породами, возраст которых уже установлен.

Рассмотрим несколько примеров.

1. Интрузивные породы в виде батолита, штока или другого крупного тела прорывают толщу осадочных пород установленного возраста и вскрыты эрозией. Залегание комплекса осадочных пород в процессе внедрения магмы нередко оказывается нарушенным. В таком случае интрузив будет моложе вмещающей толщи (рис. 112). Более точно установить время интрузии не представляется возможным.

* В эффузивных породах иногда встречаются споры, пыльца.

2. Интрузивное тело прорывает толщу осадочных пород, а выше на размытой поверхности вмещающих и интрузивных пород расположена новая, покрывающая их толща. Время образования интрузива соответствует промежутку времени между окончанием образования нижней — вмещающей и верхней — покрывающей толщ. Точнее это время определяется после выяснения относитель-

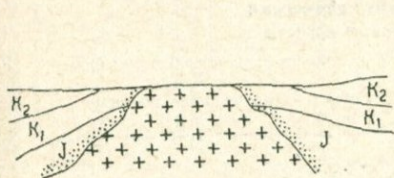


Рис. 112. Прорыв гранитной интрузивной толщи осадочных пород

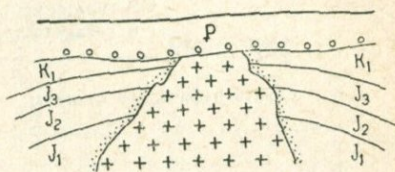


Рис. 113. Внедрение гранитной интрузии в толщу осадочных пород, прикрытых затем более молодыми отложениями

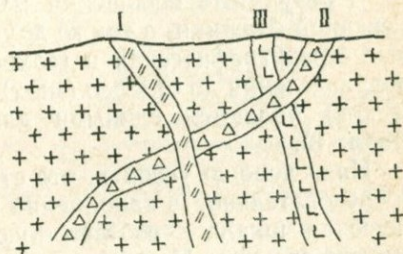


Рис. 114. Жилы, секущие гранитный массив (I—III)

ного возраста пластов обеих толщ осадочных пород (на рис. 113 — между раннемеловой эпохой и палеогеновым периодом, т. е. в позднемеловое время).

3. Гранитный массив пронизан взаимно пересекающимися рудными жилами. Все жилы будут моложе гранита (они образовались из горячих расплавов, двигавшихся по трещинам гранитного массива). Возрастные взаимоотношения между жилами определяются по принципу: жила, секущая другую, моложе ее (на рис. 114 — жила I моложе жилы II, жила II моложе жилы III).

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛЫ

На основании различия в составе органических остатков, а также в петрографическом составе горных пород (и некоторых других признаков) вся толща слоев земной коры была подразделена на пять последовательно образовавшихся комплексов. Каждый такой комплекс назван группой пород, а время, соответствующее образованию этой группы, названо эрой. Каждая группа в свою

очередь подразделяется на системы, системы — на отделы, отделы — на ярусы, ярусы — на зоны. Соответственно этим подразделениям эры делятся на периоды, периоды — на эпохи, эпохи — на века, века — на время, или фазы (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

Соотношение стратиграфических
и геохронологических единиц

Стратиграфические единицы	Геохронологические единицы
Группа	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век
Зона	Время (фаза)

В результате обобщения материалов по геологии Европы и Северной Америки, а также других материков были созданы сводные стратиграфическая и геохронологическая шкалы, в которых подразделения до отделов (эпох), а во многих случаях и до ярусов (веков) являются едиными для всех или большинства стран (табл. 8).

Надо хорошо усвоить, что стратиграфическая шкала отражает последовательность накопления толщ земной коры, а геохронологическая шкала — соответствующую ей периодизацию геологического времени. Подразделения обеих шкал для удобства пользования имеют одинаковые названия. Для более четкого отделения стратиграфической шкалы от геохронологической названия отделов даны в порядке их последовательности (нижний, средний, верхний), а названия соответствующих им эпох — по времени наступления (ранняя, средняя, поздняя). В табл. 8 дается также общепринятая индексация групп, систем и отделов.

На основе изложенных выше методов определения относительного возраста горных пород в стратиграфии разработаны некоторые новые методы сопоставления и изучения разрезов, в частности корреляция (сопоставление) разрезов буровых скважин по геофизическим данным (без взятия керна), например, с помощью электрокаротажа. В результате анализа каротажных диаграмм удается выделить в каждом разрезе различные типы пород. Путем сравнения каротажных диаграмм многих скважин можно выделить в данном районе ряд общих для них комплексов или слоев пород. Однако для этого необходимо иметь опорный разрез (детально изученный вышеописанными методами), каротажная диаграмма которого будет служить эталоном для всех остальных разрезов, подвергнутых каротажу. Этот метод широко применяется в нефтепромысловой геологии.

Стратиграфическая и геохронологическая шкала

Надгруппа (эон)	Группа (эра)	Продолжительность эры в млн. лет	Система (период)	Продолжительность периода в млн. лет	Отдел (эпоха)
Фанерозойская (фанерозойский)	Кайнозойская KZ (Kz)	67—68	Четвертичная или антропогеновая Q (четвертичный или антропогеновый)	1—2	Современный или голоцен (современная или голоценовая) Q ₄ Верхнечетвертичный или верхний плейстоцен Q ₃ (позднечетвертичная или позднеплейстоценовая) Среднечетвертичный или средний плейстоцен Q ₂ (среднечетвертичная или среднеплейстоценовая) Нижнечетвертичный или нижний плейстоцен Q ₁ (раннечетвертичная или раннеплейстоценовая)
			Неогеновая N (неогеновый)	25	Верхненеогеновый или плиоценовый N ₂ (поздненеогеновая или плиоценовая) Нижненеогеновый или миоценовый N ₁ (ранненеогеновая или миоценовая)
			Палеогеновая P (Pg) (палеогеновый)	41	Верхнепалеогеновый или олигоценый P ₃ (Pg ₃) (позднепалеогеновая или олигоценая) Среднепалеогеновый или эоценовый P ₂ (Pg ₂) (среднепалеогеновая или эоценовая) Нижнепалеогеновый или палеоценовый P ₁ (Pg ₁) (раннепалеогеновая или палеоценовая)
Мезозойская MZ (Mz)		173	Меловая K (Cr) (меловой)	70	Верхнемеловой K ₂ (Cr ₂) (поздне-меловая) Нижнемеловой K ₁ (Cr ₁) (ранне-меловая)

Надгруппа (эон)	Группа (эра)	Продолжительность эры в млн. лет	Система (период)	Продолжительность периода в млн. лет	Отдел (эпоха)	
Фанерозойская (фанерозойский)	Мезозойская MZ (Mz)	173	Юрская J (юрский)	58	Верхнеюрский J ₃ (позднеюрская) Среднеюрский J ₂ (среднеюрская) Нижнеюрский J ₁ (раннеюрская)	
			Триасовая T (триасовый)	45	Верхнетриасовый T ₃ (позднетриасовая) Среднетриасовый T ₂ (среднетриасовая) Нижнетриасовый T ₁ (раннетриасовая)	
	Палеозойская PZ (Pz)	Верхний (поздний) палеозой PZ ₂	335	Пермская P (пермский)	45	Верхнепермский P ₂ (позднепермская) Нижнепермский P ₁ (раннепермская)
				Каменноугольная или карбоновая C (каменноугольный или карбоновый)	65	Верхнекаменноугольный C ₃ (позднекаменноугольная) Среднекаменноугольный C ₂ (среднекаменноугольная) Нижнекаменноугольный C ₁ (раннекаменноугольная)
				Девонская D (девонский)	60	Верхнедевонский D ₃ (позднедевонская) Среднедевонский D ₂ (среднедевонская) Нижнедевонский D ₁ (раннедевонская)
				Силурийская S (силурийский)	35	Верхнесилурийский S ₂ (позднесилурийская) Нижнесилурийский S ₁ (раннесилурийская)
		PZ ₁				

Надгруппа (эон)	Группа (эра)	Продолжительность эры в млн. лет	Система (период)	Продолжительность периода в млн. лет	Отдел (эпоха)
Фанерозойская (фанерозойский)	Палеозойская PZ (Pz)	Нижний (ранний) палеозой	Ордовикская O (ордовикский)	60	Верхнеордовикский O ₃ (позднеордовикская) Среднеордовикский O ₂ (среднеордовикская) Нижнеордовикский O ₁ (раннеордовикская)
	Кембрийская € (См) (кембрийский)		70	Верхнекембрийский € ₃ (См ₃) (позднекембрийская) Среднекембрийский € ₂ (См ₂) (среднекембрийская) Нижнекембрийский € ₁ (См ₁) (раннекембрийская)	
Криптозойская (криптозойский) или докембрий P _с (P _с t)	Протерозойская PR (Pt)	Верхний (поздний) протерозой PR ₃ (Pt ₃) или рифей R	2100		Общепринятых подразделений нет
		Средний протерозой PR ₂ (Pt ₂)			
Нижний (ранний) протерозой PR ₁ (Pt ₁)					

Надгруппа (зон)	Группа (эра)	Продолжительность эры в млн. лет	Система (период)	Продолжительность периода в млн. лет	Отдел (эпоха)
Криптозойская (криптозойский) или докембрий P _с (P _{ст})	Архейская AR (A)	1800			Общепринятых подразделений нет
	Нижний (ранний) архей AR ₁ (A ₁)				
	Верхний (поздний) архей AR ₂ (A ₂)				

* В скобках указаны индексы, применявшиеся раньше и встречающиеся на геологических картах прошлых лет.

Понятие о местных стратиграфических шкалах

При исследовании стратиграфии какого-либо района, особенно слабо изученного, далеко не всегда удается сразу выделить стратиграфические подразделения, соответствующие единой стратиграфической шкале (системы, отделы, ярусы, зоны). С особенными трудностями в этом случае приходится встречаться в районах, где породы не содержат окаменелостей, или же обнаруженные здесь остатки древних организмов не сходны с широко известными руководящими ископаемыми. В таких случаях пользуются вспомогательными стратиграфическими подразделениями, из которых составляют местные шкалы и которым присваивают местные названия, обычно по месту нахождения наиболее типичных и полных обнажений или, как говорят, разрезов этих толщ. В качестве таких

местных подразделений принимаются следующие: серия, свита, подсвита, пачка; например, киевская свита палеогена.

Основной единицей местных стратиграфических подразделений является свита. Под с в и т о й обычно подразумевают толщу отложений либо литологически однородных, либо представляющих собой чередование определенных типов пород. При наличии в свите ископаемых остатков древних организмов можно определить ее возраст. Свита может соответствовать части яруса, ярусу или нескольким ярусам. В древних толщах свита нередко соответствует целому отделу.

Части свиты, отчетливо различающиеся по петрографическим и палеонтологическим признакам, но не разделяющиеся отчетливо выраженными перерывами, называются п о д с в и т а м и. Небольшие части свиты или подсвиты с отчетливо выраженными петрографическими особенностями называются п а ч к а м и.

С е р и я охватывает несколько свит, и время ее формирования соответствует крупному этапу осадконакопления. Она представляет собой сложную по составу толщу пород — осадочных, вулканогенных, метаморфических. В стратиграфическом отношении серия может соответствовать отделу или системе. Породы, объединенные в серии, обычно развиты в пределах обширных районов или регионов, например, таких, как Кавказ, Кузнецкий бассейн и т. д.

По мере накопления новых данных местные стратиграфические подразделения увязываются (с той или иной точностью) с общепринятыми подразделениями.

ПОНЯТИЕ О ФАЦИАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ, ФАЦИЯХ И ФОРМАЦИЯХ

Восстановление условий образования горных пород

Изучение истории развития земной коры тесно связано с восстановлением физико-географических условий минувших эпох. Без надлежащего представления о физико-географических условиях прошлого не может быть правильного и всестороннего понимания истории развития земной коры и условий образования полезных ископаемых.

Под физико-географическими условиями следует подразумевать климат, рельеф суши, состав фауны и флоры, распределение и характер морских бассейнов — глубину, соленость, температуру, движение водных масс и др.

В разное время геологической истории на различных участках земной поверхности существовали неодинаковые физико-географические условия. Это и привело к образованию различных осадков. Основные особенности физико-географических условий, установившихся на данном участке в те или иные периоды, эпохи или века, зависели во многом от характера происходивших тогда эндогенных и экзогенных процессов.

Итак, состав каждой породы или толщи пород обусловлен определенными условиями их образования. Горные породы, и особенно содержащиеся в них ископаемые остатки древних организмов, служат основными документами, отражающими физико-географические условия минувших эпох.

Для лучшего представления об условиях и явлениях прошлых эпох необходимо знать условия и изучать явления, присущие современной эпохе, как наиболее поддающиеся непосредственному наблюдению и изучению.

Ч. Ляйелль был одним из тех, кто широко использовал наблюдения над современными явлениями для познания минувшей истории Земли.

Геологические процессы, которые проявлялись в прошлом, имели и свои особенности. На ранних этапах геологической истории, например, иным был состав атмосферы, органического мира, поэтому процессы выветривания, геологическая деятельность организмов проявлялись не совсем так, как теперь. В целом же геологические процессы (а значит и физико-географические условия) прошлого в общем сходны с современными.

Можно отметить, что некоторые из горных пород, образовавшихся в древние эпохи, в современную и близкую к ней эпохи совершенно не возникали. Характерным примером является железисто-кварцевая порода джеспилит, часто встречающаяся в толщах докембрия (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия и др.), но не обнаруженная в более поздних образованиях, начиная с палеозоя. Нельзя также уверенно проводить прямые аналогии между образом жизни современных и древних организмов, принадлежащих к одной и той же группе. Например, древние (палеозойские) морские лилии обитали преимущественно в мелководной зоне, а современные их представители селятся главным образом на значительных глубинах. Однако изучение современных процессов и явлений дает очень много для понимания далекого прошлого. Современной геологической наукой при изучении минувшей истории земной коры за основу берется сравнительно-исторический метод, разработанный в результате всестороннего исследования документов прошлого — горных пород и окаменелостей.

Изучением физико-географических условий, или, иначе, палеогеографическими реконструкциями минувших эпох, занимается наука палеогеография. Ее основные положения используются исторической геологией для восстановления общей истории развития и формирования земной коры.

В задачу палеогеографических исследований входит выяснение рельефа древней суши (положение древних гор, равнин и т. д.), климатов прошлого, распределения речной сети и характера древних бассейнов (положение береговых линий, солености и температуры воды, глубины древних морей и особенностей процесса осадконакопления в них) и другие особенности.

В настоящее время применяется целый ряд методов палеогеографических исследований. Приведем примеры, поясняющие, как по петрографическим и палеонтологическим признакам и особенностям залегания горных пород выявляются условия, при которых они образовались.

Глина как порода образуется в море и на суше, причем в самых различных обстановках. Часто характерным показателем условий накопления глины являются некоторые содержащиеся в них минералы. Так, присутствие в глине зерен глауконита служит бесспорным подтверждением морского происхождения этой породы. Показателем обстановки, в которой происходило накопление осадка, следует считать и протяженность пласта. Пласт глины, прослеженный на большом пространстве (десятки, сотни километров), можно рассматривать как породу морского происхождения, так как большая протяженность пластов является характерной чертой морских отложений.

Анализ условий современного осадконакопления в морях показал, что обломочные отложения, в зависимости от размера зерен, накапливаются обычно в такой последовательности: у берега — грубозернистые осадки (галька, гравий), а по мере удаления от берега — пески и илы. Это обстоятельство подтверждается и при анализе условий накопления древних осадков. Однако как в современную, так и в минувшие эпохи глинистые отложения связаны порой с самыми различными глубинами и нередко осаждаются непосредственно у берега, преимущественно в защищенных от волнений и течений мелких заливах, где глинистая мусть беспрепятственно оседает на дно. Пропластки глины, заключенные в толще грубозернистых песков, представляют собой явно мелководные образования. Иными словами, состав глины, взятый сам по себе, без учета состава вмещающих ее пород и других признаков, еще не является надежным показателем глубины отложения. Вместе с тем пески могут отлагаться течениями на большой глубине.

Изучение горных пород позволяет выяснить также особенности древних климатов. В этом отношении особого внимания заслуживают так называемые п о р о д ы - и н д и к а т о р ы. Например, морена, тиллиты служат показателем холодного климата, угли, бокситы, первичный каолин, осадочные железные руды и другие — влажного (гумидного) климата, галогенные отложения — каменная соль, гипс и другие — сухого и теплого (аридного) климата.

Наиболее существенным показателем обстановки образования осадочных пород служат органические остатки, так как большинство представителей фауны и флоры обитает только в определенных биономических зонах. При отсутствии органических остатков палеогеографическая реконструкция минувших эпох значительно затрудняется. Лучшими показателями условий образования морских осадков служат находки многочисленных беспозвоночных, выделяющих при жизни твердые минеральные скелеты, которые сравнительно надежно сохраняются в ископаемом состоянии.

В континентальных отложениях чаще всего сохраняются остатки растений и позвоночных.

По остаткам морских организмов можно установить соленость и температуру морских вод в минувшие геологические эпохи. Так, например, обнаружение рифостроящих кораллов в слоях древних осадочных пород, по аналогии с образом жизни их современных представителей, можно рассматривать как показатель накопления этих пород в теплом, тропическом море нормальной солености. Показателем существования теплого моря являются также находки остатков древних организмов, которые обладали массивными известковыми раковинами.

В случае присутствия остатков наземной флоры в континентальных толщах с достаточной достоверностью удается выяснить климатические условия осадконакопления этих толщ. Так, окаменелые стволы деревьев с годичными кольцами в древесине свидетельствуют об умеренном климате, стволы без годичных колец служат указанием на теплый, субтропический или тропический климат.

При использовании остатков древних организмов для восстановления физико-географических условий прошлого необходимо рассматривать не один какой-либо вид, а весь комплекс фауны и флоры. Только так может быть гарантировано получение более надежных результатов.

Таким образом, для восстановления физико-географических обстановок прошлых эпох требуются весьма разносторонние исследования. В первую очередь необходимы палеонтологические исследования, так как ископаемые остатки древних организмов — это важнейшие показатели среды их нахождения. Но, кроме остатков древних организмов (и особенно когда их нет), внимание исследователя должны привлечь все характерные черты осадков: условия залегания, минеральный состав, протяженность пластов, слоистость, трещины усыхания, знаки ряби, включения и другие особенности.

Фации и фациальный анализ

Восстановление условий образования древних осадков по совокупности характерных для них признаков получило название фациального анализа.

На основании фациального анализа в земной коре выделяют отдельные фации*.

Под ф а ц и е й подразумевается пласт, часть пласта или часть толщи осадочных пород, имеющих на всем протяжении своего развития более или менее однородный петрографический состав и содержащих одинаковый комплекс ископаемых организмов.

* От латинского слова «фациес» — лицо, облик.

Различают три основных типа фаций осадочных горных пород: морские, континентальные и лагунные (переходные от морских к континентальным).

Каждый из названных типов фаций подразделяется на ряд групп, а они в свою очередь — на более мелкие подразделения.

Морские фации характеризуются тем, что они представлены различными отложениями: терригенными (песчаные, глинистые и др.), хемогенными (карбонатные, кремнистые и др.), органогенными (ракушечные известняки и др.), вулканогенными (образованные в результате подводного вулканизма). В зависимости от глубины накопления среди морских фаций отчетливо выделяются четыре группы фаций: 1) прибрежные, или литоральные; 2) мелководные, или неритовые; 3) средних глубин, или батинальные; 4) собственно глубоководные, или абиссальные.

Каждая из этих групп объединяет несколько фаций.

Для *прибрежных фаций* в основном характерны терригенные грубообломочные породы — галечники, конгломераты, грубозернистые пески. Более тонкозернистые пески и глины встречаются реже.

Среди прибрежных фаций встречаются и органогенные отложения, состоящие обычно из битых раковин.

Мелководные фации широко представлены как терригенными (пески, алевролиты), так и органогенными отложениями, особенно карбонатными — известняками, доломитами. Карбонатные породы отлагались преимущественно в теплых морях. Встречаются также породы химического происхождения — бокситы, фосфориты, железные и марганцевые руды. Для пород мелководных фаций характерна примесь глауконита.

Фации средних глубин состоят в основном из глинистых осадков, часто с примесью известкового или кремнистого вещества, образованного из скорлупок планктонных организмов.

Глубоководные фации для древних толщ мало характерны. К ним часто относят некоторые кремнистые и известковистые породы — предполагаемые аналоги радиоляриевого, глобигеринового и других илов.

Континентальные фации подразделяются на две группы: 1) фации, образующиеся в условиях водной среды; 2) фации, формирующиеся непосредственно в наземных условиях. К первой группе континентальных фаций относятся речные, озерные и болотные отложения. Для них характерны пески, реже — глины. Речные пески часто бывают косослоистые. В пресных озерах могут накапливаться растительные остатки, которые впоследствии преобразуются в уголь. Для болот является характерным отложение торфа (в зонах умеренных влажных широт). В соленых озерах, в условиях сухого климата образуются соленосные толщи (глины и пески с прослоями гипса, галита, соды).

Фации, образующиеся на суше, могут быть весьма разнообразными по составу и происхождению: элювиальные, делювиальные,

оловые, ледниковые и др. Некоторые из них довольно хорошо представлены в толщах древних пород, например: валунные суглинки и флювиогляциальные пески, элювий, слагающий древние коры выветривания, и др.

Лагунные фации образуются в областях, переходных от моря к суше, — в заливах и лагунах. Некоторые древние лагуны и заливы занимали обширные пространства, поэтому лагунные фации весьма характерны для многих древних толщ. Лагунные фации образуются в бассейнах с ненормальной соленостью воды и подразделяются на две группы:

1) фации опресненных бассейнов, формирующиеся в условиях влажного климата;

2) фации осолоненных бассейнов, которые образуются в засушливом климате.

Для обеих групп фаций характерно широкое развитие песчано-глинистых отложений. Для содержащихся в них остатков древних организмов, ввиду ненормальной солености вод некогда существовавшего здесь бассейна, характерным является бедность видового состава. Остатки фауны обычно представлены тонкостенными минеральными скорлупками или раковинами. Обитавшие здесь известывыделяющие организмы иногда являлись породообразующими для карбонатных отложений, таких как известняки, доломиты, мергели, известковые глины.

Фации осолоненных бассейнов обычно представлены терригенными отложениями с пластами каменной соли, гипса и других солей и нередко бывают нефтеносными. Фации опресненных бассейнов могут быть угленосными (угли образуются из торфа прибрежных болот).

Понятие о формациях

В зависимости от тектонических условий образуются те или иные сочетания фаций и это приводит к накоплению определенных комплексов фаций или, иначе, *формаций*. Таким образом, под *формацией* понимают толщу осадочных (континентальных, морских, лагунных или тех и других совместно) и вулканических пород, связанных общими тектоническими условиями образования.

В соответствии с этим различают три основные группы формаций: геосинклинальные, платформенные и формации краевых прогибов*.

Состав и особенности *геосинклинальных формаций* зависят от того, в какой стадии развития находилась геосинклинальная область в период их образования.

На ранних этапах развития геосинклинальной области, когда в большей ее части преобладают длительные погружения, обра-

* Для упрощения последние рассматриваются здесь совместно с геосинклинальными.

зуются глинисто-сланцевые формации, в состав которых, кроме глинистых пород, входят разнообразного состава песчаники и довольно часто основные лавы и их туфы. Мощность таких формаций исчисляется в сотни и тысячи метров. Одновременно с накоплением глинисто-сланцевой формации в центральных участках геосинклинальной области, где энергично проявляется вулканическая деятельность, может образоваться кремнисто-вулканогенная формация (кремнистые сланцы, яшмы, основные эффузивы и их туфы) или же будет иметь место переслаивание глинистых и вулканогенных пород. Эти формации возникают в условиях морского режима, но в результате дифференцированных движений dna глубина их накопления может изменяться в широких пределах.

С кремнисто-вулканогенными формациями нередко связаны месторождения железных и марганцевых руд осадочного происхождения.

В последующем развитии геосинклинальной области, когда внутри нее образуются крупные поднятия и геосинклинальная область расчленяется на ряд структурных зон, обычно линейно вытянутых, характер отложений значительно изменяется. В связи с этим начинают накапливаться карбонатные и флишевые формации, а в конце развития геосинклинальной области — молассовые формации.

С карбонатными формациями (в состав которых, кроме известняков, нередко входят разнообразные обломочные породы) связаны пластовые фосфориты и бокситы. Мощность карбонатных формаций, образующихся в условиях морского режима, достигает сотен и тысяч метров.

Флишевые формации характеризуются ритмичным чередованием песчаников, глин (аргиллитов) и мергелей. Образуются они в покрытых относительно глубоким морем прогибах, преимущественно во внешних зонах воздымающейся геосинклинальной области в условиях чрезвычайной подвижности dna. Мощность флишевых формаций составляет многие тысячи метров. Породы флишевой формации нередко бывают нефтеносны.

Молассовые формации представляют собой мощные толщи преимущественно грубообломочных пород, накопившиеся в условиях мелководно-морского или лагуно-континентального режима в результате разрушения высокоприподнятых гор. Образуется моласса в краевых, а также в межгорных прогибах.

С морскими молассами связаны месторождения нефти; к лагунным фациям моласс приурочены залежи солей (осолоненные лагуны областей засушливого климата) или углей (опресненные лагуны областей влажного климата).

Платформенные формации образуются в условиях более спокойного тектонического режима, отличающегося относительно слабо дифференцированными колебательными движениями. Мощность платформенных формаций в общем невелика — порядка десятков и сотен метров, реже — тысячи метров (мощность геосинклинальных формаций составляет тысячи метров).

На участках платформ, где сохраняется наиболее стабильное положение, в условиях континентального режима и влажного климата образуются угленосно-боксито-железные формации, сложенные в основном песчано-глинистыми осадками. В тех же частях платформ, которые подвергаются морским трансгрессиям, образуются кварцево-песчаные и известняковые формации. Кварцево-песчаные формации нередко заключают в себе прослой глины. Они бывают обогащены глауконитом и часто содержат фосфориты. Известняковые и кварцево-песчаные формации нередко нефтегазодобны.

ПОНЯТИЕ О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Изучение тектонических движений геологического прошлого встречает целый ряд трудностей, поскольку вызванные ими изменения в рельефе с течением времени исчезают, нивелируются последующими размытиями. Поэтому применение геоморфологических методов исследования, как это имеет место для изучения новейших колебательных движений, здесь невозможно.

Изучение древних тектонических движений осуществляют путем анализа фаций, мощностей пород, перерывов в осадконакоплении и несогласий в залегании горных пород и некоторыми другими методами.

Анализ фаций позволяет достаточно четко определить характер колебательных движений. Участки длительного накопления морских фаций всегда являются участками длительных погружений. Частая смена фаций по вертикали указывает на неустойчивость, а длительное накопление однообразных фаций, наоборот, — на устойчивость тектонического режима.

Метод анализа мощностей позволяет выявить не только качественную, но и количественную сторону тектонического процесса. В основу этого метода легло положение, что мощности морских толщ, одинаковых по составу и строению, отражают величину погружения дна бассейна, где шло их накопление. В этом случае скорость накопления соответствует скорости погружения. Правда, не всегда прогибание дна компенсируется накоплением осадков. Это можно проследить на таком примере. Изучаемый разрез начинается маломощной (в несколько метров) толщей грубообломочных осадков прибрежноморского происхождения, а затем сменяется также маломощной толщей глауконитовых глин, представляющих уже осадок нижней зоны шельфа, на границе с материковым склоном. Суммарная мощность рассматриваемых осадков не отражает фактической глубины погружения бассейна — она будет в действительности составлять около 200 м.

Метод анализа перерывов и несогласий позволяет выявить не только характер, но и время проявления вызвавших их тектонических движений.

Допустим, что толща пород смята в складки, и на ее размытой поверхности залегает другая толща горизонтально или почти горизонтально наложенных пород (рис. 115). Здесь мы прежде всего сталкиваемся с длительным перерывом в осадконакоплении (нижележащая толща после накопления была смята в складки и приподнята, затем подвергалась размыву и лишь после опускания

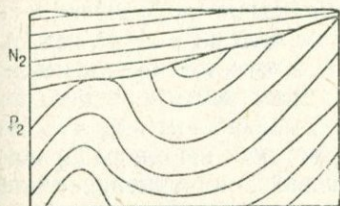


Рис. 115. Определение возраста складки

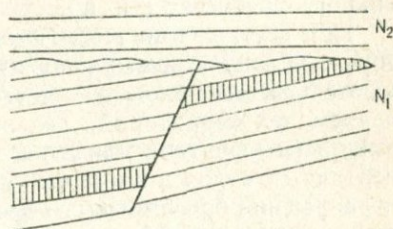


Рис. 116. Определение возраста сброса

суши и трансгрессии моря началось новое накопление осадков). Между обеими толщами отмечается также угловое несогласие (пласты пород в каждой из толщ наклонены под разными углами). Определив возраст пород обеих толщ, можно ответить на вопрос, когда происходила складчатость, а затем произошел размыв. По рис. 115 можно установить, что складчатость, а затем размыв относятся к интервалу времени между средним палеогеном и поздним неогеном. Нарушение же толщи неогена произошло еще позже. По аналогии определяется и возраст разрывных нарушений (рис. 116). На рис. 116 видно, что сброс произошел между ранним и поздним неогеном.

Глава 21

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ, РАЗРЕЗЫ, КОЛОНКИ, ВИДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ

Результаты исследования геологического строения земной коры, отдельных ее участков или мест фиксируются на геологических картах, колонках, разрезах и т. д. Завершающей стадией любых геологических исследований является составление геологической карты изученной территории.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Геологическая карта — это графическое изображение на топографической основе (карте) особенностей геологического строения определенной территории.

На геологических картах в первую очередь фиксируется возраст выходящих на поверхность пород с подразделением их на осадочные и вулканические, интрузивные и метаморфические, а также иногда указываются особенности состава пород, структуры (тектоники), размещение полезных ископаемых и другие данные. Некоторые особенности лучше отображать на специальных картах — петрографических, тектонических, полезных ископаемых, гидрогеологических и пр.

При составлении геологических карт обычно допускают некоторую условность, выражающуюся в том, что на них не показываются самые молодые — четвертичные — отложения, за исключением тех территорий, где эти отложения достигают большой мощности (десятков или сотен метров). Вызвано это тем, что четвертичные отложения почти повсеместно, как бы плащеобразно, перекрывают более древние породы, и если ограничиться нанесением на карту только этих, самых молодых образований, то все основные особенности геологического строения не будут отображены на ней в достаточной степени. Между тем мощность четвертичных отложений обычно невелика (до немногих метров или первых десятков метров), и подстилающие их древние породы выступают в многочисленных естественных обнажениях по долинам рек и оврагов. В связи с этим их сравнительно легко наносить на карту. Для четвертичных отложений составляются специальные карты. Геологические карты составляются на предварительно подготовленной топографической основе, на которой рельеф выражается в горизонталях. Масштаб таких карт, в зависимости от степени геологической изученности, может быть самым различным.

Геологические карты, отображающие лишь главные черты геологического строения обширных территорий (без детального расчленения пород по возрасту), называются обзорными картами. Они составляются в масштабах не крупнее 1 : 1 000 000.

Геологические карты масштаба 1 : 100 000—1 : 500 000 называются мелкомасштабными, масштаба 1 : 200 000—1 : 100 000 — среднемасштабными и, наконец, 1 : 10 000 и крупнее — детальными.

На геологических картах, особенно детальных, часто, кроме возраста слагающих пород, специальными штриховыми знаками указывается и их состав. Такие карты получили название литолого-стратиграфических карт.

Возраст пород на геологических картах принято обозначать соответствующей окраской и индексами. Для обозначения возраста осадочных и метаморфических горных пород на геологических картах принята следующая, единая для всех стран цветовая шкала:

- докембрийские группы — розовый цвет,
- архейская группа — темно-розовый цвет,
- протерозойская группа — светло-розовый цвет,
- кембрийская система — голубовато-зеленый цвет,

ордовикская система — темный серо-зеленый цвет,
силурийская система — светлый серо-зеленый цвет,
девонская система — коричневый цвет,
каменноугольная система — серый цвет,
пермская система — темно-оранжевый цвет,
триасовая система — фиолетовый цвет,
юрская система — синий цвет,
меловая система — зеленый цвет,
палеогеновая система — светло-оранжевый цвет,
неогеновая система — светло-желтый (лимонный) цвет,
четвертичная система * — бледные тона сероватых, желтоватых
или зеленоватых оттенков.

В пределах одной системы отделы различаются по густоте цвета (более древние — темнее).

На детальных геологических картах, где выделяются ярусы и зоны, допускается окраска независимо от общепринятых цветов шкалы. Однако и при составлении таких карт желательнее придерживаться общепринятых оттенков цветовой шкалы **.

Для обозначения возраста горных пород, кроме окраски, обязательно указывают возрастные индексы.

Возрастные индексы даются в латинской транскрипции.

Индексы отделов составляются из индексов систем с добавлением к ним справа внизу цифрового знака в порядке следования отделов (например, нижнекембрийский отдел — ϵ_1 , среднекембрийский отдел — ϵ_2 , верхнекембрийский отдел — ϵ_3).

Индексы ярусов образуются из индексов отделов с дополнительным буквенным знаком (из первой или первой и следующей согласной букв названия яруса), который ставится рядом со знаком отдела (например: D_3fg — франский ярус; C_2m — московский ярус).

Очень часто на обширных площадях выходят интрузивы изверженных пород, возраст которых установить не всегда возможно. Поэтому для интрузивных пород на геологических картах цветным обозначением указывается не возраст, а их состав. Обычно для обозначения кислых и средних интрузий используется красный цвет, для основных интрузий — густо-зеленый цвет, для ультраосновных — густо-фиолетовый цвет. Такие породы на картах указываются специальными индексами, например: кислые — γ (гамма), ультраосновные — σ (сигма) и т. д. Если известен приблизительный возраст интрузии, то он показывается оттенками принятого для них цвета (более темный для более древних) с соответствующими дополнительными цифровыми индексами, например, γ_1 — докембрийские кислые интрузии, γ_2 — палеозойские и т. д.

Петрографические (литологические) карты отражают только состав выходящих на поверхность горных пород.

* Если она местами сохраняется на геологической карте.

** В тех случаях, когда нет возможности дать на карте цветовые обозначения, для указания возраста пород применяют штриховые знаки.

Палеогеографические карты — карты, на которых показаны контуры морей и суши, расположение горных сооружений, зоны вулканизма, климатические пояса и ряд других особенностей того или иного периода, эпохи или века.

По данным фациального анализа отложений, слагающих определенную территорию, составляют фациальные карты, на которых показывается распространение отдельных фаций, характерных для какой-либо эпохи или века.

Тектоническая карта — карта, на которой определенными условными знаками показано размещение на данной территории основных типов структур (складчатых зон, предгорных прогибов, платформ и т. д.), а также отдельных складок, сбросов и других нарушений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОЛОНКИ И РАЗРЕЗЫ

Состав, мощность, последовательность залегания горных пород, выступающих в естественных обнажениях или вскрытых горными выработками (шурфы, каналы и пр.) и буровыми скважинами, фик-

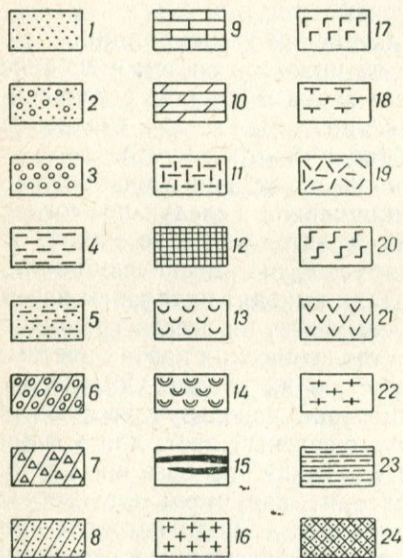


Рис. 117. Штриховые условные знаки для некоторых горных пород

1 — песок; 2 — гравий; 3 — галька; 4 — глина; 5 — суглинок; 6 — конгломерат; 7 — брекчия; 8 — песчаник; 9 — известняк; 10 — доломит; 11 — мергель; 12 — мел; 13 — соль; 14 — гипс; 15 — уголь; 16 — гранит; 17 — габбро; 18 — ультраосновные породы; 19 — кислые эффузивы; 20 — основные эффузивы; 21 — вулканические туфы; 22 — гнейсы; 23 — кристаллические сланцы; 24 — кварцит

сируются в виде колонок, при составлении которых применяют условные штриховые знаки (рис. 117). Для обнажений, кроме колонок, составляют зарисовки или эскизы (рис. 118). Пример содержания колонки показан на рис. 118.

По данным отдельных колонок можно составить геологический разрез, или профиль. В геологическом разрезе в вертикальной плоскости дается графическое изображение — вдоль определенной линии — условий залегания пород, формы геологических структур, состава пород.

Геологические разрезы раскрывают особенности геологического строения данной территории на глубине.

При составлении геологического разреза необходимо предварительно по заданному направлению вычертить топографический профиль, привязав к нему местоположение опорных точек разреза (скважин, горных выработок или обнажений).

Колонки и геологические разрезы составляются в определенном масштабе. Геологические разрезы (как и топографические) имеют горизонтальный и вертикальный масштабы, которые должны быть одинаковыми. Если горизонтальный масштаб геологического разреза очень мелкий, то для наглядности допускается увеличение вертикального масштаба по отношению к горизонтальному в несколько раз.

Геологические разрезы (профили) можно составить по геологической карте, если на ней зафиксированы элементы залегания пластов и показан рельеф в горизонталях (рис. 119, 120) *.

Для более полной характеристики геологических особенностей данного района, помимо геологической карты (или карт), колонок

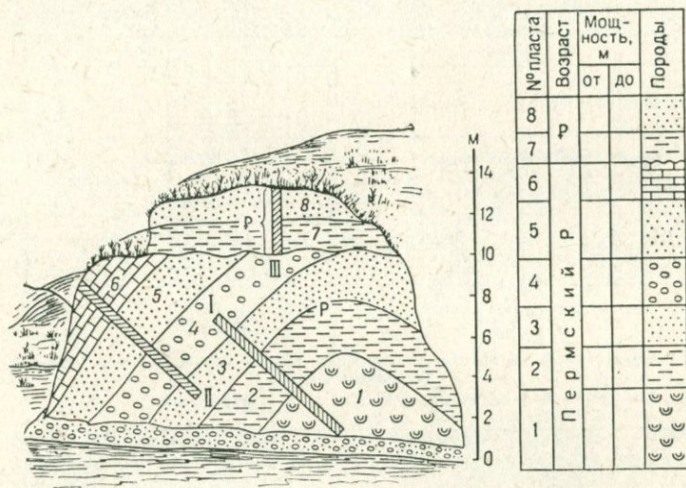


Рис. 118. Зарисовка и колонка естественного обнажения

I — гипс; 2, 7 — глина; 3, 5, 8 — пески; 4 — галечник; 6 — известняк; I, II, III — канавы, шурфы

обнажений горных выработок и скважин, а также геологических разрезов, всевозможных зарисовок и схем, составляют еще сводную стратиграфическую колонку, на которой отображается характерная для всего района последовательность накопления пластов, их состав, мощность и возраст, хотя в отдельных

* На геологических разрезах, как и на геологических картах, во многих случаях вместо цветных обозначений для указания возраста горных пород применяют штриховые знаки. При этом состав пород не указывается.

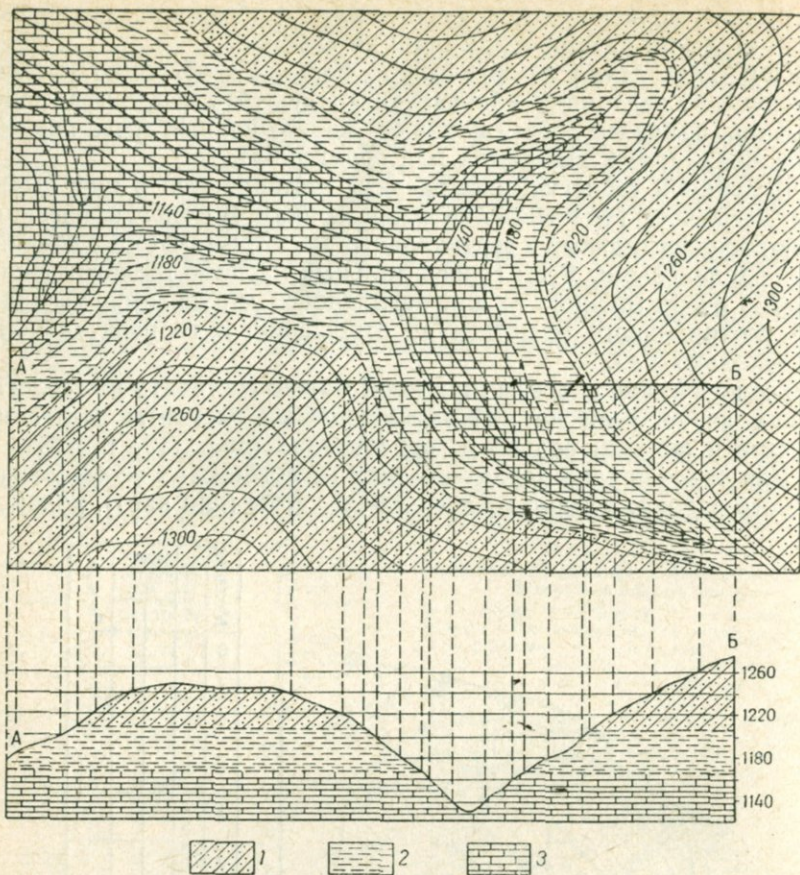


Рис. 119. Геологическая карта и геологический разрез (профиль) при горизонтальном залегании пород

1 — песчаник; 2 — глина; 3 — известняк

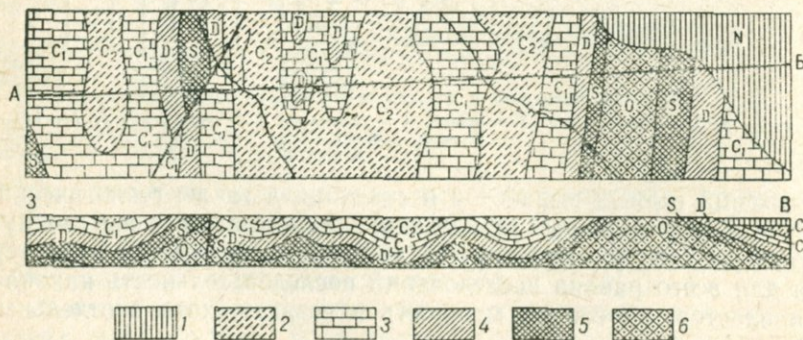


Рис. 120. Геологическая карта и геологический разрез (профиль) при нарушенном залегании пластов

1 — неоген; 2 — средний карбон; 3 — нижний карбон; 4 — девон; 5 — силур; 6 — ордовик; А-В — линия разреза

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Состав пород	Мощность, м	Характеристика пород
Неоген			Nst		600	Слободская свита Галечники и конгломераты, слабосцементированные
			Nts		450	Чернореченская свита Детритусовые известняки с кораллами, пески, глины, галечники
			Nar		750-850	Артемовская свита Песчаники, глины с пластами бурого угля и остатками растений
			Nuz		500-900	Узловская свита Песчаники с прослоями конгломератов, содержащих <i>Ioldia sp</i>
			Pmt		350	Мутновская свита Глины с прослоями песчаников, содержащих <i>Corbicula sp.</i>
Палеоген			Ppm		180	Горизонт пестроцветных мергелей с <i>Ostrea sp</i>
			Pgl		450	Голубинская свита Конгломераты и песчаники
Меловая	Верхний	Турон	K _{2t}		800-900	Глинистые сланцы с <i>Inoceramus lamarcki Park</i>
			K _{2cm}		600-700	Известняки и прослои сланцев с <i>Inoceramus crippei Mant</i> и <i>Acanthoceras</i>
	Нижний	Альб	K _{1al}		850	Конгломераты, песчаники, глинистые сланцы с <i>Aucellina caucasica Buch</i>
Склавия	Верхний	Келловей	J _{3o}		1200	Алевролиты, песчаники, пласты каменного угля. В отдельных прослоях песчаников встречена <i>Cardioceras cordatum Sow</i> плохой сохранности и др.
			J _{3k}		1700	Известняки песчаные и мергели с <i>Costoceras jason Rein.</i>
Юр	Средний	Бат	J _{2b}		более 1800	Песчаники с пластами алевролитов. В алевролитах найдены остатки <i>Parkinsonia parkinsoni Sow</i>

Рис. 121. Сводная стратиграфическая колонка

случаях некоторые пласты или толщи пород могут отсутствовать. Сводная стратиграфическая колонка (рис. 121) составляется в определенном масштабе. Для сокращения размеров сводной стратиграфической колонки, если отдельные толщи пород достигают большой мощности, допускается уменьшение мощности таких толщ путем их изображения с разрывами.

ВИДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ

Геологические исследования включают следующий комплекс работ:

а) изучение естественных обнажений, их описание, зарисовка, отбор образцов горных пород и окаменелостей;

б) проходка разведочных выработок: канав, шурфов, буровых скважин с документацией и отбором образцов (керн);

в) геофизические исследования (сейсморазведка, гравиразведка, магниторазведка, электроразведка, каротаж скважин и другие геофизические методы исследований);

г) разнообразные лабораторные исследования отобранных образцов горных пород;

д) топогеодезические работы;

е) камеральная обработка всех собранных материалов, составление отчета, геологической графики, подсчет запасов полезного ископаемого.

В проведении геологических работ различают несколько этапов, осуществляемых в такой последовательности:

а) геологическая съемка;

б) поиски;

в) предварительная разведка;

г) детальная разведка;

д) эксплуатационная разведка.

Все геологические исследования начинаются с геологической съемки, в задачу которой входит выяснение геологического строения данной территории и выявление полезных ископаемых. Она предусматривает изучение естественных обнажений в сочетании с проведением разведочных выработок и геофизических исследований. Различают следующие виды геологических съемок (в зависимости от масштаба):

а) государственные региональные, мелкомасштабные — 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000;

б) государственные региональные, среднемасштабные — 1 : 200 000 и 1 : 100 000;

в) региональные, крупномасштабные — 1 : 50 000 и 1 : 25 000;

г) местные, специализированные, детальные — 1 : 10 000, 1 : 5000 и крупнее.

Кроме геологических съемок общего типа, выполняются еще специальные геологические съемки, предназначенные для решения определенных задач, например: структурно-геологическая, гидро-

геологическая, инженерно-геологическая, геоморфологическая, металлогеническая, различные геофизические съемки и другие.

Поиски ставят своей целью выявление полезных ископаемых с предварительной оценкой их качества, количества и условий залегания. Поиски часто сочетаются с детальной геологической съемкой.

Предварительная разведка проводится по определенной разведочной сети с целью уточнения качественной и количественной характеристики полезного ископаемого и условий его залегания. Она также должна обосновать целесообразность постановки детальной разведки.

Детальная разведка проводится по сгущенной разведочной сети и должна более точно осветить все особенности полезного ископаемого, в том числе и основные горнотехнические условия его отработки.

Эксплуатационная разведка ведется уже в условиях отработки полезного ископаемого и ставится для выяснения ряда дополнительных геологических вопросов.

Кроме перечисленных выше видов геологических работ ведутся еще тематические работы (т. е. специальное изучение определенных вопросов), которые часто предваряют постановку названных геологических работ или же проводятся с целью обобщения их результатов.

Проведение геологоразведочных работ разделяют на три периода: подготовительный, полевой и камеральный. В подготовительном периоде ведется изучение результатов ранее проведенных исследований, составляется проект работ, производится подбор необходимого снаряжения и оборудования; в полевом — осуществляется все необходимые полевые исследования и производится сбор материалов — каменного, палеонтологического и др.; в камеральном — осуществляются все необходимые лабораторные определения собранного материала, систематизация и научная их обработка, составляется отчет с необходимыми рекомендациями.

Глава 22

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

МАТЕРИКОВЫЙ И ОКЕАНИЧЕСКИЙ ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В строении земной коры отчетливо устанавливаются два резко различающихся по своим основным особенностям типа главных структур: материки и океаны. Их называют структурами первого порядка. Различия в их строении выражаются в неодинаковом составе (в материках присутствуют все три слоя земной коры — осадочный, гранитный и базальтовый, а под океанами только два — осадочный и базальтовый, см. рис. 8), мощности слоев

и, вероятно, в неодинаковых свойствах подстилающей их верхней мантии. Устанавливается также определенная асимметрия в строении верхней оболочки земного шара: его так называемый атлантический сегмент является материковым и сложен более древними складчатыми структурами, а тихоокеанский сегмент — океанический (большой по размеру) и окружен по своим окранным молодыми складчатыми горными сооружениями. В различной природе этих двух сегментов земной коры, некоторые ученые усматривают одну из основных причин тектонического развития Земли.

ПОНЯТИЕ О ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСАХ И ПЛАТФОРМАХ

В результате изучения современных материков установлено, что строение и история развития разных их частей во многом неодинаковы. На одних участках материков все слагающие их породы смяты в сложные складки, разорваны многочисленными разломами, глубоко метаморфизованы и прорваны мощными интрузивами различных изверженных пород. К таким частям материков принадлежат почти все известные ныне горные хребты и массивы. В других же частях материков сложнодислоцированные и метаморфизованные толщи пород слагают только их основание (вскрываемое бурением), поверх которого почти горизонтально залегают нормальные, неметаморфизованные толщи осадочных или вулканогенных пород. К таким частям материков принадлежат обширные равнинные области земной суши.

Эти и другие обстоятельства позволяют выделить в составе материков два основных типа структур, которые для земной коры в целом могут быть названы структурами второго порядка: геосинклинальные пояса и материковые платформы.

Геосинклинальные пояса — это обширные, обычно линейно вытянутые структуры большой протяженности (до 10—20 тыс. км), ограниченные глубинными разломами и отличающиеся высокой подвижностью и проницаемостью (т. е. неоднократным внедрением магмы в земную кору). В результате дифференцированных движений (т. е. движений разного знака и размаха) в них возникают сравнительно узкие, также линейно-вытянутые прогибы и поднятия; в прогибах накапливаются многокилометровые толщи осадков, происходит их метаморфизм. На ранних этапах развития геосинклинального пояса преобладают погружения, на поздних — активные поднятия и формирование складчатых горных сооружений. После превращения геосинклинального пояса или его части в горно-складчатую страну и последующей ее пенепленизации (т. е. выравнивания) на месте этого пояса или соответствующей его части возникает материковая платформа и геосинклинальный режим отмирает.

Материковые платформы — это жесткие, стабильные глыбы или части земной коры, для которых уже не

характерно интенсивное поднятие и складкообразование. В пределах платформ проявляются медленные колебательные движения, а также разрывные движения той или иной амплитуды. Складкообразование в таком виде, как оно проявляется в геосинклинальных поясах, здесь не выражено. На платформах значительно слабее, чем в геосинклинальных поясах проявляется магматизм и то главным образом в виде внедрений и излияний основной магмы (по разломам).

Материковые платформы всегда образуются на месте геосинклинальных поясов. В этом выражается основной закон развития материков. Возможен и обратный процесс (заложение геосинклинальных прогибов на платформах), но он в общем проявляется реже.

Первые платформы определились к концу докембрия (вернее к концу среднего протерозоя) и поэтому получили название древних платформ. Материковые платформы продолжали формироваться и позднее, но они по своему строению и истории развития существенно отличаются от древних платформ и поэтому получили название молодых платформ.

К древним материковым платформам относятся Восточно-Европейская (Русская), Сибирская, Китайская, Индостанская, Австралийская, Африканская, Южно-Американская, Северо-Американская, Восточно-Антарктическая и некоторые другие, более мелкие по размерам.

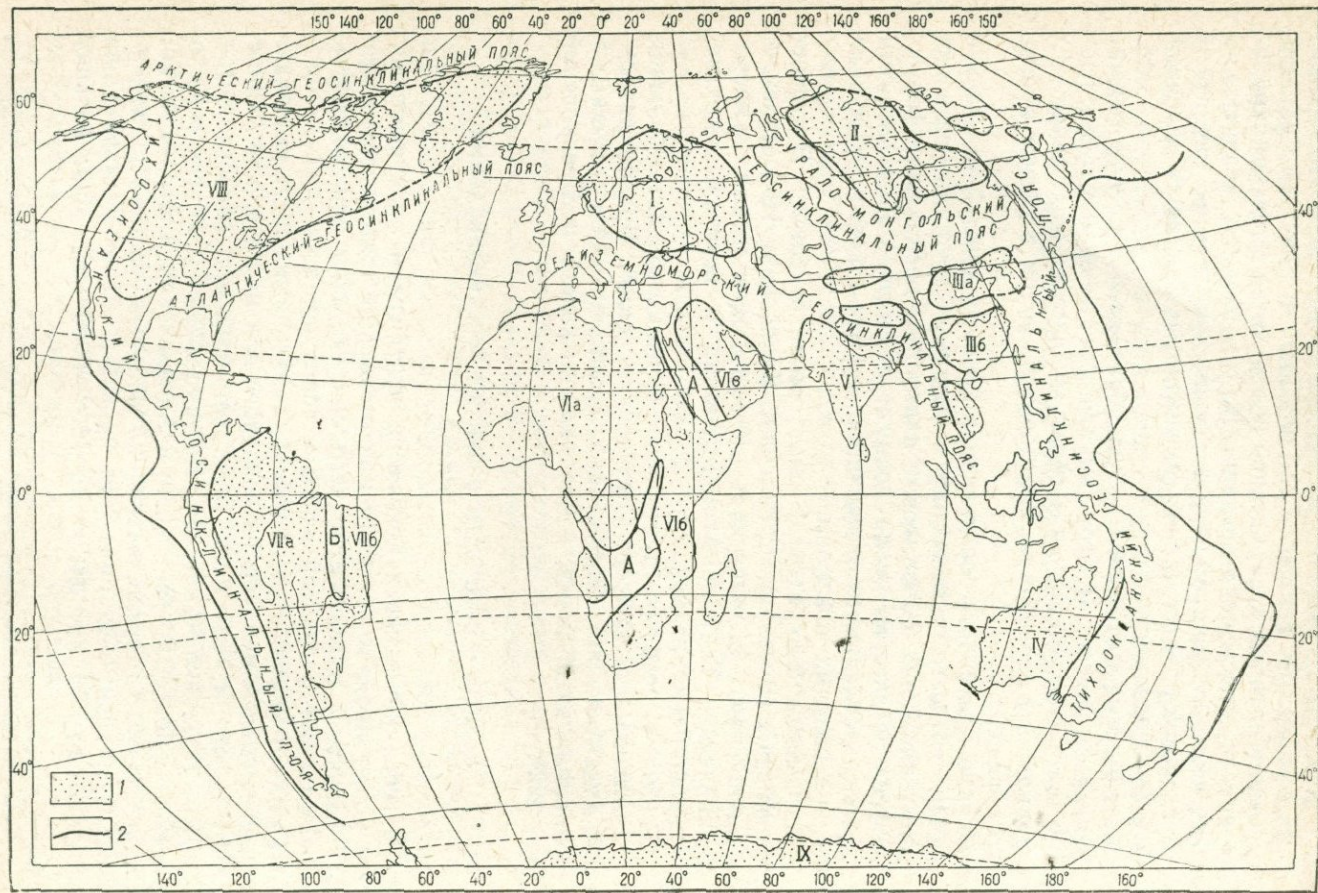
С начала позднего протерозоя существуют пять больших геосинклинальных поясов: Средиземноморский, Урало-Монгольский, Атлантический, Арктический, Тихоокеанский и два малых * геосинклинальных пояса — Внутриафриканский и Бразильский (рис. 122).

Основные особенности развития геосинклинальных поясов

В геосинклинальных поясах на протяжении их существования может проявляться один или несколько тектонических этапов развития, в результате чего они частично или полностью превращаются в горноскладчатые сооружения

Принято крупные части геосинклинального пояса, различающиеся временем проявления основного для них этапа тектонического развития, называть геосинклинальными областями (например, Верхояно-Чукотская, Кордильерская и другие в Тихоокеанском поясе, Грампианская и Аппалачская в Атлантическом и т. д.). В свою очередь, в геосинклинальных областях различают геосинклинальные системы или прогибы — сравнительно узкие (ширина до 500 км, длина до 1000—3000 км), зоны большой

* Малые геосинклинальные пояса, в отличие от больших, заложены ранее — в самом начале протерозоя.



подвижности и срединные массивы — выступы основания, на котором образовались геосинклинальные пояса.

В развитии геосинклинальных областей и систем устанавливается две стадии развития: 1) собственно геосинклинальная, или главная, и 2) заключительная, или орогенная, стадия.

В *собственно геосинклинальной стадии* преобладают погружения, но имеют место также поднятия и складкообразование. В начале этой стадии благодаря значительным погружениям происходит накопление мощных толщ песчано-глинистых осадков, из которых под действием метаморфизма формируется глинисто-сланцевая формация пород. Одновременно в более прогнутых частях происходит излияние основной магмы.

С течением времени геосинклинальная система расчленяется на ряд линейно вытянутых погружений (геосинклиналей) и поднятий (геоантиклиналей), при этом происходит внедрение преимущественно гранитоидных интрузий. В последующем развитии скорость прогибания несколько снижается, но площадь, охваченная прогибанием, расширяется, что ведет к разрастанию трансгрессии на примыкающие части платформ. В связи с этим изменяется характер осадконакопления — широкое развитие получает известняковая формация пород, а в глубоких прогибах, ограниченных разломами, образуется флишевая формация пород. В конце *собственно геосинклинальной стадии* развития накапливаются уже терригенные отложения, а также энергично проявляются интрузивная деятельность.

Вторая стадия развития — *орогенная*, характеризуется общим поднятием всей или подавляющей части системы и возникновением горноскладчатой страны. Образование горноскладчатой страны сопровождается наземным вулканизмом, а также заложением межгорных, иногда грабенообразных впадин и краевых прогибов, для которых характерны глубинные разломы (рис. 123).

Краевые прогибы представляют собой зоны глубоких опусканий, которые охватывают не только краевую часть геосинклинальной системы, но и край примыкающей к ней платформы. Выполняются они нередко грубообломочной молассой, а также угленосной паралической, нефтеносной или соленосной формациями (до 8—10 км и более). В краевых прогибах породы слабо или совсем не метаморфизованы; вулканизм в них

Рис. 122. Схема расположения древних платформ и геосинклинальных поясов

I — древние платформы: I — Восточно-Европейская, II — Сибирская, III — Китайская (IIIa — Китайско-Корейская, IIIb — Южно-Китайская), IV — Австралийская, V — Индостанская, VI — Африканская (VIa — Северо-Африканская, VIb — Южно-Африканская и VIв — Аравийская), VII — Южно-Американская (VIIa — Южно-Американская и VIIb — Восточно-Бразильская); VIII — Северо-Американская, IX — Восточно-Антарктическая; 2 — граница ложа Тихого океана; малые геосинклинальные пояса: А — Внутриафриканский, Б — Бразильский

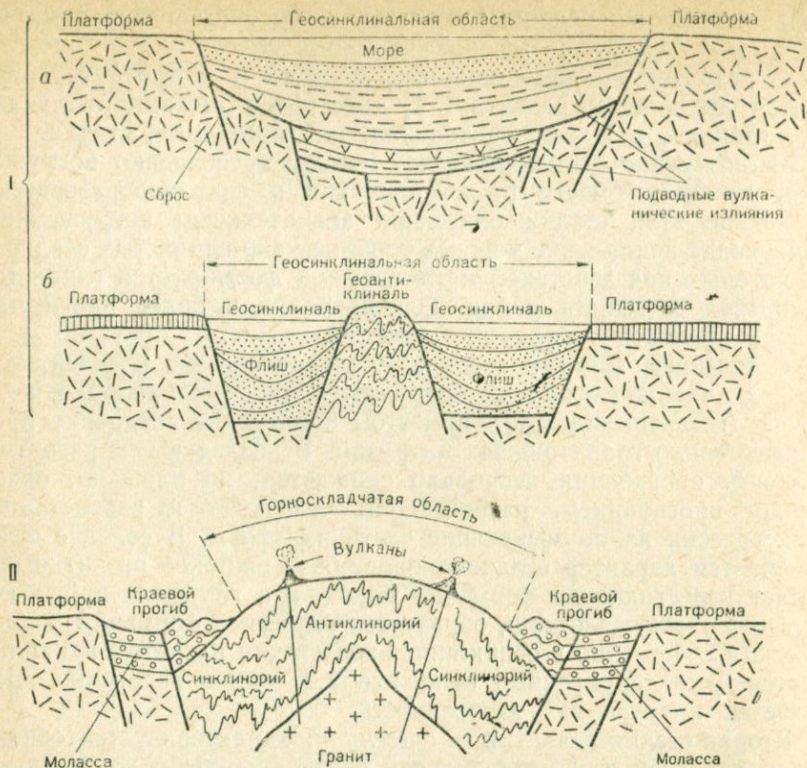


Рис. 123. Схема развития геосинклинальной области (по В. Е. Хаину)
 I — собственно геосинклинальная стадия: а — раннегеосинклинальная, б — позднегеосинклинальная; II — орогенная стадия

отсутствует. В отличие от краевых прогибов, межгорные прогибы, которые также выполняются молассой, характеризуются проявлением наземного вулканизма.

По окончании орогенной стадии развития возникшая на месте геосинклинальной системы или же всей области или пояса горноскладчатая страна подвергается усиленной денудации и переходит постепенно в платформенный этап развития.

Основные особенности развития платформ

Тектонические движения на платформах, как уже указывалось выше, проявляются почти исключительно в виде медленных колебательных (эпейрогенических) движений и разрывных движений; последние сопровождаются расколами.

В результате длительных периодически повторяющихся опусканий на выровненной поверхности складчатого основания платформы накапливаются формации осадочных пород преимуще-

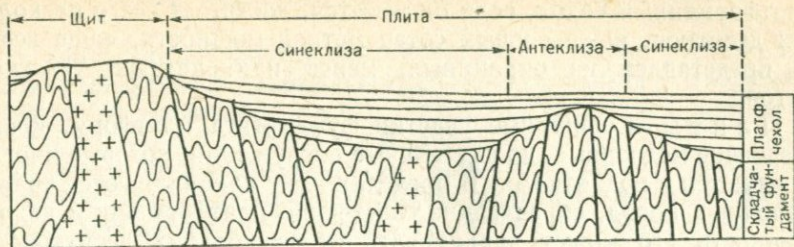


Рис. 124. Схема строения платформы

ственно морского происхождения, так как обширные прогибания нередко приводят к развитию больших трансгрессий. С разломами связана эффузивная деятельность. Накопившиеся осадочно-эффузивные отложения образуют платформенный чехол. Таким образом, на платформах формируются два структурных этажа:

Нижний структурный этаж, или складчатый фундамент, состоит из мощных комплексов осадочно-эффузивных, обычно сложно дислоцированных и сильно метаморфизованных пород, прорванных разнообразными преимущественно гранитоидными интрузиями. Все эти породы образовались еще в геосинклинальный, доплатформенный этап развития данной территории.

Верхний структурный этаж, или платформенный чехол, состоит из неметаморфизованных осадочных, реже — вулканогенных пород, залегающих обычно спокойно, почти горизонтально, и отделенных от складчатого фундамента крупным перерывом и резким угловым несогласием.

На более подвижных древних платформах (Сибирской, Африканской и других) в связи с повышенной проницаемостью земной коры шире проявляется эффузивная деятельность и поэтому среди платформенных формаций отмечается еще т р а п о в а я ф о р м а ц и я, состоящая из покровов и пластовых интрузий основных пород (например, базальты, их туфы). С эффузивами здесь связаны также широко распространенные интрузивные тела такого же состава.

В результате дифференцированных движений еще на ранней стадии тектонического развития платформ отчетливо обособляются два типа главных структур (или в целом для материков — структур III порядка) — щиты и плиты (рис. 124).

Щ и т ы — это большие участки платформ, где проявляются преимущественно положительные вертикальные движения. Поэтому они являются поднятыми структурами (в рельефе) и служат областями размыва и источником сноса обломочного материала. Для щитов платформенный чехол в общем не характерен, и в них на поверхность выступают породы складчатого фундамента.

Платформенный чехол, если он имеется, достигает всего нескольких десятков, реже первых сотен метров мощности, чаще всего он представлен на окраинных, менее приподнятых участках щитов.

П л и т ы — обширные участки фундамента платформ, испытывающие медленные, но длительные погружения, которые иногда чередуются с поднятиями. В пределах плит накапливаются толщи осадочных пород, образующие собственно платформенный чехол. Мощность его может варьировать от нескольких десятков до нескольких тысяч метров.

Медленные колебательные движения в пределах плит происходят в разных их частях с разной скоростью и амплитудой, но с преобладанием нисходящих движений. При этом вертикальные перемещения отдельных участков плит всегда сопряжены с возникновением разломов и раскалыванием жесткого складчатого фундамента под чехлом на крупные блоки с соответствующими вертикальными перемещениями. В результате этого в пределах плит возникают новые, типичные только для платформ крупные структуры — синеклизы и антеклизы и более мелкие, усложняющие их структуры.

С и н е к л и з ы — это пологие впадины большой протяженности неправильно округлой или неправильно овальной формы, имеющие в поперечнике сотни и даже более тысячи километров. Их возникновение связано с тем, что отдельные блоки фундамента опускаются с неодинаковой скоростью, и отлагающиеся слои осадочных пород в пределах более опущенных блоков глубже опускаются и приобретают большую мощность; соответственно на крыльях мощность тех же слоев заметно уменьшается (см. рис. 124).

В связи с большими размерами синеклиз и медленным их развитием углы падения слоев на их крыльях очень малы.

А н т е к л и з ы — чрезвычайно пологие, выпуклые, относительно поднятые структуры, обычно несколько меньших размеров, чем синеклизы. Их возникновение связано с замедленным опусканием отдельных блоков фундамента. Поэтому осадочный чехол в сводах антеклиз имеет значительно меньшую мощность, чем на крыльях. Нередко часть слоев в сторону свода антеклизы выклинивается (см. рис. 124). Углы падения крыльев, как и в синеклизах, невелики.

Помимо названных выше крупных платформенных структур, на древних платформах могут возникнуть своеобразные, линейновытянутые зоны большой подвижности и протяженности, приуроченные к крупнейшим разломам фундамента; они получили название авлакогенов. Авлакогены выполнены мощными многокилометровыми толщами геосинклинального типа и имеют много общего с геосинклинальными прогибами. Вместе с тем для них характерны основные эффузивы — черта, более присущая платформам.

Этапы интенсивного тектонического развития земной коры, заканчивающиеся образованием горноскладчатых сооружений, получили название эпох тектогенеза или эпох складкообразования*.

Эпохи складкообразования, или тектогенеза, представляют собой длительные этапы развития, определяемые многими десятилетиями миллионов лет; качественно и по продолжительности проявления они не одинаковы.

Нередко эпохи складкообразования следуют одна за другой без существенного перерыва, но бывает и так, что еще задолго до окончания одной эпохи складкообразования (в одном месте) начинается другая, следующая за ней эпоха складкообразования (в другой части земной коры).

Таким образом, интенсивное тектоническое развитие земной коры вообще представляет непрерывный процесс, но в отдельных ее подвижных частях перерывы между отдельными эпохами складкообразования могут достигать миллионов, десятков и даже сотен миллионов лет.

В истории тектонического развития земной коры устанавливается не менее 10 эпох тектогенеза или складкообразования; большая их часть приходится на докембрий и лишь четыре — на фанерозой**, включающий палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры.

Время и место проявления, а также основные особенности каждой из докембрийских эпох складкообразования изучены еще недостаточно; поэтому еще не определились их общие для всех стран названия. Исключение составляет самая поздняя из докембрийских эпох складкообразования — байкальская, изученная значительно лучше как на территории нашей страны, так и в сопредельных странах. Байкальская эпоха складкообразования проявилась в позднем протерозое или рифее, а закончилась в начале кембрийского периода палеозойской эры.

Эпохи складкообразования фанерозоя изучены относительно хорошо и имеют общие для всех стран названия: каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская эпохи складкообразования (в порядке следования).

Каледонская, или раннепалеозойская, эпоха складкообразования была в раннем палеозое — в кембрийском, ордовикском и силурийском периодах и закончилась в начале девонского периода. Началась же она кое-где еще в рифее.

* Понятие «эпоха складкообразования» является не совсем точным, так как при этом помимо складкообразования проявляются и другие тектонические процессы, а также магматизм и метаморфизм. Однако этот термин удобен тем (и потому широко применяется в геологии), что он сразу подчеркивает главную особенность геосинклинального развития — образование складчатых гор.

** От слов «фанерос» — явный и «зоэ» — жизнь.

Герцинская, или позднепалеозойская, эпоха складкообразования проявилась в позднем палеозое — девонском, каменноугольном и пермском периодах (хотя местами началась еще в ордовике); закончилась в триасовом периоде.

Киммерийская, или мезозойская, эпоха складкообразования проявилась в мезозое (началась кое-где в конце палеозоя) и закончилась к началу позднемеловой эпохи.

Альпийская, или кайнозойская, эпоха складкообразования началась еще в начале мезозоя, но в основном ее проявление относится к кайнозою. Она не закончилась до наших дней.

Очень существенным является то обстоятельство, что каждая эпоха складкообразования начинается с заложения глубоких геосинклинальных прогибов либо в продолжающих свое существование геосинклинальных поясах, либо на площадях, уже испытавших складчатость и вновь вступающих в геосинклинальный этап развития (регенерированные геосинклинальные прогибы), либо, наконец, на внематериковой, океанической земной коре.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЙ ОРОГЕНЕЗ

Разрывы земной коры глубокого заложения, большой протяженности и длительного развития получили название глубинных разломов. Они протягиваются на границе океанов и материков, платформ и геосинклинальных поясов, между крупными геосинклинальными, платформенными и океаническими структурами. Некоторые из глубинных разломов проникают даже в верхнюю мантию.

Горообразование, как уже известно, характерно для подвижных — геосинклинальных зон. Вместе с тем оно может проявиться и на платформах, хотя существенно отличается от горообразования в геосинклинальных областях. Горообразование на платформах получило названия эпиплатформенного орогенеза.

Как области эпиплатформенного орогенеза рассматривают сравнительно узкие, но большой протяженности области платформ (преимущественно молодых), состоящие из глыб или блоков, ограниченных разломами и приподнятых вдоль них иногда на много километров (до 7 км, как в Тянь-Шане). Они образуют высокие горные хребты и пояса и иногда называются «возрожденными» горами, так как возникли на месте некогда высоко вздымавшихся складчатых гор, позднее размытых и пенепленизированных. Как и платформы, на которых они возникают, эпиплатформенные орогенные пояса имеют два структурных этажа (фундамент и чехол).

В пределах эпиплатформенных орогенных поясов высоко приподнятые блоки или глыбы чередуются с глубокими межгорными впадинами. В «возрожденных» горах повторная складчатость

проявляется более или менее отчетливо только в межгорных впадинах, заполненных мощной континентальной молассой.

Эпиplatformенные орогенные пояса появились в неогене и четвертичном периоде; к ним принадлежат в СССР Тянь-Шань, Алтай, Саяны, горы Прибайкалья и отчасти Забайкалья, Становой хребет, а за пределами нашей страны — Скалистые горы, горы Восточной Африки и другие. В пределах эпиplatformенных орогенных поясов мощность земной коры на материках достигает максимальной величины — 60—75 км.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МАТЕРИКОВ

Многочисленное проявление эпох тектогенеза обусловило значительную сложность строения современных материков. Поэтому возникает необходимость в тектоническом районировании материков.

В основу тектонического районирования положен принцип разделения территории материков по времени окончания главной складчатости, вызвавшей прекращение геосинклинального этапа развития данной территории.

На основе этого принципа принято теперь на современных материках выделять следующие главные типы структур:

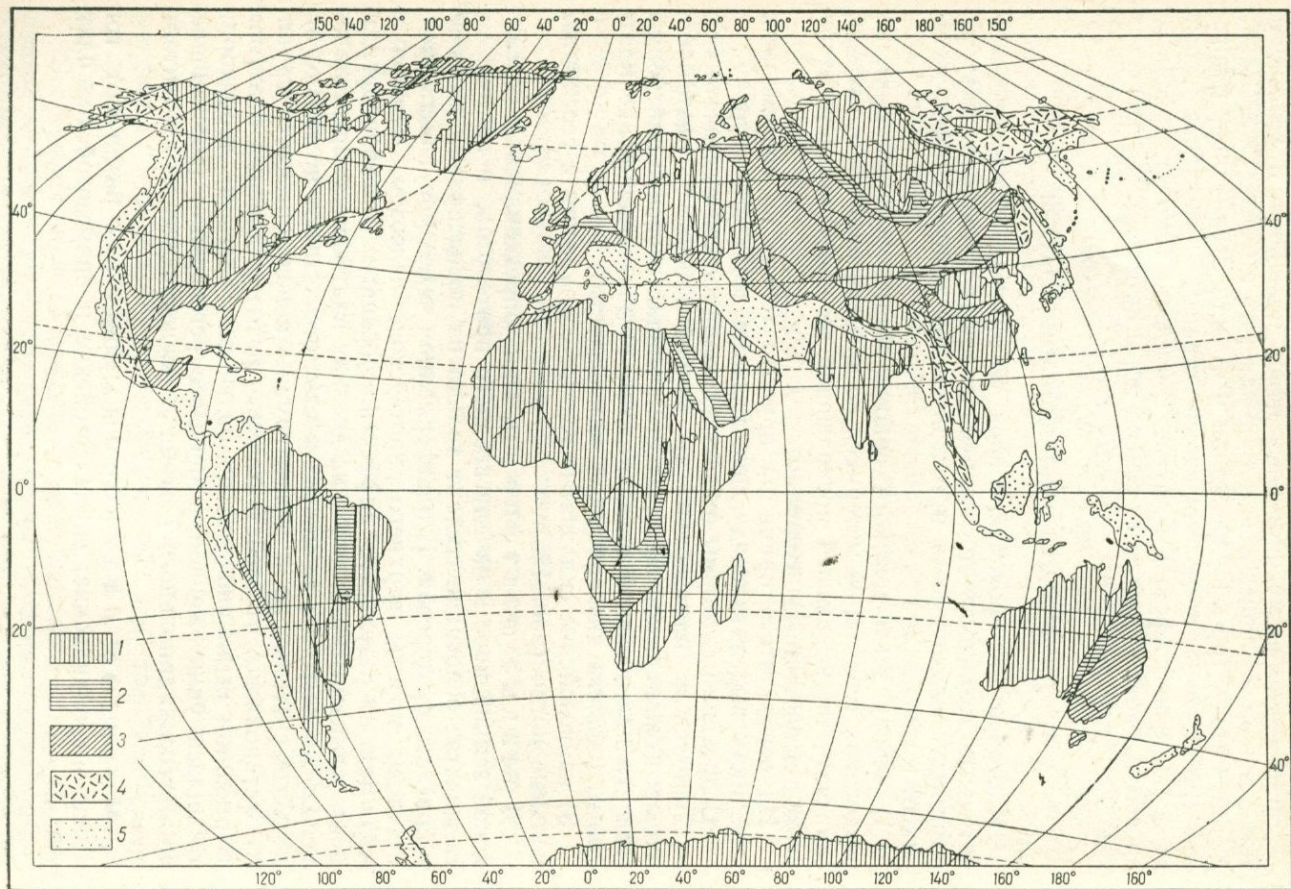
- 1) древние платформы (области докембрийской складчатости);
- 2) молодые платформы: а) эпибайкальские * платформы (области байкальской складчатости); эпипалеозойские платформы (области палеозойской складчатости); в) эпикиммерийские платформы (области киммерийской складчатости);
- 3) кайнозойские складчатые горные сооружения и геосинклинальные пояса (рис. 125).

Древние платформы. Они определились в материковой земной коре к началу позднего протерозоя, и поэтому их складчатое основание состоит только из пород архея, нижнего и среднего протерозоя. В платформенном чехле могут быть представлены породы верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В результате дифференцированных движений фундамента платформенный чехол на древних платформах представлен неполно и не везде; во многих местах отсутствуют не только отдельные системы, но и целые группы пород или части групп.

Установлено, что действительные размеры древних платформ в прошлом были значительно большими, часть их территории оказалась уничтоженной в процессе регенерации (восстановления) геосинклинального режима в последующие эпохи тектогенеза.

Молодые платформы. Среди них различают три типа: эпибайкальские, эпипалеозойские и эпимезозойские платформы.

* По-гречески «эпи» обозначает «после».



Эпибайкальские платформы образовались после окончания байкальской эпохи складкообразования. Их фундамент сложен породами рифея и отчасти более древними породами докембрия. Платформенный чехол, как и в древних платформах, составляют породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Эпибайкальские платформы сформировались местами в Урало-Монгольском поясе, в Атлантическом и некоторых других геосинклинальных поясах.

Испытали также горообразование и прекратили свое существование с окончанием байкальской складчатости и малые геосинклинальные пояса — Внутриафриканский и Бразильский. Однако в них горообразование местами закончилось еще ранее — в среднем рифее.

Эпипалеозойские молодые платформы возникли после завершения каледонской и герцинской эпох тектогенеза. В одних местах они сформировались под влиянием только одной каледонской эпохи складкообразования, в других (большей частью) — под влиянием герцинской эпохи складкообразования или же той и другой совместно.

Фундамент эпипалеозойских платформ в областях, где проявилась только каледонская складчатость, состоит из пород докембрия и нижнего палеозоя; в областях, охваченных герцинской складчатостью, — докембрия и палеозоя (обычно без пермских отложений). Платформенный чехол как в областях каледонской, так и герцинской складчатости стал накапливаться сравнительно одновременно — с начала мезозоя и это накопление продолжается до наших дней*.

Многие разделяют эпипалеозойские платформы на два самостоятельных типа молодых платформ — эпикаледонские и эпигерцинские.

Эпипалеозойские платформы возникли на месте Атлантического, Средиземноморского, Урало-Монгольского, Арктического поясов и лишь частично в Тихоокеанском геосинклинальном поясе. Характерно, что в Атлантическом поясе их фундамент образовался преимущественно под действием каледонской эпохи складкообразования.

Эпикиммерийские молодые платформы образовались после завершения киммерийской эпохи складкообразования, которая охватила частично Тихоокеанский и Средиземноморский геосин-

* В областях каледонской складчатости, в прогибах и впадинах складчатого фундамента могут встречаться и отложения верхнего палеозоя, но они к отложениям платформенного этапа развития не относятся, а также не являются и образованиями складчатого фундамента. Эти отложения слагают своеобразные формации доплатформенных образований.

клинальные пояса, причем в последнем — в регенерированных геосинклинальных областях, заложившихся на герцинском складчатом основании.

Нижний структурный этаж эпикиммерийских платформ состоит из пород мезозоя. В нем часто на значительных площадях наблюдаются выходы древних пород, возникших до начала мезозойского геосинклинального этапа развития: это породы палеозоя, реже докембрия.

В большей своей части территории эпикиммерийских платформ сохранили гористый рельеф и лишены еще платформенного чехла; последний наблюдается в депрессиях и сложен породами палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Отсутствие на большей части площади киммерийских структур платформенного чехла послужило причиной того, что некоторые ученые рассматривают их в качестве структур, еще не достигших платформенного развития.

Альпийские, или кайнозойские, складчатые горные сооружения еще не достигли платформенного развития. Они образуют две складчатые зоны — в пределах Средиземноморского и Тихоокеанского геосинклинальных поясов.

Средиземноморский геосинклинальный пояс повсеместно пережил собственно геосинклинальную (главную) стадию развития и находится ныне на орогенной стадии развития. Все альпийские геосинклинальные прогибы в Средиземноморском поясе принадлежат к регенерированным и возникли преимущественно в областях, испытавших герцинскую складчатость; часть их заложилась на байкальских сооружениях или даже на окраинах древних платформ. Выступающие в Средиземноморском поясе альпийские складчатые сооружения состоят из пород мезозойского и кайнозойского возраста, но местами среди них — в срединных массивах — выходят на поверхность и более древние породы — палеозойские, рифейские.

Тихоокеанский геосинклинальный пояс находится еще на собственно геосинклинальной стадии развития, и лишь отдельные геосинклинальные прогибы вовлечены в орогенный этап развития и в них сформировались складчатые зоны (Сахалин, Камчатка, Японские острова и др.). Кроме того, на всем протяжении этого пояса прослеживаются и ныне формирующиеся геосинклинальные прогибы.

Тихоокеанский геосинклинальный пояс, в отличие от Средиземноморского, обладает «сквозным», или непрерывным развитием с палеозоя. Часть геосинклинальных прогибов образована на океаническом основании.

Платформенный чехол во всех альпийских складчатых структурах отсутствует.

В табл. 9 приводится сравнительная характеристика основных типов материковых структур по возрасту пород, слагающих их структурные этажи.

Сравнительная характеристика структурных этажей
основных типов материковых структур

Структурные этажи	Древние платформы	Молодые платформы				Альпийские складчатые горные сооружения
		Эпибайкальские	Эпипалеозойские		Эпикиммерийские	
			эпикаледонские	эпигерцинские		
Платформенный чехол	KZ + MZ + + PZ + + PR ₃ (R)	KZ + + MZ + + PZ	KZ + + MZ	KZ + + MZ	KZ	—
Складчатый фундамент	PR ₂₊₁ + + AR	P€(PR + + AR)	PZ ₁ + + P€(PR ₃)	PZ + + P€(PR ₃)	MZ + + PZ + + P€(PR ₃)	KZ + MZ + + PZ + + P€(PR ₃)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В океанической части земной коры отчетливо выступают две различные по своей структуре и неравные по площади области; 1) область шельфа и материкового склона, в пределах которых под океанические воды погружаются материковые структуры, и 2) области собственно океанического ложа. Первая область характеризуется материковым типом строения (в ней еще сохраняется гранитный слой земной коры) и мощность земной коры в ней составляет 15—40 км, как и на большинстве материков. В океаническом ложе, как уже знаем, гранитный слой отсутствует, а мощность земной коры здесь не превышает 5—10 км.

Область океанического дна, находящаяся в пределах шельфа и материкового склона, представляет такой же практический интерес (в смысле полезных ископаемых), как и материка.

Собственно океаническое дно (занимающее около 75% поверхности океанического дна) отличается сложным рельефом (кстати, ничего общего не имеющим с материковым рельефом), который в определенной мере отражает ряд особенностей дна — строение, толщину земной коры, мощность осадков, особенности вулканизма, сейсмичность и др. В целом геологические и тектонические особенности океанического дна представляются нам еще очень слабо.

В рельефе (и, очевидно, в структуре) океанического дна отчетливо выступают такие отрицательные и положительные формы:

- 1) отрицательные — подводные равнины, океанические желоба;
- 2) положительные — срединно-океанические хребты, валы, поднятия.

Подводные равнины занимают обширные площади в наиболее погруженных частях океанов (главным образом, Тихого океана); мощность покрывающих их осадков ничтожно мала и лишь вблизи

побережий может достигать многих сотен и даже нескольких тысяч метров. Подводные глубоководные равнины тектонически слабо активны.

Океанические желоба также развиты преимущественно в пределах Тихого океана и располагаются в периферических зонах. Они имеют большую протяженность и глубину и часто несут мощные многокилометровые толщи осадков. Океанические желоба характеризуются высокой тектонической активностью (в том числе сейсмичностью) и сопровождаются глубинными разломами.

Среди положительных подводных форм рельефа особый интерес вызывают срединно-океанические хребты, обладающие высокой тектонической активностью (вулканизм, землетрясения) и протягивающиеся на многие тысячи километров. Их ширина достигает нескольких сотен километров (иногда до 1000 км), а вдоль их оси располагаются также линейно-вытянутые депрессии, обычно называемые рифтовыми долинами, представляющие собой зоны разломов, трещины растяжения.

Срединно-океанические хребты сопровождаются продольными и поперечными разломами, поднятиями вулканических конусов, котловинами. Некоторые из таких вулканических конусов образуют острова (например, Азорские, Исландия и др.). Считают, что через рифтовые зоны поступает вещество мантии (под водой).

На дне океанов (особенно Тихом) имеется много валов, сводовых поднятий, возвышенностей, вулканических конусов, их выходы на поверхность также образуют острова. В ряде случаев конусы вулканов срезаны денудацией, опущены под уровень моря и образуют так называемые гайоты.

Подводные поднятия — хребты, которые протягиваются часто на сотни и тысячи километров, но на поверхность не выходят (например, хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане). Эти хребты к подводным погружениям материковых структур отношения не имеют.

Если впадина Тихого океана является очень древней, то другие океанические впадины — Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов — имеют более молодой возраст и другое происхождение. Они возникли лишь в мезозое — начале кайнозоя как глубокие опускания в пределах уже сформировавшейся континентальной части земной коры.

Глава 23

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ДОКЕМБРИЯ

ДОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАПЫ

Полагают, что Земля как планета возникла 5—7 млрд. лет назад. Весь период существования Земли разделяется на два, существенно различающиеся между собой этапа: догеологический и геологический.

Догеологический этап охватывает время возникновения Земли до появления на ней земной коры. В геологический этап шло формирование земной коры; продолжительность этого этапа определяется в 4—4,5 млрд. лет.

Как протекало развитие Земли до появления на ней земной коры, сказать пока трудно — современная космогония еще не создала достаточно убедительной и общепринятой космогонической теории или гипотезы. Ученые все более склоняются к мнению, что Земля (как и другие планеты Солнечной системы) сформировалась из холодных частиц, которые в процессе развития под действием уплотнения и радиоактивного распада стали разогреваться. В результате расплавления и дифференциации вещества внутренних зон Земли на ее поверхности стала формироваться земная кора.

Геологический этап развития Земли разделяется на две стадии; начальная из них названа лунной. Полагают, что в лунную стадию земная кора была еще очень тонкой, часто подвергалась проплавлению и на Земле широко проявлялся вулканизм, повсеместно возникали вулканические конусы и кратеры взрыва (как это наблюдается на поверхности Луны — отсюда и название стадии).

В лунную стадию шло образование базальтового слоя земной коры. Существовала также и атмосфера, но она существенно отличалась от современной. Она состояла из водяных паров, метана, углекислого газа, водорода, аммиака, сероводорода и других газов. Со временем ее состав менялся. В конце лунной эры температура на поверхности Земли опустилась ниже $+100^{\circ}\text{C}$; это благоприятствовало сгущению водяных паров и образованию на поверхности Земли водных бассейнов — морей, озер и других. К этому времени относится начало активной водной денудации земной поверхности.

Последующая — собственно геологическая стадия (архейская, протерозойская, палеозойская, мезозойская и кайнозойская эры) — время формирования гранитного и осадочного слоев земной коры, коренного изменения состава атмосферы — переход ее в азотнокислородную, развития жизни и т. д.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ

Под названием «докембрий» рассматривают совместно древнейшие эры геологической истории — архейскую и протерозойскую. Породы, слагающие докембрий*, обычно сильно дислоцированы и метаморфизованы, а в ряде случаев испытали гранитизацию. В связи с глубоким метаморфизмом докембрийских толщ и присутствием в них редких органических остатков, применение методов относительной геохронологии для них (кроме рифея) мало

* Теперь для докембрия используют новое название — криптозой (от слов «криптос» — скрытый и «зоэ» — жизнь, т. е. время слабо выраженной жизни), но оно еще не получило широкого применения.

эффективно, и лучшие результаты дают радиологические методы определения абсолютного возраста пород.

Большие различия в петрографических и структурных особенностях и степени метаморфизма пород архея и протерозоя разных стран и регионов не позволяют пока выработать единую шкалу деления этих групп даже на системы. Этим объясняется существование многочисленных местных систем расчленения докембрия, еще слабо увязываемых между собой.

Архейская группа делится на две подгруппы: нижний и верхний архей; протерозойская — на три подгруппы: нижний протерозой, средний протерозой и верхний протерозой или рифей. Иногда эти части протерозоя рассматривают в качестве самостоятельных групп.

Продолжительность архея определяется в 1300—1800 млн. лет, протерозоя — 2100 млн. лет. Таким образом, на докембрий приходится не менее 85% всей геологической истории Земли.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ДОКЕМБРИЯ

Органические остатки в докембрийских толщах встречаются редко. Длительное время они были известны только из рифейских отложений. Однако в последние годы выявлены следы жизни даже из отложений архея — это остатки сине-зеленых водорослей и бактерий. Аналогичные остатки обнаружены и в нижне-средне-протерозойских отложениях. Зато из рифея известно большое число строматолитов; они даже легли в основу стратиграфического подразделения верхнего протерозоя (рифей). Из верхне-рифейских отложений известны и остатки животных, например, медуз, кораллов, трилобитов, что указывает на значительную эволюцию органического мира в это время. Однако стратиграфического значения из-за редкости их нахождения они не имеют.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

В начале докембрия в земной коре еще не было платформ и геосинклинальных областей. Первичная земная кора на этом раннем этапе имела основной состав и продолжала формироваться за счет базальтовых излияний из верхней мантии. Но одновременно с этим в ней уже возникали многочисленные куполовидные поднятия до 50—60 км в поперечнике, состав которых приближался к граниту. Этот начальный этап продолжавшийся до конца архея получил название н у к л е а р н о г о.

С конца архея в земной коре закладывались глубокие линейно-вытянутые прогибы, названные протогеосинклиналями; в них накапливался обломочный материал, сносимый с участков древнейшей гранитизации и выступающих частей первичной базальтовой земной коры, а также активно проявлялась диффузивная деятельность.

В раннем протерозое, на месте протогеосинклиналей сформировались первые платформенные массивы — протоплатформы. В последующее время, в среднем протерозое, сложились геосинклинальные области, имеющие уже много общих черт с позднепротерозойскими поясами. В них к концу среднего протерозоя — началу позднего протерозоя под действием мощных процессов складкообразования сформировался складчатый фундамент древних платформ. С этого времени наступил новый этап тектонического развития земной коры.

В конце докембрия, в рифее проявилась байкальская эпоха тектогенеза, вследствие чего площадь, занятая платформами, значительно возросла. Полагают, что к концу протерозоя все южные древние платформы вместе с примыкающими или расположенными между ними байкалидами или близкими по времени образования структурами оказались объединенными в один обширный материк, названный Гондваной.

Среди протерозойских пород на разных материках обнаружены метаморфизованные ледниковые, валунные отложения (тиллиты), что указывает на существование уже в то время климатической зональности. В целом физико-географические условия докембрия во многом существенно отличались от современных и прежде всего потому, что в атмосфере и в морских водах содержалось значительно больше CO_2 . Полагают также, что соленость морских вод того времени не превышала 2,5%.

ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ДОКЕМБРИЯ

Общей особенностью пород докембрия является значительная степень их метаморфизма и большая насыщенность магматическими образованиями.

Архейская группа пород характеризуется наиболее сильным метаморфизмом (хотя и не повсеместно), поэтому обычными породами являются гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты и другие.

Протерозойская группа внизу (нижний, отчасти средний протерозой) по степени метаморфизма и составу пород часто близка к архею. Верхний протерозой (рифей) на древних платформах входит в состав чехла, слабо метаморфизован; он сложен породами терригенного (песчаники, аргиллиты, конгломераты), органогенного (известняки, доломиты) и вулканогенного (диабазы, туфы, туффиты) происхождения.

Характерной особенностью древнего докембрия (архей, нижний протерозой) является присутствие в нем своеобразных протогеосинклинальных комплексов пород: джеспилитов — железистых кварцитов, состоящих из чередующихся между собой тонких прослоек гематита или магнетита и кварцита (джеспилиты

имеют осадочно-эффузивное происхождение)*; лептитов — глубоко метаморфизованных осадочных и эффузивных пород; мигматитов — инъецированных магмой осадочных пород и др.

На территории СССР докембрий наиболее полно представлен на щитах и других поднятиях Восточно-Европейской и Сибирской платформ и прилегающих к ним байкалид (Балтийский, Украинский и Алданский щиты, Анабарская антеклизы, Байкальская складчатая область, Енисейское поднятие). В пределах эпипалеозойской платформы докембрий (главным образом рифей) выходит в выступах фундамента в Саянах, на Алтае, в Казахской складчатой стране, на Урале, Тянь-Шане, Таймыре. Более редко выходит докембрий (также преимущественно рифей) в пределах мезозойских и кайнозойских сооружений (Кольский хребет, Чукотка, Камчатка, Сахалин, Памир, Кавказ).

С породами докембрия связаны железистые кварциты (джеспилиты). В СССР к ним принадлежат месторождения Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, Кольского полуострова, Алданского щита и др. С докембрием на территории различных стран кроме железных руд связаны месторождения золота, медных руд, редких элементов и другие. Наконец, почти все породы докембрия широко используются как строительные материалы, особенно граниты, лабрадорит, мрамор (как облицовочные камни).

Глава 24

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЯ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОЗОЯ

Палеозойские отложения в отличие от пород докембрия во многих местах, особенно на древних платформах, сохранились без заметных изменений и содержат разнообразные и многочисленные остатки животных и растений.

Органический мир палеозоя имеет много своеобразных, архаичных черт и состоит в основном из древних, вымерших к концу эры групп животных и растений или из групп, которые позднее стали редкими или малочисленными. Этим и объясняется название эры (в переводе на русский язык слово «палеозой» означает «эра древней жизни»).

На протяжении палеозойской эры произошли крупнейшие изменения в структуре земной коры, вызванные каледонской и герцинской эпохами тектогенеза.

* Образование джеспилитов связано с подводной деятельностью вулканов.

Палеозойская группа в настоящее время подразделяется на шесть систем (снизу вверх): кембрийскую, ордовикскую*, силурийскую, девонскую, каменноугольную (карбон) и пермскую**.

На основании комплекса ископаемых остатков древних организмов можно с уверенностью расчленять системы палеозоя не только на отделы и ярусы, но и более дробные подразделения — зоны и подзоны.

В табл. 10 приводится принятое в СССР ярусное деление палеозоя.

Т а б л и ц а 10

Подразделения палеозоя

Подгруппа	Система	Отдел	Ярус
Верхний палеозой PZ ₂	Пермская P	Верхнепермский P ₂	Татарский P ₂ t Казанский P ₂ kz Уфимский P ₂ u
		Нижнепермский P ₁	Кунгурский P ₁ kp Артинский P ₁ ag Сакмарский P ₁ s Ассельский P ₁ as
	Каменно- угольная C	Верхнекаменноуголь- ный C ₃	Гжельский C ₃ g Касимовский C ₃ k
		Среднекаменноугольный C ₂	Московский C ₂ m Башкирский C ₂ b
		Нижнекаменноугольный C ₁	Наморский C ₁ n Визейский C ₁ v Турнейский C ₁ t
	Девон- ская D	Верхнедевонский D ₃	Фаменский D ₃ fm Франский D ₃ fr
		Среднедевонский D ₂	Живетский D ₂ gv Эйфельский D ₂ e
		Нижнедевонский D ₁	Эмский D ₁ e Зигенский D ₁ s Жединский D ₁ gd

* Выделение ордовикской системы в качестве самостоятельного подразделения осуществлено сравнительно недавно; до начала 60 гг. нашего века ордовик входил в силурийскую систему как ее нижний отдел. Это обстоятельство необходимо учитывать при работе с геологическими картами и геологической литературой.

** Теперь стали также широко пользоваться делением группы на две подгруппы: нижний и верхний палеозой.

Подгруппа	Система	Отдел	Ярус
Нижний палеозой PZ ₁	Силурий- ская S	Верхнесилурийский S ₂	Даунтонский S ₂ d Лудловский S ₂ ld
		Нижнесилурийский S ₁	Венлокский S ₁ w Лландоверийский S ₁ ln
	Ордовик- ская O	Верхнеордовикский O ₃	Ашгильский O ₃ a Верхний карадокский O ₃ c ₂
		Среднеордовикский O ₂	Нижний карадокский O ₂ c ₁ Лландейльский O ₂ ln Лланвирнский O ₂ lv
		Нижнеордовикский O ₁	Аренигский O ₁ ar Тремадокский O ₁ t
	Кембрий- ская Є	Верхнекембрийский Є ₃	—
		Среднекембрийский Є ₂	Майский Є ₂ m Амгинский Є ₂ am
		Нижнекембрийский Є ₁	Ленский Є ₁ l Алданский Є ₁ al

ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ПАЛЕОЗОЯ

К началу палеозоя животный мир был уже представлен всеми типами беспозвоночных. В течение палеозойской эры продолжалась дальнейшая эволюция и дифференциация органического мира, и к концу палеозоя в каждом типе животных выделились почти все классы. Сложный путь развития прошел в палеозое и растительный мир: от простейших форм — водорослей, появившихся еще в докембрии, до представителей высших наземных растений — папоротниковидных (кроме покрытосеменных). Многие группы организмов — целые отряды, классы и даже отдельные типы — характерны исключительно для палеозоя.

Установлено, что фауна и флора * первой половины палеозоя в целом заметно отличаются от фауны и флоры второй его половины; вызвано это значительным изменением физико-географических условий в связи с проявлением и завершением каледонской эпохи горообразования.

Фауна первой половины палеозоя (кембрий, ордовик и силур) характеризуется широким развитием таких групп морских орга-

* Под фауной и флорой понимают соответственно группировку, комплекс животных или растений, населяющих определенную территорию или характерных для определенного отрезка геологического времени.

низмов, как трилобиты, плеченогие, древние головоногие моллюски, древние кораллы, археоциаты, граптолиты и некоторые другие.

Из позвоночных в первой половине палеозоя были распространены примитивные представители рыб и их предшественники.

Растительный мир в первой половине палеозоя не достиг еще значительного разнообразия. Это в основном водоросли (в том числе и известкывыделяющие) и первые наземные растения — псилофиты. Слабое развитие наземной растительности является причиной того, что в отложениях первой половины палеозоя не содержится залежей угля. Нижнепалеозойские твердые горючие ископаемые представлены только горючими сланцами, которые в основном образованы из водорослей, а также из различных групп беспозвоночных.

Для второй половины палеозоя (девон—пермь) наиболее характерны некоторые крупные представители фораминифер (фузулины и им подобные), кораллы, многие семейства замковых плеченогих (спирифериды, продуктиды и др.), примитивные головоногие моллюски и др.

Кораллы, плеченогие, а также древние морские лилии не только образуют много руководящих ископаемых форм, но являются широко распространенными породообразователями карбонатных пород, особенно в девонском и каменноугольном периодах (рис. 126).

Во второй половине палеозоя эволюция позвоночных значительно ускорилась. Уже в девоне кроме панцирных рыб, которые к концу этого периода вымирают, произошло широкое развитие хрящевых и костных рыб, а в конце девона появились первые земноводные. В конце каменноугольного периода началось также развитие первых представителей пресмыкающихся.

Начало второй половины палеозоя ознаменовалось огромным скачком в развитии растительного мира: возникло три новых типа стебленосных наземных растений — плауновидные, членистостебельные и папоротниковидные, а среди последних появились папоротники и голосеменные. Псилофиты к концу девонского периода исчезли.

В связи с появлением этих групп флоры изменился и характер осадконакопления: в толщах каменноугольной и пермской систем стали накапливаться многочисленные пласты угля. В девоне угленосные пласты еще не отлагались, за исключением редких, единичных и маломощных пластов, которые обнаружены в верхнедевонских толщах.

К концу пермского периода, а во многих случаях и раньше — с начала перми и даже с конца карбона, в связи с завершением герцинской эпохи складкообразования и изменением физико-географических условий на обширных территориях произошло вымирание большинства типичных для палеозоя организмов и

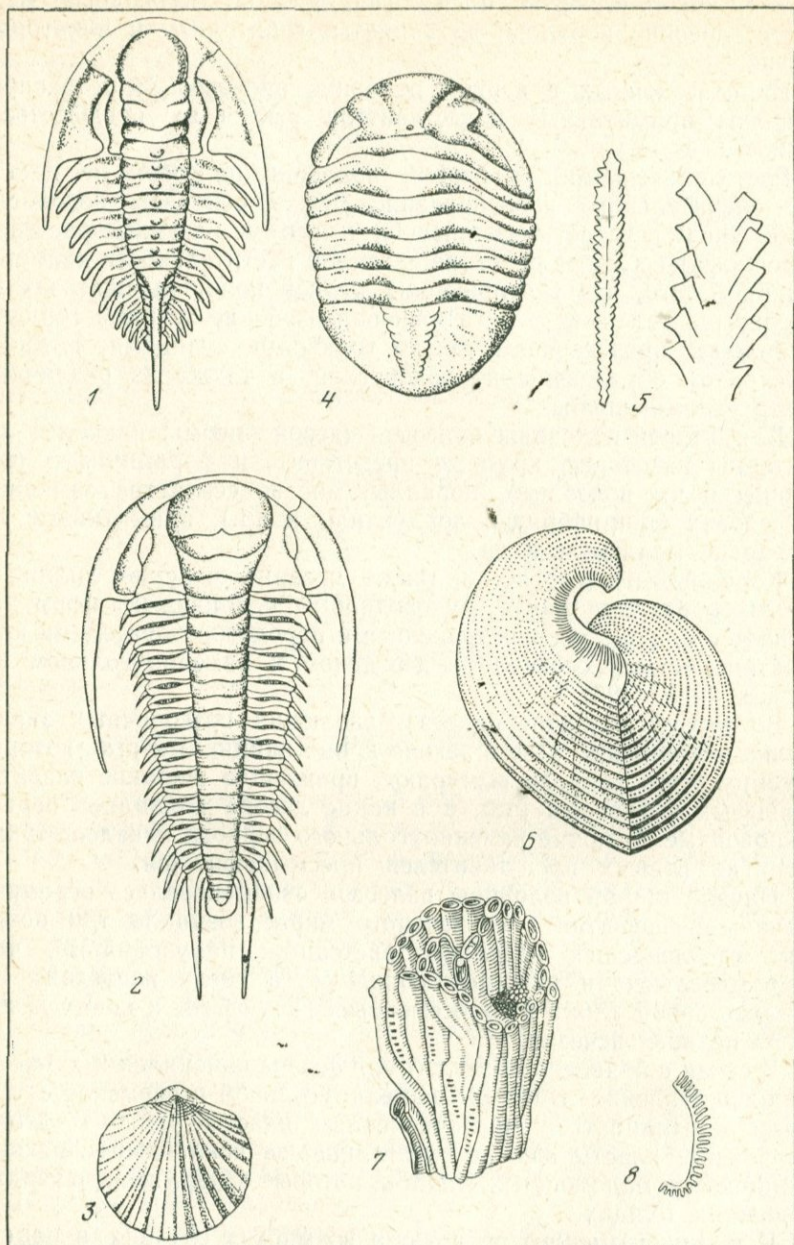


Рис. 126. Некоторые руководящие ископаемые первой половины палеозоя

1 — *Olenellus mickwitzii* Schw. — трилобит раннего кембрия; 2 — *Paradoxides bohemicus* Вагг. — трилобит среднего кембрия; 3 — *Orthis calligramma* Dal m. — плеченогое раннего ордовика; 4 — *Asaphus expansus* Dal m. — трилобит раннего ордовика; 5 — *Rectograptus truncatus* Larw. — граптолит позднего ордовика; 6 — *Pentamerus knighti* Sow. — плеченогое позднего силура; 7 — *Halysites catenularia* L. — силурийский коралл; 8 — *Rastrites longispinus* Penner — граптолит раннего силура

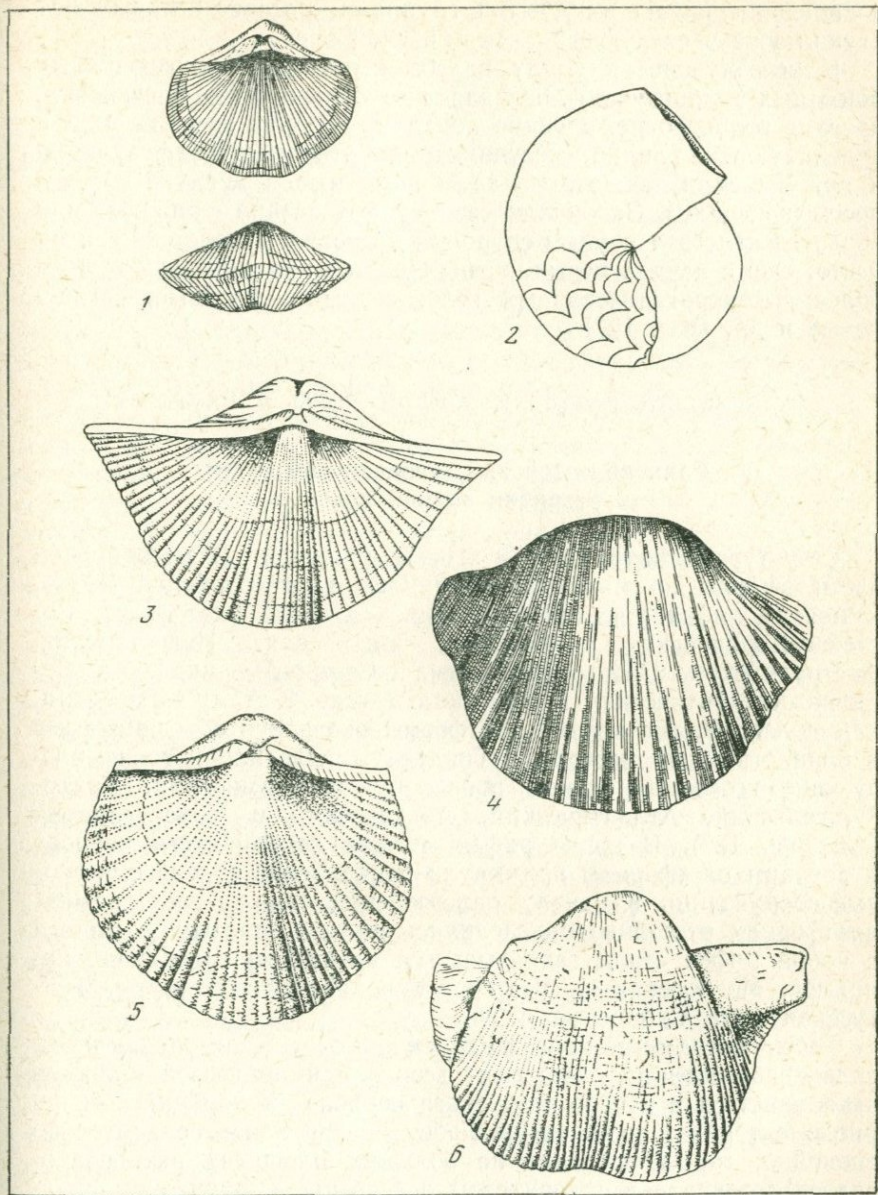


Рис. 127. Некоторые руководящие ископаемые второй половины палеозоя

- 1 — *Spirifer anossofi* Vern. — плеченогое позднего девона; 2 — *Timanites acutus* Key s. — головоногое позднего девона; 3 — *Spirifer tornacensis* Ко п. — плеченогое нижнего карбона; 4 — *Gigantoproductus giganteus* Sow. — плеченогое раннего карбона; 5 — *Choristites mosquensis* Fisch. — плеченогое среднего карбона; 6 — *Dictyoclostus uralicus* Tschern. — плеченогое ранней перми

постепенная замена их новыми группами, расцвет которых наступил уже в следующей — мезозойской эре.

К исчезнувшим к концу палеозоя группам беспозвоночных животных принадлежат: подавляющее большинство плеченогих, древние головоногие, древние кораллы, древние морские ежи и древние морские лилии, последние трилобиты, семейство фузулинид и др. Вымерли также древние земноводные и древние группы пресмыкающихся. Закончили свое существование типичные для позднего палеозоя группы споровых древовидных растений, а их место, еще с начала перми, начали постепенно занимать группы более высокоорганизованных голосеменных — хвойные, саговиковые и др. (рис. 127).

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПАЛЕОЗОЕ

Раннепалеозойский (каледонский) этап развития земной коры

Структура земной коры к началу палеозоя. В материковой части земной коры еще до наступления палеозойской эры — к началу рифея уже сформировались древние платформы: Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская, Индостанская, Австралийская, Южно-Американская, Северо-Американская, Восточно-Антарктическая и некоторые другие. К этому же времени, как полагают, все южные платформы оказались объединенными в один огромный материк — Гондвану. Выделились также следующие геосинклинальные пояса: Средиземноморский, Урало-Монгольский, Атлантический, Арктический и Тихоокеанский (см. рис. 122). В конце рифея — начале кембрийского периода к древним платформам примкнули байкальские складчатые горные сооружения. К началу палеозойской эры на всех древних платформах отчетливо определились щиты и плиты; на плитах с конца рифея стали закладываться некоторые синеклизы, например, Московская на Восточно-Европейской платформе, Тунгусская — на Сибирской и др.

Геосинклинальные пояса в раннем палеозое. Каледонская эпоха складкообразования охватывает весь ранний палеозой и кое-где заканчивается в начале девонского периода. В кембрийском периоде тектонические движения в общем развивались сравнительно спокойно; горообразование на больших площадях активизировалось позднее — в ордовикском и особенно силурийском периодах.

В ордовикском периоде геосинклинальные пояса оставались сильно расчлененными и во многих геосинклинальных прогибах продолжалось интенсивное погружение, что благоприятствовало продолжающемуся накоплению многокилометровых толщ, преимущественно терригенных морских осадков и эффузивов.

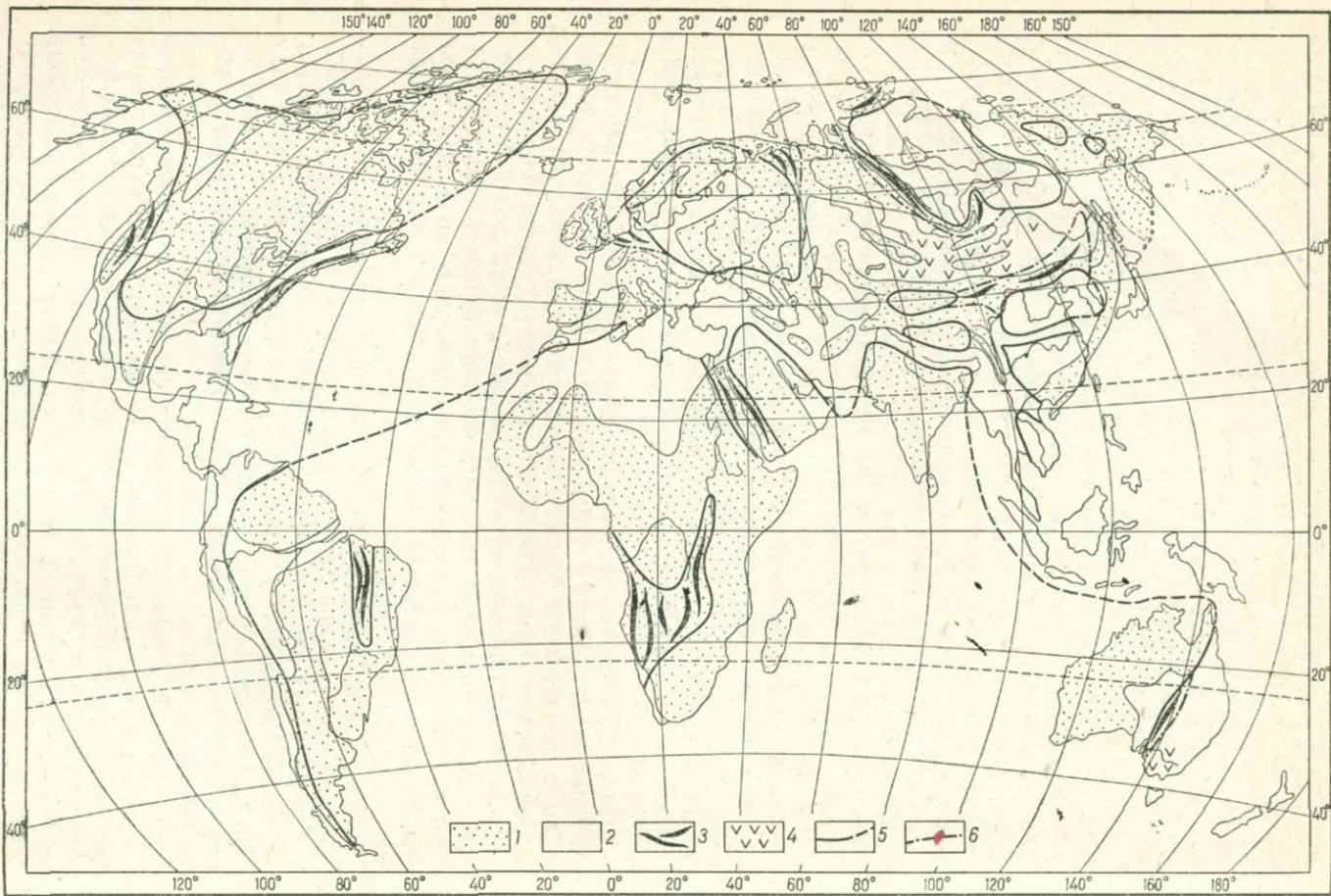
К концу ордовикского периода в некоторых геосинклинальных прогибах собственно геосинклинальная стадия развития завершилась и сменилась орогенной. Именно к этому времени относится воздымание ряда горноскладчатых систем Северного Тянь-Шаня и других структур Урало-Монгольского геосинклинального пояса, складчатых сооружений в Аппалачской и Грампианской геосинклинальных областях в Атлантическом геосинклинальном поясе (первая располагается в юго-западной, а вторая — в северной частях пояса) и некоторых других.

Силурийский период — заключительный период проявления каледонского тектонического этапа развития земной коры. Каледонская эпоха тектогенеза отличается от других эпох тектогенеза незавершенностью формирования геосинклинальных складчатых структур. В одних случаях происходила лишь консолидация (т. е. оформление) каледонских структур, а их платформенный этап развития наступил значительно позднее — в начале мезозоя, как и в областях герцинской складчатости; в других — и это характерно для большей части областей каледонской складчатости (особенно на Азиатском материке) — каледонский тектогенез являлся как бы частью единой палеозойской эпохи тектонического развития, постепенно сменившийся герцинским тектогенезом. В связи с этим незавершенным является также и интрузивный магматизм, и поэтому в пределах каледонских горноскладчатых сооружений широко проявлялись и герцинские интрузии.

Области каледонских консолидированных структур наиболее отчетливо обозначились в Атлантическом геосинклинальном поясе, особенно в пределах Грампианской геосинклинальной области (Скандинавские горы, северная часть Великобританских островов, восточная оконечность Гренландии), частично в Аппалачской геосинклинальной области, на значительных площадях — в Урало-Монгольском геосинклинальном поясе (Саяны, Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань и др.) и в ряде других геосинклинальных поясов.

Образование обширных консолидированных площадей в Грампианской геосинклинальной области привело к соединению Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ в один обширный материк, названный Северо-Атлантическим. Таким образом, продолжалась тенденция, определившаяся еще с конца докембрия, — объединение платформ в обширные материки.

На ранних этапах каледонской складчатости интрузивный магматизм в геосинклинальных прогибах носил преимущественно основной и ультраосновной характер, а позднее сменился внедрением гранитоидов. Магматическая деятельность в геосинклинальных поясах значительно усилилась к концу раннего палеозоя, особенно там, где происходила консолидация каледонских горноскладчатых структур.



Платформенные области в раннем палеозое. Платформенные области, как известно, подчинены своим законам тектонического развития. В них проявляются медленные колебательные движения и разрывные дислокации, но не отмечаются те процессы интенсивного складкообразования и горообразования, которые так характерны для геосинклинальных областей. Однако тектоническое развитие платформ тесно связано с процессами, происходящими в геосинклинальных поясах, поэтому особенности их развития в той или иной мере определяли и особенности развития древних платформ.

Установлено, что при активном формировании и поднятии в геосинклинальных поясах горноскладчатых сооружений происходит поднятие соседних с ними платформ, и, наоборот, погружение в геосинклинальных поясах сопровождается опусканием платформ. Вот почему трансгрессии на платформах обычно сочетаются с трансгрессиями в пределах геосинклинальных областей, а регрессии — с воздыманием складчатых сооружений в геосинклинальных областях. При этом трансгрессии и регрессии на платформах происходят немного позже, чем в геосинклинальных областях.

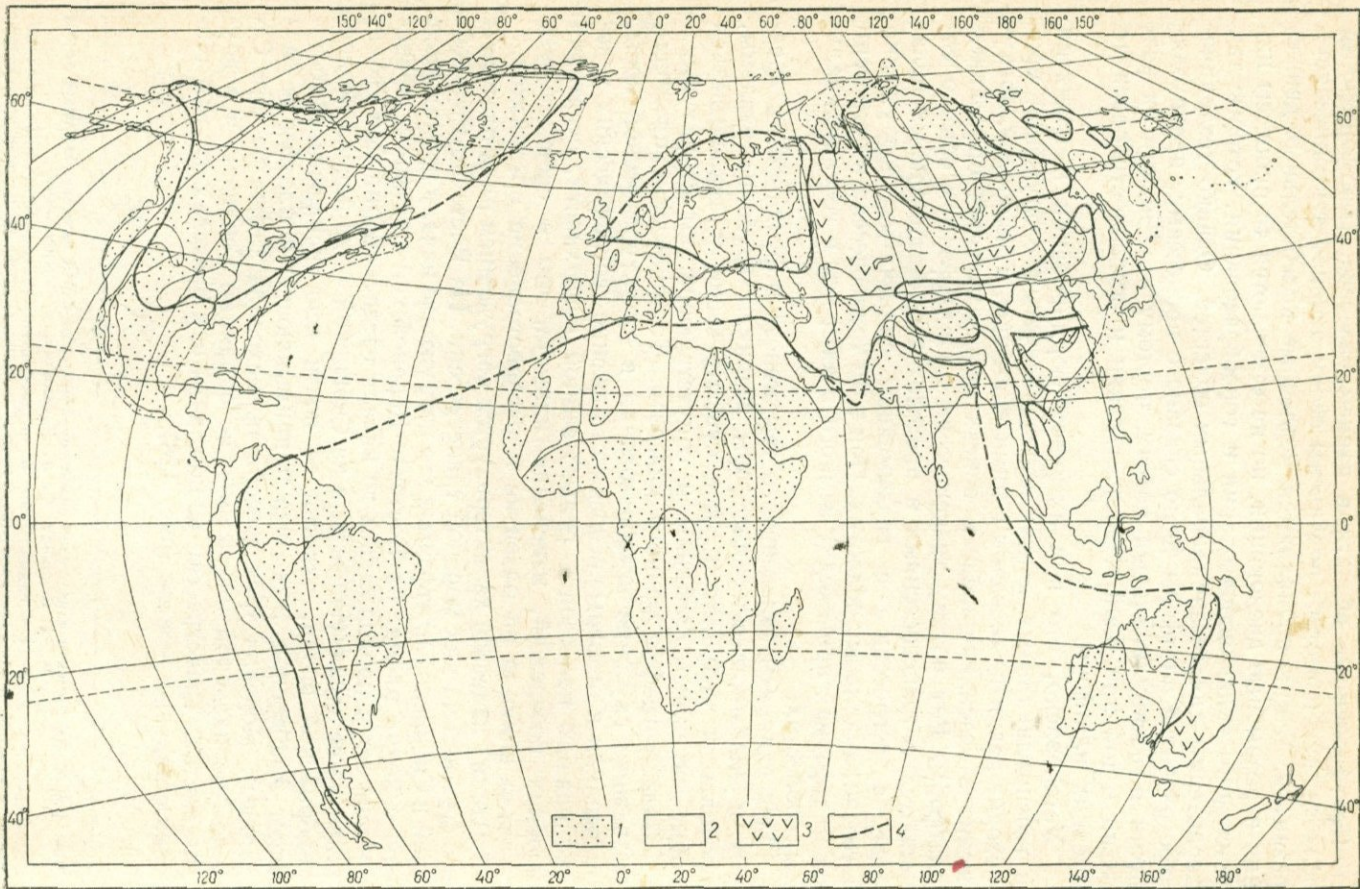
Под влиянием каледонского тектогенеза в фундаментах древних и эпибайкальских платформ возникли глубокие разломы, продолжали углубляться уже существующие и закладываться новые синеклизы, впадины и сопутствующие им структуры.

Палеогеография раннего палеозоя. Тектонические процессы, вызвавшие глубокие преобразования в структуре земной коры, определили и основные особенности физико-географических условий раннего палеозоя — рельеф земной поверхности, очертания морских побережий, изменения климата, что в свою очередь оказало влияние на развитие и распространение организмов.

Ранний палеозой характеризуется погружением ряда платформ и развитием на них морской трансгрессии. На Восточно-Европейской и Сибирской платформах это погружение начало проявляться еще с конца рифея: на Восточно-Европейской платформе трансгрессия моря продолжалась до начала среднекембрийской эпохи, захватив ее западную часть, а на Сибирской — до начала позднекембрийской эпохи, охватив ее почти всю (исключение составляет Анабарская антеклиза и примыкающие к платформе байкалиды). Морская трансгрессия происходила также на юге Северо-Американской платформы, по окраинам Гондваны и в других местах. Трансгрессии происходили и в пределах других геосинклинальных поясов (рис. 128).

Рис. 128. Схематическая структурно-палеогеографическая карта раннекембрийской эпохи (по Н. М. Страхову, Е. Л. Левичкому, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — байкальские и позднепротерозойские горноскладчатые области; 4 — области проявления вулканизма; 5 — границы древних платформ; 6 — границы эпибайкальских платформ



Не занятые морем части докембрийских платформ в кембрийском периоде имели еще довольно неровный рельеф; гористый рельеф имели и байкалиды. Сложный рельеф был и в геосинклинальных поясах: глубокие геосинклинальные прогибы, занятые морскими водами, чередовались с геоантиклиналями, представляющими собой возвышенные острова.

В ордовикском периоде морская трансгрессия достигла размаха, наибольшего за весь палеозой, но на Сибирской и Восточно-Европейской платформах она все же оказалась слабее кембрийской (рис. 129).

Если в начале силурийского периода морские трансгрессии сохраняли еще размах ордовикской, то во второй половине этого периода, в связи с завершением каледонской эпохи складкообразования, произошли обширные поднятия в геосинклинальных поясах и на платформах, и как результат этого стала развиваться регрессия. Поэтому территории многих платформ не только осушались, но надолго, на целые периоды, приобрели континентальный режим развития. Такой режим установился почти на всей Сибирской платформе (где ранее почти повсеместно было море), на Китайской, Восточно-Европейской и других.

С завершением каледонской эпохи тектогенеза физико-географические условия на земной поверхности значительно изменились. Это сказалось особенно на рельефе и климате. К концу раннего палеозоя горный рельеф возник на обширных площадях.

Изучение климата далекого прошлого представляет сложную задачу, особенно в связи с тем, как полагают многие ученые, что в прошлом существовало другое положение оси вращения Земли — главного фактора зональности климата нашей планеты. Подтверждение этому видят в результатах изучения палеомагнетизма * Земли, на основании чего полагают, что в раннем палеозое северный полюс находился примерно в центре Тихого океана, а южный полюс — вблизи Африки. Тропическая влажная зона располагалась в полосе, протягивающейся от Южной Гренландии через Новую Землю в Западную Сибирь.

* Под палеомагнетизмом подразумевают естественный остаточный магнетизм ферромагнитных компонентов горных пород, сохранившийся в этих породах с момента их образования. Направление естественной остаточной намагниченности оказалось неодинаковым у пород различного возраста, что указывает на изменение положения полюсов и, стало быть, оси вращения Земли.

Рис. 129. Схематическая структурно-палеогеографическая карта среднеордовикской эпохи (по Н. М. Страхову, Е. С. Левицкому, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления вулканизма; 4 — границы древних и эпибайкальских платформ

Позднепалеозойский (герцинский) этап развития земной коры

Структура земной коры к началу палеозоя. В начале позднего палеозоя продолжали существовать все известные ранее большие геосинклинальные пояса, а также докембрийские платформы; байкальские горные сооружения оказались во многих местах полностью денудированными и прикрытыми на плитах чехлом отложений нижнего палеозоя (обычно без кембрия). Каледонские горные сооружения в значительной своей части еще не закончили развитие.

В геосинклинальных поясах целый ряд герцинских прогибов был заложен еще в силуре и даже ордовике. Характерно, что подавляющая часть герцинских геосинклинальных прогибов, как, впрочем, и каледонских, возникла на байкальском складчатом основании.

Геосинклинальные пояса в позднем палеозое. История развития геосинклинальных поясов в позднем палеозое очень сложна. Герцинский тектогенез охватил все геосинклинальные пояса, известные с начала палеозоя. На протяжении девонского периода в них интенсивно проявлялась собственно геосинклинальная стадия развития; орогенный этап в это время, по существу, еще нигде не наступил, но складчатые горы герцинского тектогенеза к концу девонского периода кое-где уже выступали (например, в Центральной Европе, в Центральном Казахстане и в некоторых других местах).

Следует учесть, что в самом начале позднего палеозоя — в начале девонского периода кое-где заканчивалось формирование каледонских горноскладчатых структур, однако каледонские структуры в большинстве своем не перешли к платформенному этапу развития и в них стали закладываться так называемые наложенные впадины и унаследованные прогибы, в которых на протяжении позднего палеозоя накопились своеобразные формации красноцветных пород, отличающиеся как от типично геосинклинальных, так и от платформенных формаций.

Особенно активно герцинский тектогенез проявился в каменноугольном периоде. Во многих геосинклинальных областях орогенный этап развития наступил с начала среднекаменноугольной эпохи. Этот этап развития растянулся до конца эры, а в азиатских геосинклинальных системах даже до конца триасового периода. Однако в Европе, например, герцинские горноскладчатые сооружения полностью оформились в среднем и позднем карбоне.

Наиболее интенсивно на протяжении карбона горообразование проявилось в Средиземноморском, Атлантическом и Урало-Монгольском геосинклинальных поясах.

В пермском периоде большая часть геосинклинальных систем и областей испытала горообразование. Попутно с завершением

складкообразования в карбоновом и пермском периодах интенсивно формировались краевые и межгорные прогибы.

Средиземноморский, Атлантический (и, очевидно, Арктический) геосинклинальные пояса к началу мезозойской эры превратились в горноскладчатые сооружения: возникшие позднее (в мезозое и кайнозое) в пределах Средиземноморского пояса горноскладчатые структуры принадлежат уже к регенерированным в его пределах с конца перми геосинклинальным системам. По существу, закончил свое развитие и Урало-Монгольский геосинклинальный пояс, но в нем местами герцинская складчатость проявлялась еще в триасовом периоде.

Магматическая деятельность активно проявлялась в геосинклинальных поясах на протяжении всего позднего палеозоя. В девонском периоде в герцинских прогибах широкое развитие получил подводный вулканизм, а в зонах каледонской консолидации — наземный вулканизм. В последующих периодах палеозоя во всех геосинклинальных поясах значительно возрос интрузивный магматизм, особенно гранитоидного типа, но в карбоне, кое-где, например, на Урале, на всем его протяжении, активно внедрялась основная и ультраосновная магма.

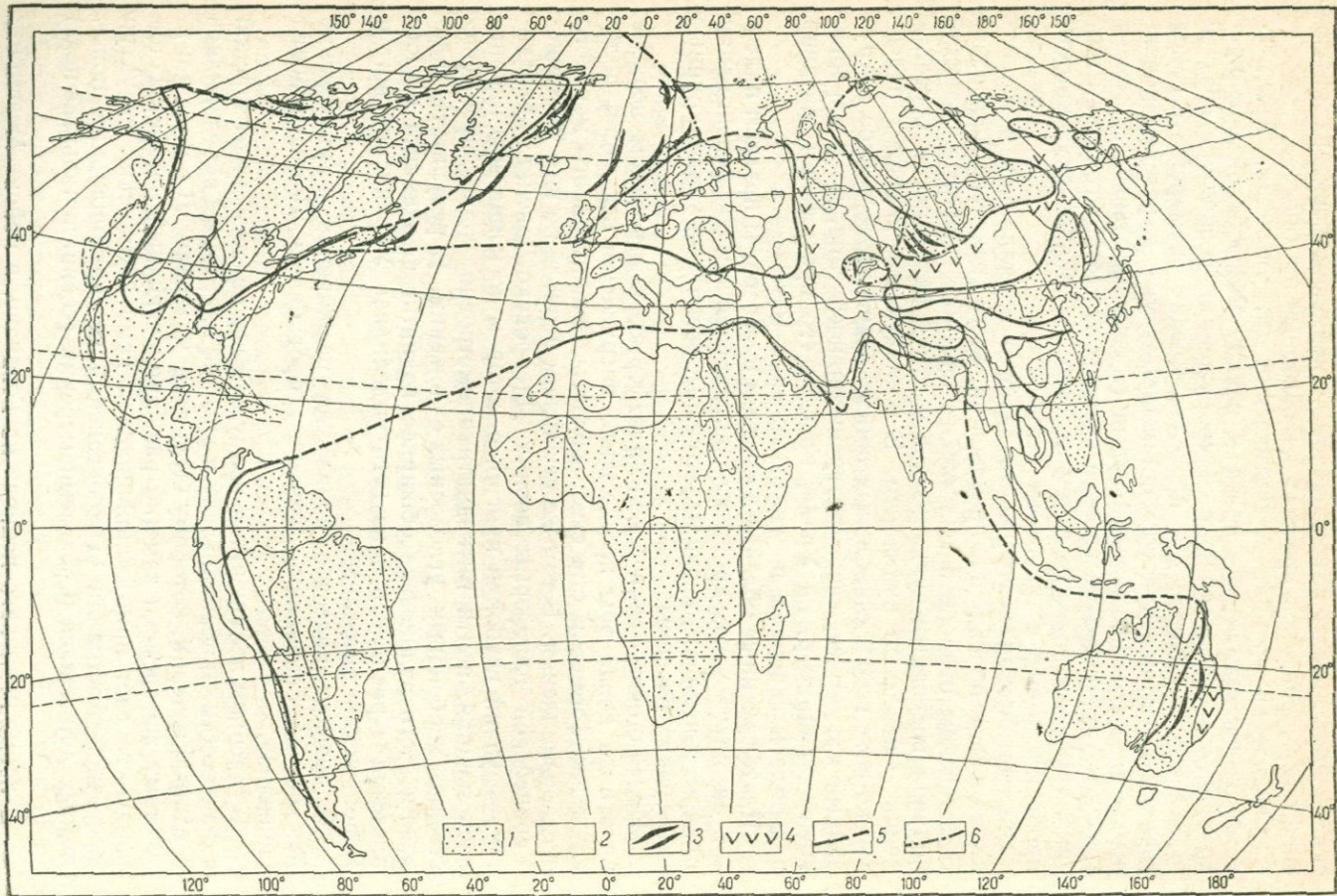
Платформенные области в позднем палеозое. В позднем палеозое на платформах продолжалась дальнейшая дифференциация плит на синеклизы, впадины, выступы; возникали также крупные и глубокие разломы.

На Восточно-Европейской платформе, в девонском периоде вплоть до конца эры происходило погружение восточной половины платформы, и она стала областью значительного морского осадконакопления. В том же девонском периоде на юге Восточно-Европейской платформы возник Днепровско-Донецкий авлакоген — узкий глубокий прогиб, в котором до конца эры накопилась мощная, почти пятнадцатикилометровая толща преимущественно карбоновых угленосных отложений. В результате заложения этого авлакогена обширное поднятие фундамента на юге платформы распалось и из него выделились Украинский щит и Воронежская антеклиза.

В позднем палеозое произошло расширение и углубление Московской синеклизы, энергично прогибалась Прикаспийская синеклиза.

В северном полушарии к концу эры все области палеозойской складчатости, эпибайкальские и древние платформы объединились в единый материк, которому было дано название Л а в р а з и я. К этому же времени заметно расширился южный материк Гондвана — за счет присоединившихся к нему герцинских структур Восточной Австралии (Тихоокеанский геосинклинальный пояс), южных дуг Атласа (Средиземноморский геосинклинальный пояс) и др.

В конце пермского периода на Гондване, в районе Мозамбикского пролива, возник глубокий прогиб; с его заложением на-



чался распад этого материка на части, особенно интенсивно происходивший во второй половине мезозоя.

Позднепалеозойская история платформ имеет еще одну замечательную особенность — платформенный магматизм; он проявился на Сибирской платформе. Здесь по многочисленным трещинам и разломам происходили обширные внедрения и излияния основной магмы, которые охватили территорию свыше 1,5 млн. км² (преимущественно в пределах Тунгусской синеклизы). Платформенный магматизм основного состава получил название траппового вулканизма. Внедрение и излияние сибирских траппов началось в позднепермскую эпоху, но в наибольшей степени проявилось в триасовом периоде.

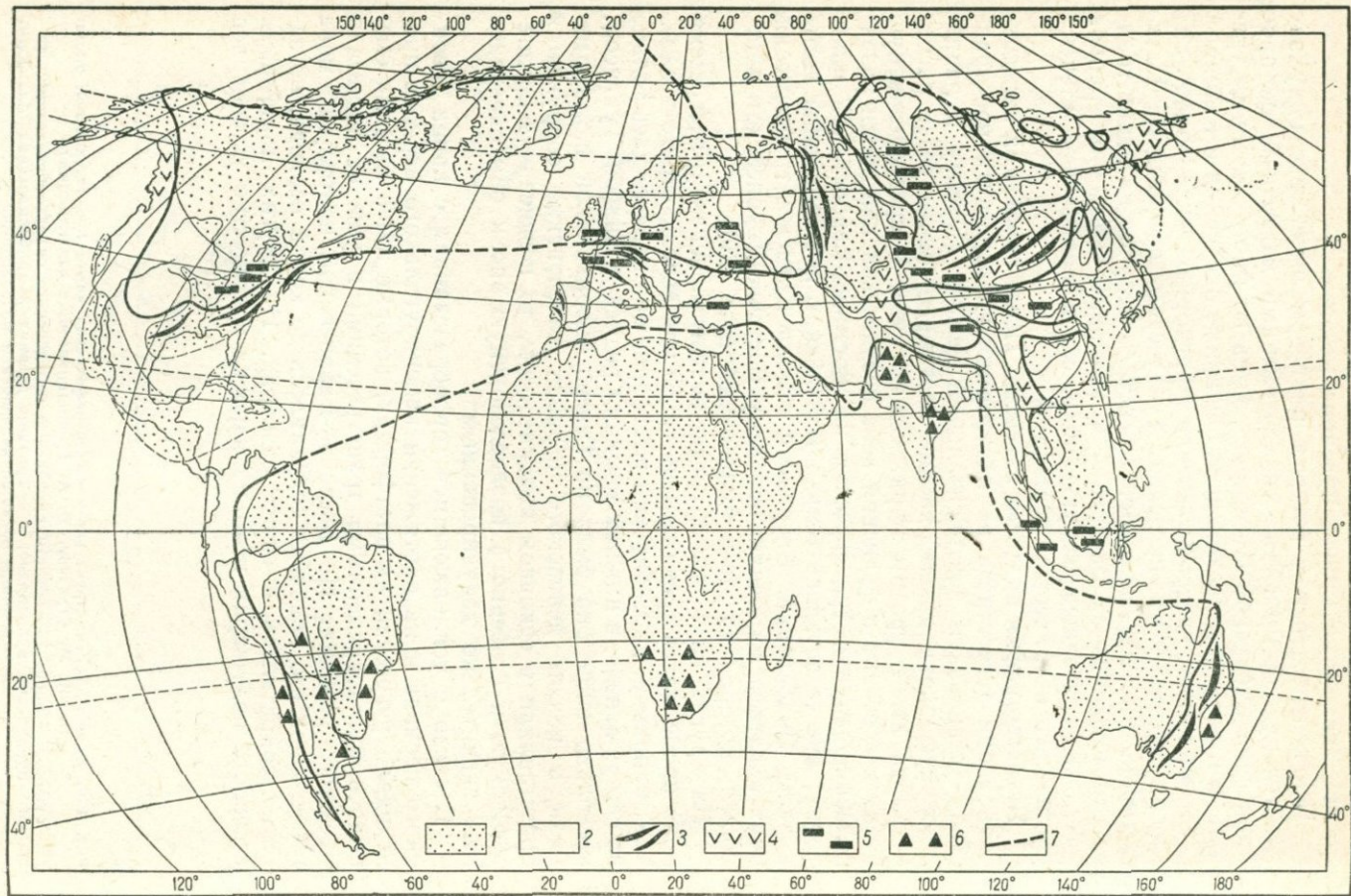
Палеогеография позднего палеозоя. После окончания каледонской эпохи тектогенеза на платформах на огромных пространствах установился континентальный режим. Поэтому в раннедевонскую эпоху докембрийские платформы почти везде располагались выше уровня моря. Однако уже в среднедевонскую эпоху и особенно в франском веке позднедевонской эпохи развивалась обширная трансгрессия на Восточно-Европейской платформе; вне ее остались только Балтийский и Украинский щиты и часть Прибалтики. Впервые с начала палеозоя трансгрессия моря охватила восточную половину Восточно-Европейской платформы, которая до этого была сушей (рис. 130).

На других платформах средне-позднедевонская трансгрессия моря проявлялась сравнительно слабо или вообще отсутствовала. Так, например, на Сибирской платформе она проявлялась только на северо-западе, в нижнем течении Средней и Нижней Тунгусок; несколько шире она была на Северо-Американской платформе. Если в начале девонского периода каледонские сооружения представляли в основном высокие горы, то позднее — в среднедевонскую и особенно в позднедевонскую эпохи они оказались уже значительно денудированными.

В связи с усиливающимся горообразованием с конца девонского периода и на протяжении каменноугольного периода происходили регрессии на платформах, которые лишь местами сменялись кратковременными трансгрессиями и уже не достигали прежнего размаха. На Восточно-Европейской платформе море в восточной его половине сохранялось до конца периода, но заметно сократилось в своих размерах. На других платформах северного полушария к концу карбона повсеместно установился

Рис. 130. Схематическая структурно-палеогеографическая карта позднедевонской эпохи (по Н. М. Страхову, И. А. Гречишкиной, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления каледонского складкообразования; 4 — области проявления вулканизма; 5 — границы древних и эпипайкальских платформ; 6 — границы областей каледонской консолидации



континентальный режим. Зато на Гондване, на окраинах ее (например, бассейн р. Амазонки) площадь моря местами расширилась. Все же подавляющая часть Гондваны представляла собой сушу, на которой в среднем и позднем карбоне развивались материковые (на юге Африки и Южной Америки) и горные (Австралия, Индия) оледенения.

К концу каменноугольного периода в связи с обширными поднятиями морской режим сменился континентальным и в большей части геосинклинальных областей (рис. 131).

Регрессия на платформах и заполнение геосинклинальных и других прогибов мощными толщами обломочного материала, сносимого с воздымающихся гор, теплый и влажный климат, господствовавший в каменноугольном периоде на огромных площадях Северного полушария, — все это благоприятствовало возникновению обмелевших бассейнов или заболоченных участков суши, где обильно развивалась растительность и происходило угленакопление.

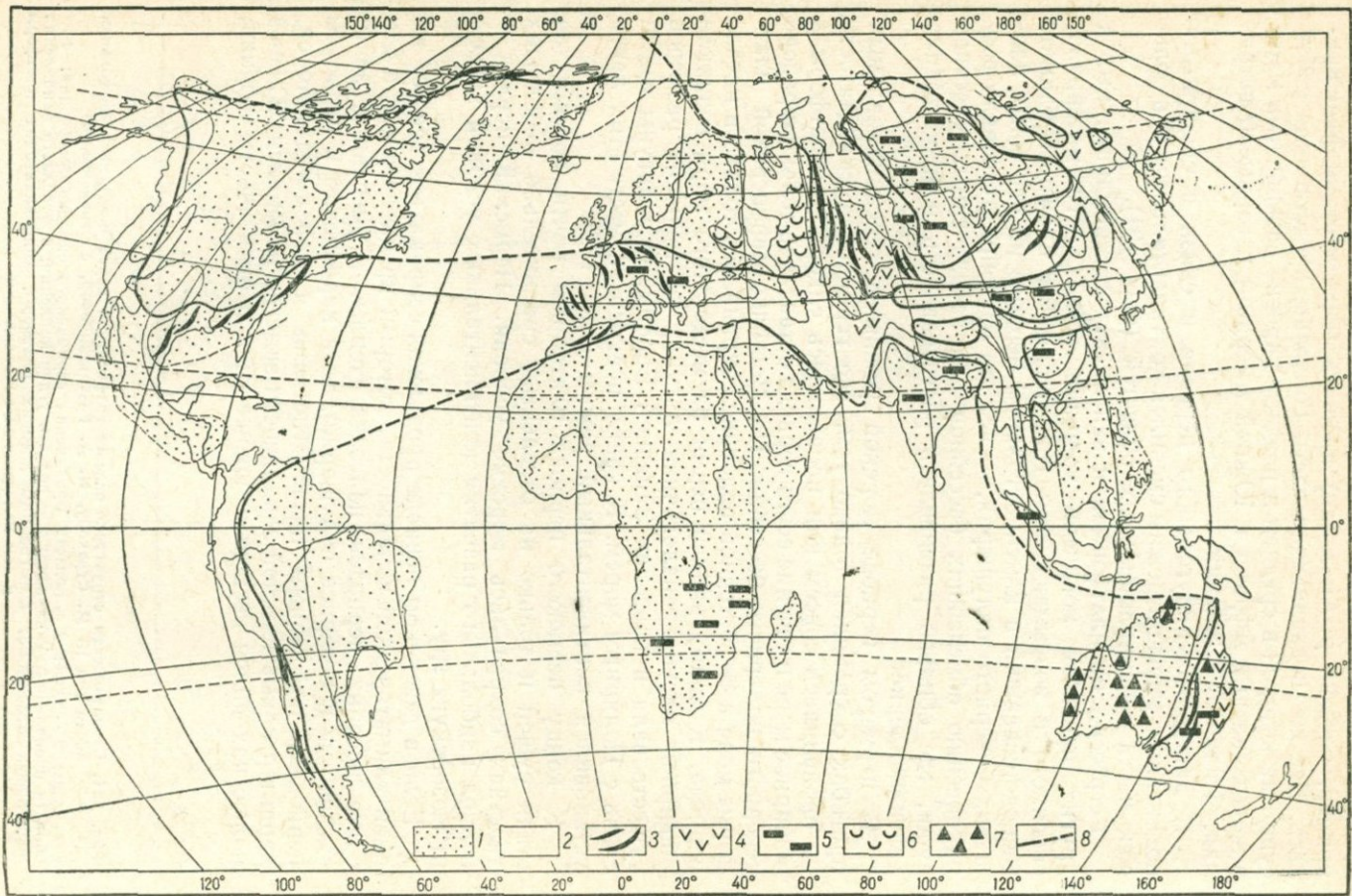
В пермском периоде морской режим в геосинклинальных прогибах сохранялся только там, где герцинская складчатость не проявлялась совсем или проявлялась слабо. На платформах обширное море в течение всего периода оставалось только в районе северного полярного бассейна. На Восточно-Европейской платформе море в ее восточной половине сохранялось только в начале периода. К концу ранней перми на месте этого моря возникла обширная лагуна: аналогичная лагуна, но меньших размеров существовала в пределах Западной Европы. Обе лагуны имели связь с Полярным морем. К концу периода на месте этих лагун установился континентальный режим (рис. 132).

К концу пермского периода платформы почти повсеместно стали сушей и только на отдельных, сравнительно небольших участках сохранялись морские условия. Пермский период — период наибольшего развития континентальных условий за всю палеозойскую эру.

Если в девонском периоде продолжал сохраняться все тот же план климатической зональности, который предполагается и для более древних периодов палеозоя (теплые и умеренные зоны, смещенные в Северное полушарие), то в карбоновом и пермском периодах, по данным палеомагнетизма и пород-индикаторов, характер климатической зональности заметно изменился. Южный полюс находился несколько южнее южной оконечности Африки,

Рис. 131. Схематическая структурно-палеогеографическая карта позднекаменноугольной эпохи (по Н. М. Страхову, И. А. Гречишниковой, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления герцинского складкообразования; 4 — области проявления вулканизма; 5 — области угленакопления; 6 — области накопления ледниковых отложений; 7 — границы древних платформ, эпибайкальских платформ и зон каледонской консолидации



а северный — в районе расположения Алеутских островов (т. е. плоскость экватора занимала положение, более близкое к современному его положению).

ОТЛОЖЕНИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПАЛЕЗОЯ

Каждый этап тектонического развития земной коры отличается определенным рядом геосинклинальных и платформенных формаций, а также своими характерными чертами осадконакопления.

Формации нижнего палеозоя

Геосинклинальные формации. Геосинклинальные комплексы нижнего палеозоя начинаются кембрийскими — преимущественно терригенно-вулканогенными и карбонатными формациями. В тех местах, где орогенный этап развития наступил еще в кембрийском периоде, для верхнего кембрия характерны и молассы (например, в Западном Саяне).

В ордовике характер формаций становится более разнообразным. Широкое развитие получили терригенные формации флишеидного типа. Среди вулканогенных пород распространены лавы и туфы основного, реже кислого состава, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты. Под действием подводного вулканизма образовались также и кремнистые породы (яшмы, кремнистые сланцы). Для геосинклинальных комплексов ордовика характерны и карбонатные отложения.

В силуре к отложениям, аналогичным выше, добавляются красноцветные формации молассоидного типа, образовавшиеся во впадинах, возникших в пределах складчатых каледонских структур.

С каледонскими интрузивными комплексами, особенно основного и ультраосновного состава, связаны месторождения железных руд, хрома, никеля, платины, асбеста, талька (например, на Урале, в Скандинавских горах).

Платформенные формации. На платформах отложения нижнего палеозоя начинаются терригенными формациями пород кембрия. На Восточно-Европейской платформе, где кембрий представлен на ограниченной площади и только нижним отделом, это в основном глины, песчаники, пески. На Сибирской платформе, кроме терригенной, распространена и карбонатная формация кембрия, сложенная в значительной мере археоциатовыми известняками;

Рис. 132. Схематическая структурно-палеогеографическая карта раннепермской эпохи (по Н. М. Страхову, И. А. Гречишниковой, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления герцинского складкообразования; 4 — области проявления вулканизма; 5 — области угленакопления; 6 — области соленакопления; 7 — области накопления ледниковых отложений; 8 — границы древних платформ, эпибайкальских платформ и зон каледонской консолидации

с этими отложениями на юго-западе Сибирской платформы связана нефтеносность; в Иркутской области карбонатная формация содержит соленосные пласты.

Ордовикские отложения на платформах, там где развивались трансгрессии, широко представлены карбонатными породами, а также глинами, сланцами и песчаниками. Среди платформенных морских отложений местами накапливались горючие сланцы (кукерситы Эстонии, Ленинградской области). В ряде случаев ордовикские отложения нефтеносны (месторождения нефти и горючего газа на Северо-Американской платформе). Признаки нефтегазоносности ордовикских отложений установлены и на юго-западе Сибирской платформы.

Силурийские отложения платформ имеют преимущественно мелководный характер. Они нередко чередуются с лагунными осадками, которые к концу периода стали преобладающими. Если на Восточно-Европейской платформе силур выражен морской терригенной и карбонатной формациями, то на Сибирской платформе — преимущественно лагунной красноцветной формацией, содержащей соли.

Отложения нижнего палеозоя на территории СССР представлены достаточно широко, но разные системы — неодинаково. Шире всего распространены кембрийские отложения на Сибирской платформе; здесь они занимают большую ее часть. На Восточно-Европейской платформе кембрий развит в западной ее части. Многочисленные выходы кембрия имеются в палеозойских складчатых сооружениях Казахской складчатой страны, Алтая, Саян, Урала, Тянь-Шаня. Среди более молодых складчатых структур — мезозойских и кайнозойских — кембрий обнажается очень редко. Примерно в тех же местах, где и кембрий, развиты и выходят на поверхность ордовик и силур. Только на Сибирской платформе они распространены меньше, а на Восточно-Европейской — несколько шире кембрийских.

Формации верхнего палеозоя

Особенности осадконакопления позднего палеозоя заметно отличаются от особенностей осадконакопления раннего палеозоя. Для позднего палеозоя характерно широкое развитие формаций краевых и межгорных прогибов.

Геосинклинальные формации и формации краевых прогибов. Некоторые отличительные особенности позднепалеозойского осадконакопления отчетливо выступают уже в девонском периоде. В унаследованных прогибах и наложенных впадинах, возникших в зонах каледонской консолидации, формировалась своеобразная формация древнего красного песчаника. Это преимущественно континентальная красноцветная молассовидная формация, в составе которой иногда участвуют и морские карбонатные отложения. Накоплению формаций древнего красного песчаника обычно

предшествует образованию эффузивно-терригенной формации, а сменяется она морской карбонатно-терригенной формацией. Осадконакопление в таких впадинах продолжалось до конца их прогибания — до конца палеозоя.

Названные впадины и прогибы известны во всех районах существования каледонских структур: в Англии, на восточном побережье Гренландии и др. Особенно их много в пределах Урало-Монгольской эпипалеозойской платформы — в Центральном Казахстане (Тенизская и Джекказганская впадины, Карагандинский прогиб), в Северном Тянь-Шане (Иссык-Кульский прогиб), в Саяно-Алтайской области (Чулымо-Енисейская, Минусинская и другие впадины).

В подвижных геосинклинальных зонах, в связи со сменой на протяжении каменноугольного периода длительных погружений устойчивыми поднятиями и складкообразованием, изменялся также и характер осадкообразования. В начале карбона накапливались морские молассы, нередко эффузивы (кислые, средние). Позднее осадконакопление локализовалось в предгорных и межгорных впадинах, где отлагались мощные молассовые толщи. обычно угленосные (в засушливых областях — соленосные). Не менее мощные угленосно-терригенные формации образовались также во впадинах и прогибах в пределах каледонских структур. Угли — паралические и лимнические (т. е. прибрежно-морского и озерного происхождения).

Карбоновые угленосные толщи краевых и межгорных прогибов, а также прогибов и впадин, возникших в пределах каледонской консолидации, претерпевали метаморфозы, и угли превращались в каменные, антрацитовые, коксующиеся. Поэтому наиболее высококачественные угли каменноугольного периода, как, впрочем, и последующих периодов, связаны особенно с краевыми прогибами и сходными с ними структурами.

Наиболее энергично угленакопление в краевых и межгорных прогибах и впадинах происходило в среднекаменноугольную эпоху; с этим временем связано образование многих крупных и важных в промышленном отношении месторождений каменных углей. В Западной Европе они образовали почти непрерывную цепь, которая приурочивается к краевым прогибам на границе молодой, только что сформировавшейся герцинской страны и расположенными севернее древними структурами; она протягивается от Южного Уэlsa через Рур в Верхнюю Силезию. Крупные угольные бассейны этого времени возникли в Карагандинском прогибе, в Предаппалачском краевом прогибе. Начала формироваться мощная угленосная формация в Кузнецком прогибе, где угленакопление продолжалось до конца перми.

Угленакопление — одна из самых замечательных черт породообразования каменноугольного периода; оно было свойственно не только геосинклинальным структурам, прогибам и впадинам, но и многим участкам древних платформ.

К концу позднего палеозоя, в пермском периоде в герцинских геосинклинальных системах и областях, переживавших орогенный этап развития, осадконакопление проявлялось только в прогибах и впадинах. В них накапливалась преимущественно морская и континентальная моласса; последняя нередко сочеталась с наземными вулканогенными образованиями.

С герцинскими интрузиями связаны самые разнообразные рудные ископаемые — цветные, редкие, рассеянные и благородные металлы. К зонам проявления герцинского магматизма приурочиваются крупные горнорудные районы мира — Аппалачский, Уральский и другие.

Платформенные формации верхнего палеозоя. На древних платформах, например на Восточно-Европейской и Сибирской, девонская система начинается континентальной формацией; там, где установились условия сухого климата, она обычно красноцветная. На Сибирской платформе континентальная формация девона (на очень ограниченной площади) сменяется известняковой формацией. На Восточно-Европейской наблюдается еще промежуточная — лагунная соленосная формация. Известняковая формация девона на Восточно-Европейской платформе, как ни на одной другой, распространена чрезвычайно широко, особенно в восточной ее половине, где мощность достигает многих сотен метров.

Замечательной особенностью известняковой формации девона на Восточно-Европейской платформе является богатая нефтегазоносность. Нефть и горючий газ залегают в пористых породах (прослоях песка и трещиноватых песчаников, в кавернозных известняках). В Волго-Уральской нефтегазоносной провинции нефть скопилась не только в отложениях девонского, но также каменноугольного и пермского возраста. Нефть, связанная с девонскими отложениями, обнаружена в Татарской и Башкирской АССР, в Пермской области, на юге Тиманского кряжа, на юге Белоруссии и на севере Украины. Платформенные нефтеносные отложения девона выявлены на Северо-Американской платформе.

Большого внимания заслуживает девонская лагунная соленосная формация Восточно-Европейской платформы, так как с ней связаны месторождения калийной соли на юге Белоруссии и каменной соли на севере Украины.

В карбоновом периоде характерной особенностью осадконакопления на платформах является широкое накопление угленосных формаций: правда, по своей мощности, качеству и числу угленосных пластов они уступают угленосным формациям краевых и межгорных прогибов. Платформенные угли бурые.

Платформенные угольные месторождения карбона известны на Восточно-Европейской платформе (Подмосковный буроголовый бассейн), Сибирской (Тунгусский угольный бассейн — нижняя часть угленосной формации; верхняя принадлежит к пермской системе) и на других платформах. Свообразным угольным

бассейном Восточно-Европейской платформы является Донецкий. Он возник в авлакогене, где накопилась 10—12-километровая угленосная формация, к концу периода смятая в складки и метаморфизованная. Поэтому угли Донецкого бассейна по всем своим признакам сближаются с углями краевых прогибов. В Донбассе имеются угли всех марок, в том числе антрацитовые и коксующиеся.

Помимо континентальных угленосных формаций на платформах в карбоновом периоде накапливались и известняковые формации (где проявлялась морская трансгрессия). На Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах известняковые формации нефтегазоносны. Возможно, что нефтеносность каменноугольных отложений в значительной мере вызвана миграцией нефти из более древних отложений палеозоя (на Восточно-Европейской платформе — из девонских).

Пермские отложения на древних платформах в основном выражены континентальными и лагунными формациями; морские терригенно-карбонатные формы представлены на весьма ограниченных площадях.

Особого внимания заслуживают лагунные формации — угленосные и соленосные, которые очень характерны для пермской системы, с ней связаны крупнейшие месторождения солей (в том числе и калийных) и угля.

Пермская соленосная толща в виде полосы протягивается вдоль всей восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Уральского краевого прогиба, образуя здесь крупнейшие Соликамское и другие месторождения калийной и каменной соли. На крайнем севере этой полосы между Полярным Уралом и Тиманским кряжем располагается Печорский угольный бассейн пермского возраста. Месторождения пермской каменной соли, гипса и ангидрита находятся на северо-западной окраине Донбасса, калийной соли — в пределах герцинид Западной Европы (Стассфуртское в ГДР).

На Сибирской платформе большой интерес представляет континентальная терригенно-эффузивная угленосная каменноугольно-нижнетриасовая толща, известная под названием тунгусской серии пород; она выполняет обширную Тунгусскую синеклизу. Большую часть тунгусской серии составляют отложения пермского возраста; к ним же приурочиваются и основные пласты углей. Угли бурые, но под влиянием внедрения и излияния трапповых пород по многочисленным трещинам — вблизи последних — угли оказались метаморфизованными и превращенными в каменные и антрацитовые. В бассейне р. Курейки метаморфизм углей достиг такой силы, что он превратился в высококачественный графит.

В целом верхний палеозой в СССР распространен на значительно большей площади, чем нижний палеозой. На Восточно-Европейской платформе наиболее широко представлены отло-

жения девона. Зато на Сибирской платформе они распространены мало. Довольно значительные площади занимают на обеих платформах каменноугольные и пермские отложения. Что же касается палеозойских складчатых структур СССР, то в них девонские и каменноугольные породы и в значительно меньшей мере пермские слагают преимущественно ядра многих складчатых структур герцинид или же выполняют прогибы и впадины в пределах герцинских и каледонских структур (Урал, Центральный Казахстан, Алтай, Саяны). Верхний палеозой в общем распространен мало в пределах мезозойских складчатых структур и еще меньше — кайнозойских.

Глава 25

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ МЕЗОЗОЯ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МЕЗОЗОЯ

Мезозойская эра получила свое название в связи с тем, что органический мир мезозоя по степени организации занимает промежуточное положение между органическим миром древней — палеозойской и новой — кайнозойской эр. В переводе на русский язык слово «мезозой» означает «эра средней жизни».

В мезозойской эре интенсивное горообразование проявилось преимущественно по периферии Тихого океана. К этому же времени относится образование впадин Атлантического и Индийского океанов.

Мезозойская группа подразделяется на три системы: триасовую, юрскую и меловую.

На основании находок многочисленных окаменелостей (особенно моллюсков) установлены следующие, в общем единые подразделения систем мезозоя на ярусы, применительно к территории СССР и Западной Европы (табл. 11).

Таблица 11

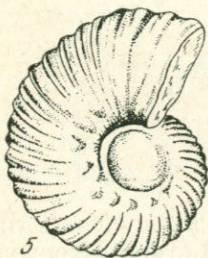
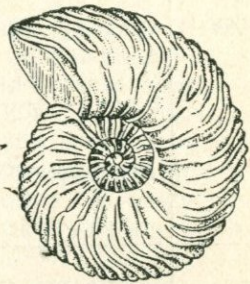
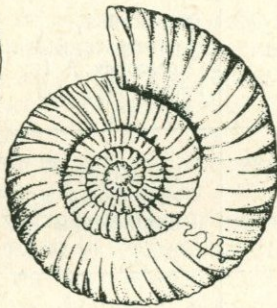
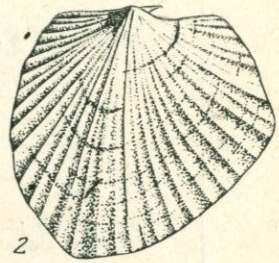
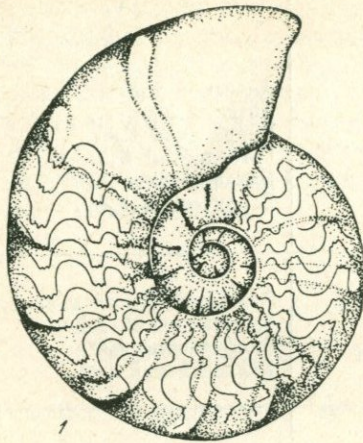
Подразделения мезозоя

Система	Отдел	Ярус
Меловая К	Верхнемеловой К ₂	Датский К ₂ d
		Маастрихтский К ₂ m
		Кампанский К ₂ cp
		Сантонский К ₂ st
		Коньякский К ₂ cn
		Туронский ¹ К ₂ t
		Сеноманский К ₂ cm

Система	Отдел	Ярус
	Нижнемеловой K_1	Альбский K_{1a} Аптский K_{1ar} Барремский K_{1br} Готеривский K_{1h} Валанжинский K_{1v} Берриасский K_{1b}
Юрская J	Верхнеюрский (мальм) J_3	Волжский (титонский) J_{3v} (J_{3t}) Кимериджский J_{3km} Оксфордский J_{3o} Келловейский J_{3cl}
	Среднеюрский (доггер) J_2	Батский J_{2bt} Байосский J_{2bj} Ааленский J_{2a}
	Нижнеюрский (лейас) J_1	Тоарский J_{1t} Плинсбахский J_{1p} Синемюрский J_{1s} Геттангский J_{1h}
Триасовая T	Верхнетриасовый T_3	Рэтский T_{3r} Норийский T_{3n} Карнийский T_{3k}
	Среднетриасовый T_2	Ладинский T_{2l} Анизийский T_{2a}
	Нижнетриасовый T_1	Оленекский T_{1o} Индский T_{1i}

ОСОБЕННОСТИ ОГРАНИЧЕНОГО МИРА МЕЗОЗОЯ

Органический мир мезозойской эры связан постепенными переходами с органическим миром палеозоя и кайнозоя. Переходной характер органического мира в начале мезозоя выражается в том, что отдельные группы животных типично палеозойского облика продолжали еще существовать в триасе (древние головоногие, древние группы земноводных и пресмыкающихся и некоторые



другие). Вместе с тем типичная для мезозоя флора голосеменных появилась еще в позднем палеозое. В свою очередь многие формы, развивавшиеся в конце мезозоя, достигают расцвета уже в следующую эру (покрытосеменные растения, млекопитающие). Все же многие группы организмов характерны исключительно или почти исключительно для мезозоя; это аммониты и белемниты из головоногих моллюсков, своеобразные группы пресмыкающихся (особенно ящеры), некоторые голосеменные растения и др. Наличие этих специфических мезозойских форм придает фауне и флоре мезозойской эры весьма самобытный облик.

Эволюция фауны в мезозое происходила весьма энергично, вследствие чего во всех типах животных возникло много новых семейств и отрядов, а в некоторых из них даже появились новые подклассы.

Среди беспозвоночных в мезозое наиболее широкое развитие получили фораминиферы, некоторые губки и кораллы, моллюски и иглокожие. Представители других типов беспозвоночных заметной роли в фауне мезозоя не играли. Фораминиферы как руководящие и породообразующие организмы особенно характерны для мелового периода.

Все же главная роль в фауне морских беспозвоночных на протяжении всей мезозойской эры принадлежала моллюскам, которые являются наиболее богато представленным и наиболее распространенным типом животных мезозоя. В это время развивались все три основных класса моллюсков — головоногие, двустворчки и брюхоногие, но преимущественное значение среди них все же имели головоногие, давшие наибольшее число важнейших руководящих ископаемых мезозоя. Головоногие в мезозое были широко представлены двумя группами: аммонитами (относящимися к наружнораковинным) и белемнитами (из подкласса внутренне-раковинных). У всех аммонитов мезозоя внутри раковины имелись очень сложные извиленные перегородки. Наибольшего расцвета аммониты достигли в юрском периоде. Многие роды и виды аммонитов характерны не только для определенных отделов, но и для отдельных ярусов и даже зон юрской системы. Детальное расчленение морских толщ юры осуществлено в основном по фауне аммонитов.

Для мелового периода характерны в основном новые роды аммонитов, но в этом периоде они постепенно вымирали и к концу его исчезли полностью. Некоторые характерные моллюски мезозоя изображены на рис. 133.

Рис. 133. Некоторые руководящие ископаемые мезозоя

1 — *Ceratites nodosus* В г и г. — головоногое среднего триаса; 2 — *Monotis ochoitica* К е у с. — двустворчатый моллюск позднего триаса; 3 — *Parkinsonia parkinsoni* S o w. — головоногое средней юры; 4 — *Cardioceras cordatum* S o w. — головоногое поздней юры; 5 — *Hoplites dentatus* S o w. — головоногое раннего мела; 6 — *Inoceramus involutus* S o w. — двустворчатый моллюск позднего мела; 7 — *Belemnites semicanaliculatus* В л а. — головоногое раннего мела

Большое развитие в мезозое получили позвоночные. В эту эру появились костистые рыбы, птицы и млекопитающие. Однако преимущественное развитие в мезозое имели пресмыкающиеся, особенно ящеры, на большом пространстве заселявшие сушу. Кости этих животных также являются важными руководящими ископаемыми.

Флора мезозоя в основном отличалась широким развитием представителей класса голосеменных. Наряду с ними продолжали развиваться и папоротники. В конце мезозойской эры (в течение мелового периода) на первый план выдвинулись представители более высокоорганизованного класса растений — покрытосеменные, которые в позднемеловой эпохе уже занимали главное место во флоре мезозоя.

Мезозойские группы животных вымерли не сразу, а постепенно: отдельные семейства и роды аммонитов и других беспозвоночных стали исчезать еще в юрском периоде. В конце мелового периода вымерли все аммониты и почти все белемниты. К началу кайнозоя вымерли многие семейства и роды и из других групп беспозвоночных, а также все типично мезозойские группы пресмыкающихся.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В МЕЗОЗОЕ

Структура земной коры к началу мезозоя. В начале мезозойской эры продолжали существовать материки Лавразия и Гондвана, а также сохранился и существовал с палеозоя («сквозное» развитие) Тихоокеанский геосинклинальный пояс. Остальные геосинклинальные пояса закончили свое развитие до наступления мезозойской эры, за исключением отдельных их участков, где орогенный этап затянулся до конца триасового периода.

Геосинклинальные пояса в мезозое. На протяжении всего триасового периода происходило углубление образованных еще в конце палеозоя или же заложение новых геосинклинальных прогибов на герцинском складчатом основании (отчасти и за пределами его — на окраинах древних и эпибайкальских платформ) в уже замкнувшемся Средиземноморском геосинклинальном поясе. В результате возникла регенерированная внутри этого пояса Гибралтарско-Гималайская геосинклинальная зона.

Вновь образованные геосинклинальные системы и области, как и сохраняющие «сквозное» развитие, на протяжении триасового периода переживали сравнительно спокойные, начальные стадии развития. Исключение составляла только восточная ветвь регенерированной геосинклинальной зоны — северная часть Тибетской области, где к концу триасового периода наступила уже орогенная стадия развития.

В юрском периоде тектонические процессы в геосинклинальных областях значительно усилились. Наиболее активно они развивались в тихоокеанской зоне. По периферии Тихого океана, в целом

ряде геосинклинальных областей и систем (Верхояно-Чукотская, Сихотэ-Алинская, Кордильерская) в средне- и позднеюрскую эпохи наступила предорогненная, а местами в конце периода и орогенная стадии развития. Здесь погружения сменились поднятиями, складчатостью, которая сопровождалась интенсивной интрузивной деятельностью.

В меловом периоде закончился киммерийский (мезозойский) тектогенез, особенно бурно проявившийся вдоль тихоокеанского побережья. Результатом этого явилось, прежде всего, полное оформление киммерийских горноскладчатых структур (киммерид или, иначе, мезозонд) на месте Верхояно-Чукотской, Сихотэ-Алинской и почти целиком в Кордильерской геосинклинальной области Тихоокеанского геосинклинального пояса и в пределах Тибетской геосинклинальной области на востоке Средиземноморского геосинклинального пояса. В Кордильерской геосинклинальной области киммерийская складчатость закончилась еще до конца раннего мела.

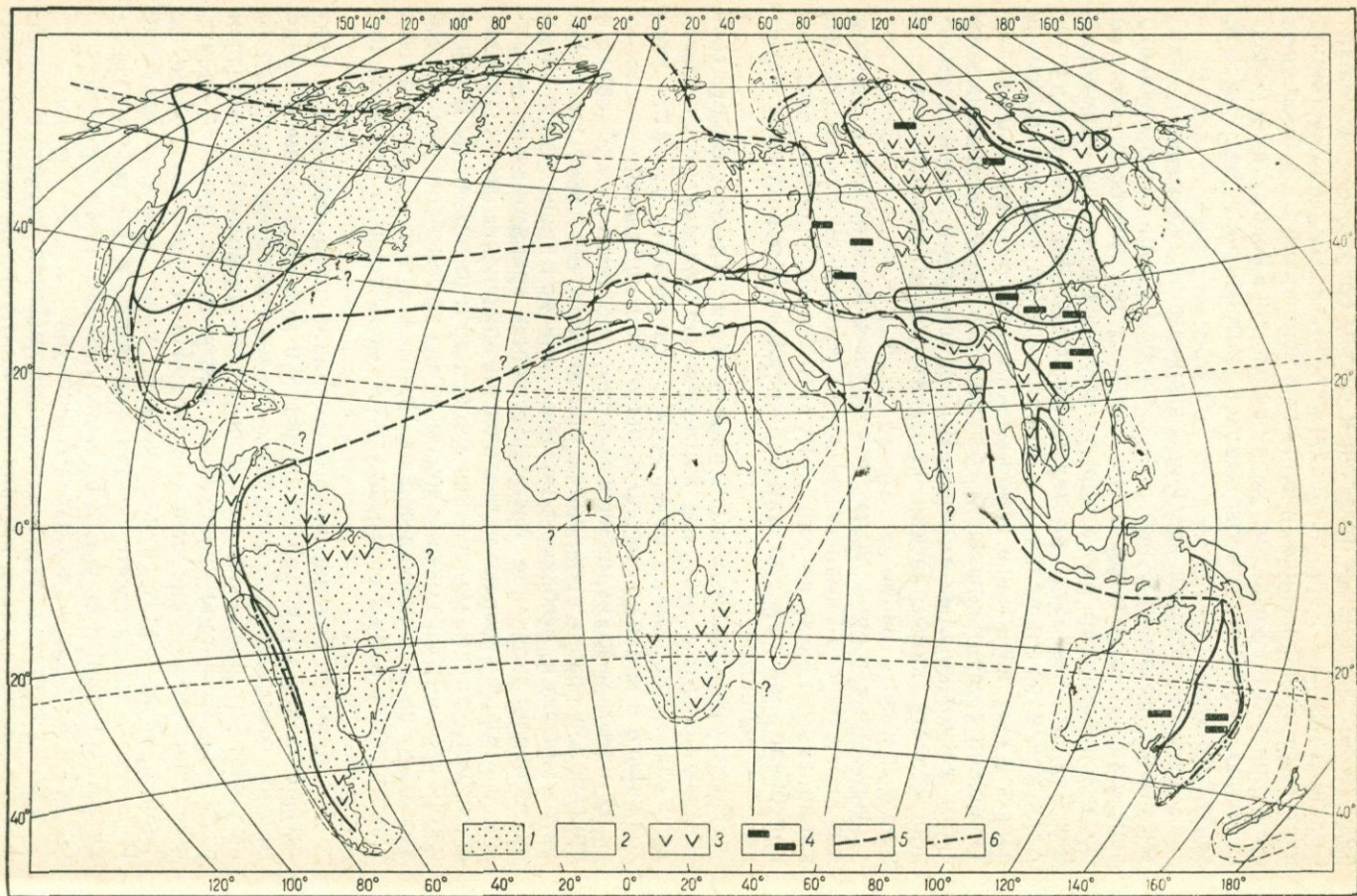
Некоторые горноскладчатые сооружения возникли в мезозое и в Гибралтарско-Гималайской зоне Средиземноморского геосинклинального пояса, но они самостоятельного значения здесь не приобрели, так как для них орогенная стадия наступила позднее — в кайнозое.

В геосинклинальных системах и областях Тихоокеанского геосинклинального пояса, где киммерийская складчатость проявилась слабо, собственно геосинклинальная стадия развития продолжалась в кайнозое, местами вплоть до наших дней.

В начале мезозоя магматизм в геосинклинальных областях и прогибах в общем проявлялся еще недостаточно энергично. Но уже в юрском и, особенно в меловом периодах происходило очень интенсивное внедрение преимущественно гранитоидных интрузий, с которыми связано металлическое оруденение (золото, олово, вольфрам, свинец, молибден и многие другие металлы). В связи с этим вдоль Тихого океана возникло два крупнейших рудных пояса: один из них начинается на Чукотке и через Сихотэ-Алинь уходит к югу в Индокитай, другой — от Аляски до Центральной Америки.

На границе Тихоокеанского геосинклинального пояса и прилегающих к нему платформ (древних и молодых) в самом конце мезозоя возникла особая структурная зона или пояс в виде линейных крупных расколов, по которым с конца мелового периода и отчасти в палеогене происходило внедрение и излияние магмы, преимущественно кислого состава. На азиатском побережье Тихого океана этот вулканический пояс получил название Чукотско-Катазиатского; он протягивается от Чукотки до Индокитая. На территории СССР выделяют две части этого пояса: Охотско-Чукотскую и Сихотэ-Алинскую.

Орогенная стадия развития киммерийских структур сопровождалась заложением на границе с платформами крупных крае-



вых прогибов; в СССР к ним принадлежит Предверхоанский краевой прогиб.

Платформенные области в мезозое. В мезозое продолжалось расчленение древних (докембрийских) платформ, которое привело к образованию новых и углублению многих ранее возникших синеклиз и впадин. На Восточно-Европейской платформе происходило дальнейшее углубление Прикаспийской, Московской и ряда других синеклиз.

На Сибирской платформе образовались Вилюйская и Хатангская синеклизы, Иркутская, Канская и другие впадины.

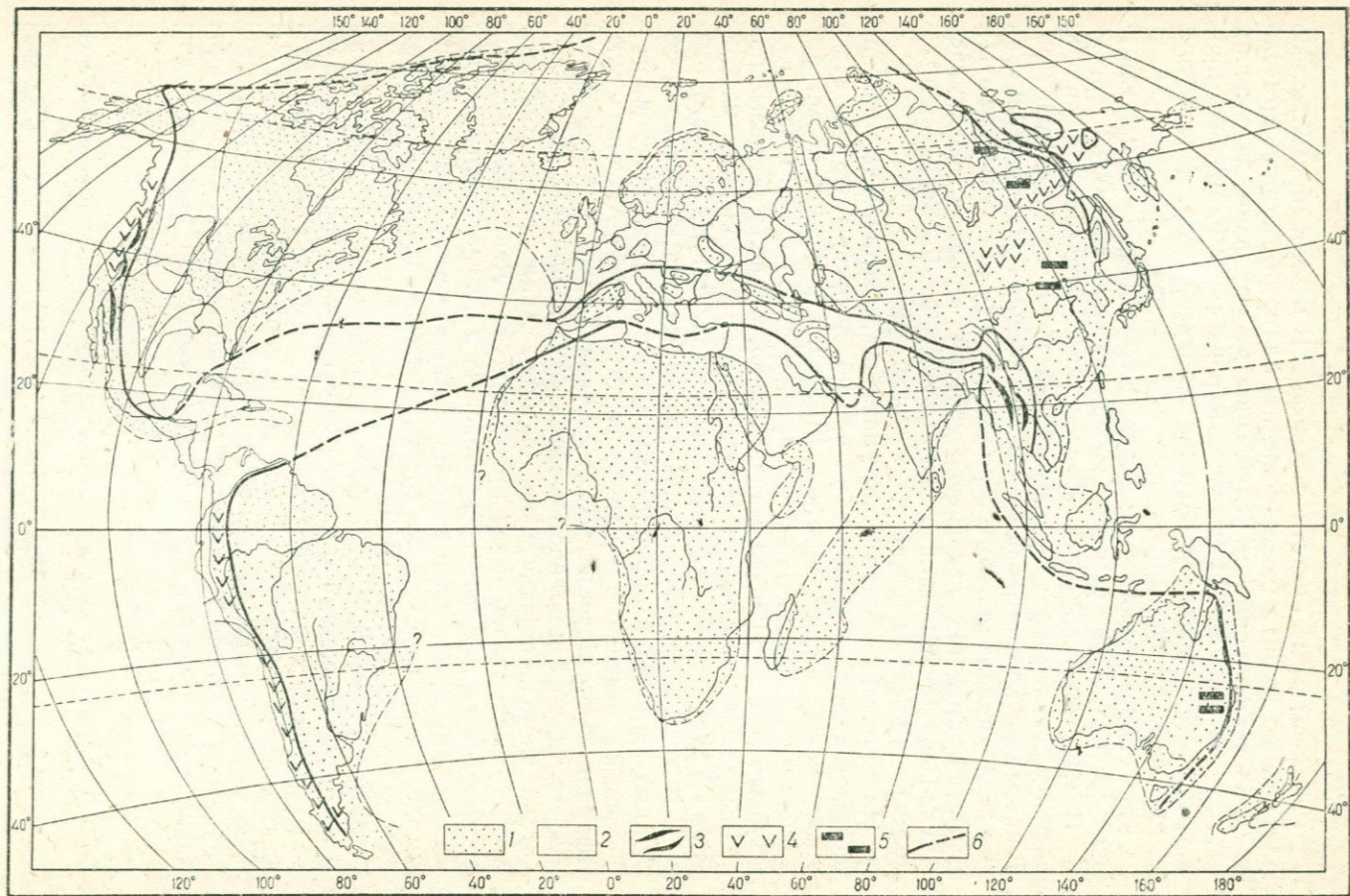
В мезозое в областях палеозойской складчатости сильно активизировался процесс образования плит, впадин, прогибов. В начале юрского периода возникла огромная Западно-Сибирская плита, а в начале мелового периода — к югу от нее — Туранская плита; в пределах западноевропейских герцинид заложилась Англо-Парижская впадина, к югу от Восточно-Европейской платформы — Скифская плита и так далее.

На территории Гондванского материка, в котором еще в конце палеозоя возник Мозамбикский прогиб, в юрском периоде заложился новый прогиб западнее Австралии и возник целый ряд расколов и разломов. В связи с опусканием по глубоким разломам крупных участков Гондваны (а возможно, как полагает целый ряд ученых, и горизонтальным перемещением раздробленных материковых глыб) началось формирование впадины Индийского океана. В меловом периоде процесс раскалывания и опускания обширных территорий на Гондване усилился, и в результате она распалась на отдельные крупные глыбы — Южно-Американскую, Африканскую, Индостанскую, Австралийскую и Антарктическую и между ними полностью оформились впадины Индийского и южной части Атлантического океанов. Аналогичные процессы происходили и на северном материке — Лавразии, который раскололся на две части: Евразийскую и Северо-Американскую; между ними заложилась впадина северной части Атлантического океана. Очевидно, с этим же временем связано заложение впадины Северного Ледовитого океана.

В мезозойской эре на платформах по многочисленным трещинам и разломам происходило в более широком масштабе, чем в палеозое, излияние и внедрение основной магмы. На Сибирской платформе оно началось еще в самом конце пермского периода и в начале триасового периода достигло наибольшей силы. Сибирские траппы — в основном триасовые. В конце триаса — начале юры трапповый вулканизм проявлялся на обширной территории юга

Рис. 134. Схематическая структурно-палеогеографическая карта позднетриасовой эпохи (по Н. М. Страхову, В. А. Густомесову, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления вулканизма; 4 — области угленакпления; 5 — границы древних платформ, эпибайкальских платформ и зон каледонской консолидации; 6 — границы области герцинской складчатости



Африки и Южной Америки. В меловом периоде продолжалось внедрение и излияние траппов на Африканской платформе, а в конце мелового периода — начале палеогена произошло излияние траппов на Индийской платформе (декканские траппы). С трапповым вулканизмом связано образование вулканических трубок, заполненных алмазоносной породой — кимберлитом. Алмазоносные кимберлитовые трубки известны в Южной Африке, на Сибирской платформе.

В мезозойской истории платформ имеется еще одна особенность, касающаяся платформ (древних и молодых), примыкавших к Тихоокеанскому геосинклинальному поясу. На таких платформах уже с начала мезозойской эры под влиянием киммерийской эпохи складкообразования стали закладываться так называемые внегеосинклинальные мезозойские впадины, которые заполнялись преимущественно континентальными угленосными толщами, позднее собранными в пологие складки и в той или иной степени метаморфизованными. С этими же территориями связано проявление необычного для платформ гранитоидного магматизма.

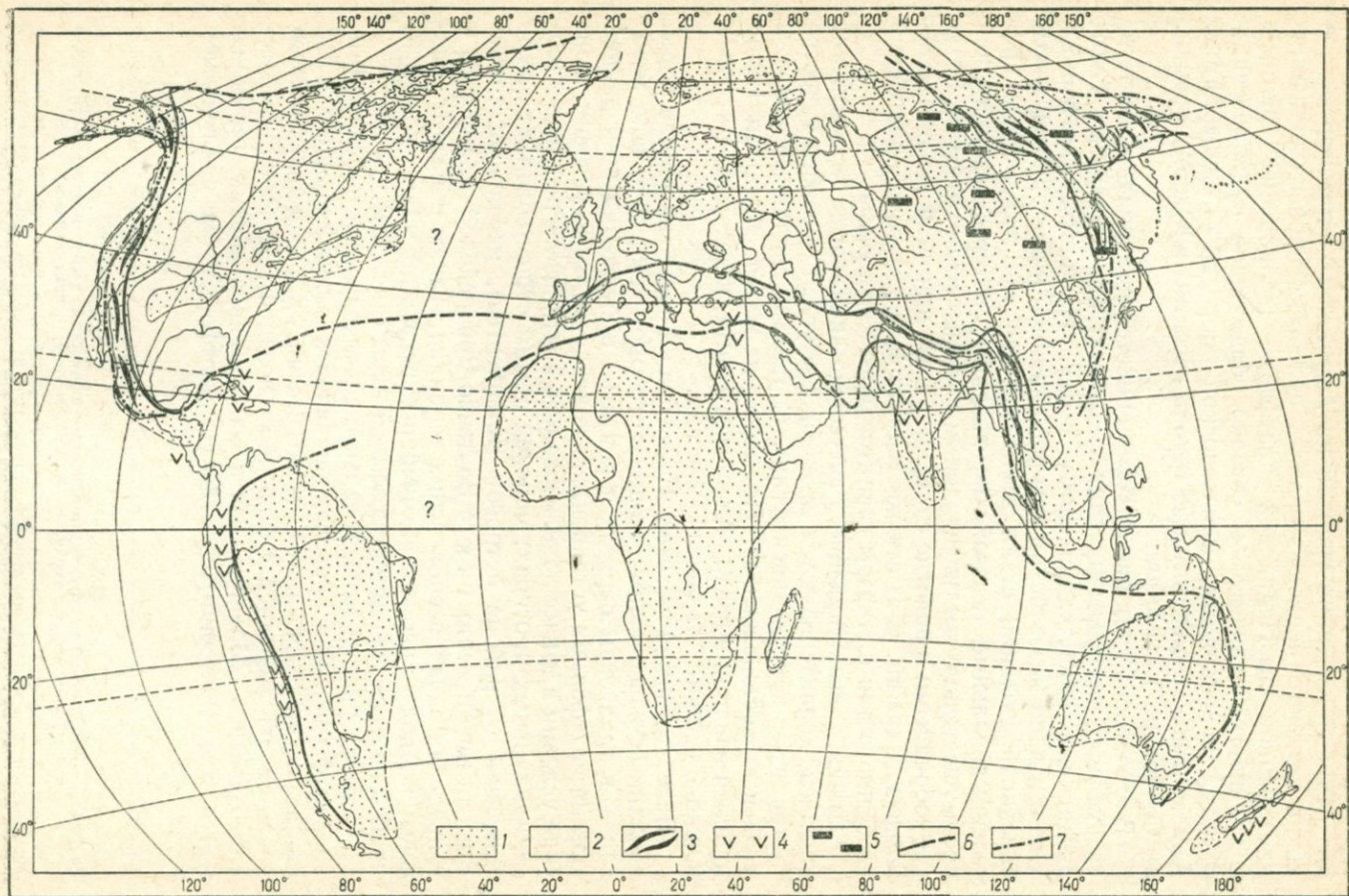
Толщи, выполняющие внегеосинклинальные мезозойские впадины, характеризуются содержанием углей высокого качества (антрациты, коксующиеся угли). С такими впадинами связаны угольные месторождения. Примером является обширная Чульманская впадина в центре Алданского щита, к которой приурочен Южно-Якутский угольный бассейн.

Палеогеография мезозоя. После общих поднятий земной коры, вызванных завершением герцинского орогенеза, в начале мезозоя — в триасовом периоде и почти на протяжении всей ранней юры на платформах установились континентальные условия. Морские условия в триасе локализовались почти исключительно в геосинклинальных прогибах; морской режим существовал на севере Лавразии (в районе островов Шпицберген), небольшие трансгрессии имели место на юге Восточно-Европейской платформы и в пределах западноевропейских герцинид. Таким образом, триасовый период — период величайших регрессий моря, пожалуй, наибольших за всю историю земной коры (рис. 134).

С конца ранней юры, в связи с значительными опусканиями, на платформах и в пределах подвижных геосинклинальных зон стала развиваться новая трансгрессия, которая значительно расширилась в средней и особенно в поздней юре. Эта трансгрессия охватила большую часть западно-европейских герцинид, почти всю Восточно-Европейскую платформу (за исключением

Рис. 135. Схематическая структурно-палеогеографическая карта позднюрской эпохи (по Н. М. Страхову, В. А. Густомесову, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления мезозойского (киммерийского) складкообразования; 4 — области проявления вулканизма; 5 — области угленакпления; 6 — границы древних, эпипайкальских и эпипалеозойских платформ



Балтийского и Украинского щитов), территорию Западно-Сибирской плиты, восточную часть Сибирской платформы, прогибы и впадины в пределах Гондваны. Несмотря на значительное развитие средне- и позднеюрской трансгрессии, все же большая часть платформ представляла собой сушу, рельеф которой был в это время довольно расчлененным, на что указывает широкое развитие среди юрских отложений терригенных осадков (рис. 135).

После поднятий, происшедших в самом конце юры и в раннем мелу и приведших к некоторому сокращению морей на платформах, с начала поздне меловой эпохи началась новая, необычная по своим размерам трансгрессия, которая охватила не только погружающиеся блоки Гондваны и Лавразии, но и многие площади платформ, особенно прилегающие к регенерированной части Средиземноморского геосинклинального пояса, также большей частью занятой морскими водами. Снова возникло обширное море на эпипалеозойской платформе Западной Европы и в южной половине Восточно-Европейской платформы. Оно простиралось далеко на восток и по опустившимся в это время территориям Туранской плиты и Тургайского прогиба соединилось с Западно-Сибирским морем. По своему размаху поздне меловая трансгрессия может сравниться только с ордовикской, хотя последнюю она, по-видимому, значительно превышала (рис. 136).

К концу мелового периода, в связи с завершением киммерийской эпохи складкообразования, рельеф земной поверхности стал более сложным. Однако высокие горные хребты и массивы протянулись в основном только вдоль Тихоокеанского побережья и в виде островных дуг возникли и в Гибралтарско-Гималайской зоне Средиземноморского пояса.

Климат в мезозое был в общем теплый, особенно в юрском и меловом периодах. В триасовом периоде в связи с резко выраженной континентальностью температура на больших пространствах, за исключением тропической зоны, была значительно ниже. В юрском и в меловом периодах на обширных участках суши в условиях теплого и влажного климата пышно произрастала наземная растительность, что способствовало усиленному угленакоплению, начавшемуся уже с конца среднетриасовой эпохи. В начале мезозоя установилась климатическая зональность, близкая к современной; полагают, что экватор лишь на 10—20° был сдвинут к северу по отношению к современному его положению.

Рис. 136. Схематическая структурно-палеогеографическая карта поздне меловой эпохи (по Н. М. Страхову, В. М. Цейслеру, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления мезозойского (киммерийского) складкообразования; 4 — области проявления вулканизма; 5 — области угленакопления; 6 — границы древних, эпипалеозойских и эпипалеозойских платформ; 7 — границы области мезозойской (киммерийской) складчатости

Отложения мезозоя в Советском Союзе (как и за его пределами) представлены широко, но все же в меньшей степени, чем палеозойские. На материках широко проявлялись процессы денудации. В ряде случаев мезозойские отложения были частично или полностью уничтожены последующими размывами. Очевидно, значительно меньшая продолжительность мезозойской эры в сравнении с палеозойской также не благоприятствовала накоплению на больших пространствах обширных толщ пород.

Геосинклиналильные формации мезозоя. В начале мезозойской эры — в триасовом периоде в геосинклиналильных прогибах накапливались преимущественно терригенные формации (сланцы, песчаники). В Средиземноморском геосинклиналильном поясе некоторое развитие получили и карбонатные толщи. В геосинклиналильных прогибах Тихоокеанского пояса помимо терригенного материала накопилось много лав и туфов, указывающих на интенсивный вулканизм.

В юрском периоде характер осадконакопления существенно изменился и протекал по-разному в Тихоокеанском и Средиземноморском геосинклиналильных поясах. В Средиземноморском поясе отлагались преимущественно карбонатные и карбонатно-терригенные формации (в ряде прогибов — вулканогенно-осадочные). В позднеюрскую эпоху и в меловом периоде в этом поясе накапливалась также флишевая формация, частично с эффузивами. В геосинклиналильных прогибах Тихоокеанского пояса, где наступил орогенный этап развития, в конце юры и в меловом периоде стала накапливаться моласса, в основном континентальная, угленосная; морская моласса встречается реже. Во внеорогенной зоне Тихоокеанского пояса в юрском и меловом периодах продолжали накапливаться терригенные и вулканогенные формации.

Платформенные формации мезозоя. Триасовые отложения на платформах представлены в основном континентальной терригенной формацией; на территории Европы, отчасти Северной Америки и Африки, где преобладал сухой климат, это главным образом красноцветные глины и пески. В Азии, где на значительной части территории в позднетриасовой эпохе существовал влажный умеренный и субтропический климат, нередко встречаются угленосные свиты (Челябинский, Кузнецкий и другие бассейны).

Платформенные формации юрского периода, как и геосинклиналильные, довольно разнообразны. В платформенных морях отлагались преимущественно терригенные комплексы; карбонатные формации для них мало характерны. В зонах умеренного климата в платформенных морях во многих местах шло накопление оолитовых железных руд. В результате возникли железорудные месторождения в Западной Европе (Англия, Франция, ГДР, ФРГ), на Восточно-Европейской платформе (Липецкое), на Южном Урале (Халиловское) и др. В этих же морях образовались промышленные

скопления желвачных фосфоритов, например в бассейне среднего течения р. Волги.

Морские платформенные отложения юрской системы характеризуются также нефтеносностью и газоносностью. Это нефтяные месторождения, связанные с юрскими отложениями на Северо-Американской платформе, на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, особенно в пределах Западно-Сибирской плиты, и другие.

На обширных площадях юрской суши в условиях влажного умеренного или жаркого климата отлагались толщи континентальных песчано-глинистых пород, содержащие угольные пласты. Только на Северо-Американской и Южно-Американской платформах угольные пласты в юрских отложениях практически отсутствуют. На других же площадях — на Евразийском материке и в Австралии — угленосность юрских отложений выражена весьма широко, особенно в Азии. Здесь угленосные отложения юры выполняют многочисленные впадины и прогибы, в том числе и внегеосинклинальные впадины.

В связи с палеогеографическими особенностями мелового периода осадконакопление на платформах имело ряд своеобразных черт. Для раннего мела, как и юры, обычны терригенные формации. В позднем мелу на площадях платформ, примыкающих к Средиземноморскому геосинклинальному поясу (Восточно-Европейская, Африканская платформы), отлагались карбонатные формации, характеризующиеся присутствием мощных толщ белого писчего мела и мергеля — осадков, состоящих из химически осажженного кальцита, а также в значительной части из микроскопических известковых скорлупок одноклеточных организмов (кокколитофорид, фораминифер и др.). Наряду с этим на платформах встречаются также кремнистые породы — трепел, опока, сложенные скорлупками диатомовых водорослей, впервые широко распространенных в позднемеловую эпоху, а также терригенные (песчано-глинистые) породы, часто обогащенные глауконитом.

Все перечисленные формации относятся к морским. Но наряду с ними на больших пространствах материков отлагались и континентальные терригенные формации, особенно во впадинах и прогибах, причем часто угленосные. Угли мелового периода — бурые, но во внегеосинклинальных впадинах они под влиянием складчатости и метаморфизма преобразовались в каменные. Интересно, что в Северной Америке угленосность приурочивается к верхнемеловым (и палеогеновым) толщам, а на территории Азии (Сибирская платформа, Приморье) угленосными являются нижнемеловые отложения. Морские меловые отложения платформ отличаются также нефтегазоносностью (Западно-Сибирская плита, Урало-Эмбенская область, Сибирская платформа).

Мезозой в целом в СССР развит достаточно широко, но отдельные системы представлены в разных его частях по-разному.

Триас наиболее широко распространен в областях киммерийских (Северо-Восток СССР) и альпийских (Крым, Кавказ, Памир) сооружений. На древних и эипалеозойских платформах триас в общем выходит на ограниченных площадях.

Юра и мел широко представлены на Восточно-Европейской и заметно слабее на Сибирской платформе; эти же отложения широко развиты на плитах эипалеозойских платформ. Достаточно широко юрские и меловые отложения (последние заметно слабее) также встречаются в мезозойских и альпийских горноскладчатых сооружениях. Следует подчеркнуть широкое развитие юрско-меловых интрузий на Северо-Востоке страны.

Глава 26

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ КАЙНОЗОЯ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ КАЙНОЗОЯ

Кайнозойская, или новая, эра («эра новой жизни») геологической истории Земли включает и современный этап ее развития.

В настоящее время кайнозойскую группу подразделяют на три системы: палеогеновую, неогеновую* и четвертичную (антропогеновую).

Подобно минувшим эрам, кайнозойская эра характеризуется дальнейшим изменением и усложнением структуры земной коры, а также органического мира.

Для Европейской части СССР и отчасти для Западной Европы приняты следующие подразделения кайнозооя (табл. 12).

ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА КАЙНОЗОЯ

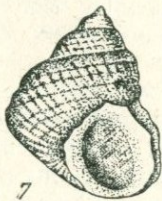
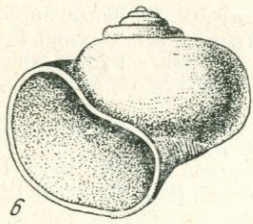
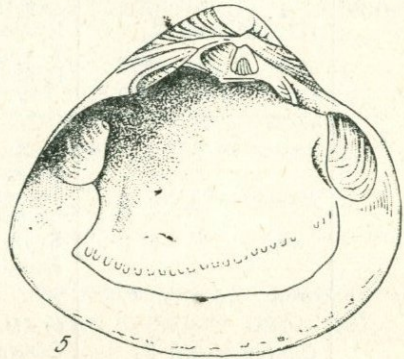
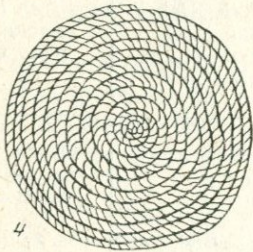
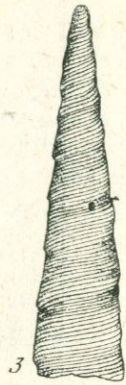
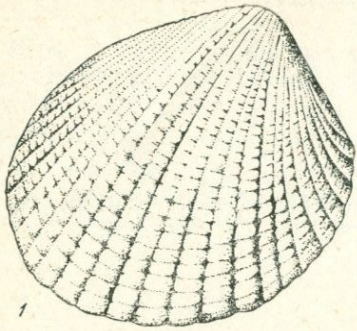
В кайнозойской эре эволюция органического мира проявлялась еще более интенсивно, чем в предшествующие эпохи. Если предыдущая эра была временем господства аммонитов и белемнитов, пресмыкающихся и голосеменных растений, то кайнозой можно с полным основанием называть временем расцвета двустворчатых и брюхоногих моллюсков, млекопитающих животных и покрытосеменных растений. Среди беспозвоночных в кайнозое широкое распространение имеют простейшие и в той или иной мере другие типы животных — кишечнополостные (кораллы), иглокожие, членистоногие и другие, но их значение для геологии в общем невелико.

* До недавнего времени (примерно до 1960 г.) палеоген и неоген считались соответственно нижним и верхним отделами третичной системы, и под этими названиями в третичном периоде выделяли две эпохи. Поэтому в геологической литературе и на геологических картах прошлых лет используется деление кайнозооя лишь на две системы — третичную и четвертичную.

Подразделение кайнозой

Система	Отдел	Ярус
Четвертичная Q	Современный (голоцен) Q ₄ Верхнечетвертичный (верхний плейстоцен) Q ₃ Среднечетвертичный (средний плейстоцен) Q ₂ Нижнечетвертичный (нижний плейстоцен) Q ₁	Общепринятое ярусное деление не разработано
	Неогеновая N	Плиоценовый N ₂
Миоценовый N ₁		Мэотический N _{1м} Сарматский N _{1с} Тортонский N _{1т} Гельветский N _{1г} Бурдигальский N _{1б} Аквитанский N _{1а}
Палеогеновая P	Олигоценый P ₃	СССР (Крым) Западная Европа Общепринятых ярусных делений нет Хатский P _{3h} Рупельский P _{3г}
	Эоценовый P ₂	Альминский P _{2а} Бартонский P _{2b} Бодракский P _{2bd} Симферопольский P _{2с} Лютецкий P _{2l} Бахчисарайский P _{2bk} Ипрский P _{2i}
	Палеоценовый P ₁	Качинский P _{1к} Танетский P _{1т} Инкерманский P _{1i} Мотсский P _{1m}

Простейшие — фораминиферы и радиолярии — населяли моря во все периоды кайнозойской эры, включая и современную эпоху. В палеогеновом периоде наряду с мелкими микроскопическими формами отмечается развитие своеобразного семейства крупных фораминифер — нуммулитов, которые жили только в теплых морях. Они являются не только руководящими организмами. Им принадлежит большая роль и в пороодообразовании. Нуммулитовые



известняки широко представлены на всем протяжении Средиземноморской складчатой зоны — от Южной Европы до Малайского архипелага. Из кремнистых скорлупок радиолярий сложены многие пласты палеогена, образованные в морях более умеренных широт. Обе названные выше группы простейших широко распространены в современных морях и океанах; из их скорлупок образованы глобигериновый и радиоляриевый илы.

В кайнозое происходит обновление родового и видового состава двустворчатых и брюхоногих моллюсков, в связи с чем они образуют большое число руководящих ископаемых. Поэтому стратиграфия почти всех водных отложений кайнозоя основана на изучении остатков этих двух классов моллюсков (рис. 137).

Из хордовых в кайнозойской эре наибольшее распространение получили рыбы, птицы и млекопитающие. Пресмыкающиеся и земноводные, наоборот, представлены ограниченным числом родов и по существу находятся на грани вымирания.

Млекопитающие в кайнозое развиваются очень быстро. Они, как в свое время мезозойские пресмыкающиеся, широко распространяются на суше; некоторые формы переходят к водному (киты, дельфины, тюлени) и даже воздушному (летучие мыши) образу жизни.

В процессе изучения ископаемых остатков млекопитающих был накоплен богатый материал, который довольно обстоятельно освещает общее направление эволюции млекопитающих.

Человек появился в начале четвертичного периода. Древнейшим представителем семейства человекообразных (Hominidae) является питекантроп, живший в раннечетвертичную эпоху. Череп его в передней (фронтальной) части покаты с выступающими вперед надбровными дугами. Объем черепной коробки составляет 900 см³ (у современного человека объем головного мозга в среднем 1500 см³). Ходил питекантроп на задних конечностях, прямо, о чем свидетельствуют прямые бедренные кости. В результате последующей эволюции в среднечетвертичную эпоху появляется более высокоорганизованный представитель — неандертальский человек. Удлиненное, выступающее вперед лицо, наличие надбровных дуг, низкий лоб, короткие, слегка согнутые в коленях ноги и длинные руки. Его мозг был чуть меньше мозга современного человека.

В позднечетвертичную эпоху неандертальский человек сменяется новым видом — *Homo sapiens* («человек разумный»).

Рис. 137. Некоторые руководящие ископаемые кайнозоя

1 — *Cardita vulgensis* V a g b. — двустворчатый моллюск палеоцена; 2 — *Spondilus buchi* P h i l l. — двустворчатый моллюск эоцена; 3 — *Turritella kamyschinensis* N e t s c h. — брюхоногое палеоцена; 4 — *Nummulites distans* D e s h. — простейшее эоцена; 5 — *Mactra vitaliana* d' O g b. — двустворчатый моллюск миоцена; 6 — *Spiralis tarchanensis* K i t t l. — брюхоногое миоцена; 7 — *Trochus podolicus* D u b. — брюхоногое миоцена; 8 — *Paradacna abichi* H o e g n. — двустворчатый моллюск плиоцена; 9 — *Didacna praetrigonalis* N a l. — двустворчатый моллюск из отложений четвертичной системы; 10 — *Littorina littorea* L. — брюхоногое из отложений четвертичной системы

К этому виду принадлежит и современный человек, который появился в голоцене. Его ранним представителем был кроманьонский человек, который по внешнему облику и строению организма мало отличался от современного человека.

Флора кайнозоя отличается прежде всего расцветом и господством покрытосеменных. Из других групп растений, развивавшихся в кайнозое, большое значение имеют хвойные и папоротники, а также водоросли и мхи, особенно в современную эпоху.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАЙНОЗОЕ

Структура земной коры к началу кайнозоя. К началу кайнозойской эры структура земной коры отличалась следующими особенностями. Обширный северный платформенный массив Лавразия, разросшийся за счет присоединения киммерийских складчатых структур, разделялся еще не совсем оформившейся на севере впадиной Атлантического океана на Северо-Американскую и Евразийскую глыбы, или материка. Восточная — евразийская часть этого платформенного массива имела сложное строение. Ядром ее были древние платформы — Восточно-Европейская, Сибирская и Китайская, спаянные складчатыми сооружениями байкальского, каледонского и герцинского возраста, а с востока к ним примыкали киммерийские складчатые структуры, возникшие на месте Верхояно-Чукотской и Монголо-Охотской геосинклинальных областей Тихоокеанского геосинклинального пояса и Тибетской геосинклинальной области Средиземноморского геосинклинального пояса. Кроме того, с запада к Восточно-Европейской платформе примыкали байкальские, каледонские и герцинские структуры Скандинавии и Западной Европы. Западная часть Лавразии состояла из Северо-Американской платформы, окаймленной с севера, востока и юго-востока байкальскими в каледонскими и герцинскими, а с запада — киммерийскими складчатыми сооружениями.

В южном полушарии вместо единой Гондваны существовали разделенные океаническими впадинами платформенные массивы Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Антарктиды, в состав которых, помимо значительных площадей древних платформ, входили складчатые сооружения палеозоя.

В кайнозое существуют Тихоокеанский геосинклинальный пояс (частично сократившийся за счет предыдущих эпох тектогенеза) и многочисленные регенерированные геосинклинальные прогибы, возникшие в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса.

Развитие геосинклинальных поясов в кайнозое. В существующих на протяжении кайнозоя геосинклинальных поясах альпийская эпоха тектогенеза проявлялась по-разному.

Тихоокеанский геосинклинальный пояс на протяжении всей эры не выходил из собственно геосинклинальной стадии развития.

Зато в регенерированной части Средиземноморского геосинклинального пояса уже в конце эоценовой эпохи и в олигоцене во многих ее местах наступила орогенная стадия развития и началось поднятие горноскладчатых структур Альп, Карпат, Кавказа и некоторых других. Впрочем, осевые части некоторых из них, например, Альп, Карпат, стали подниматься еще ранее — в конце мезозоя, а на Кавказе даже с конца юрского периода.

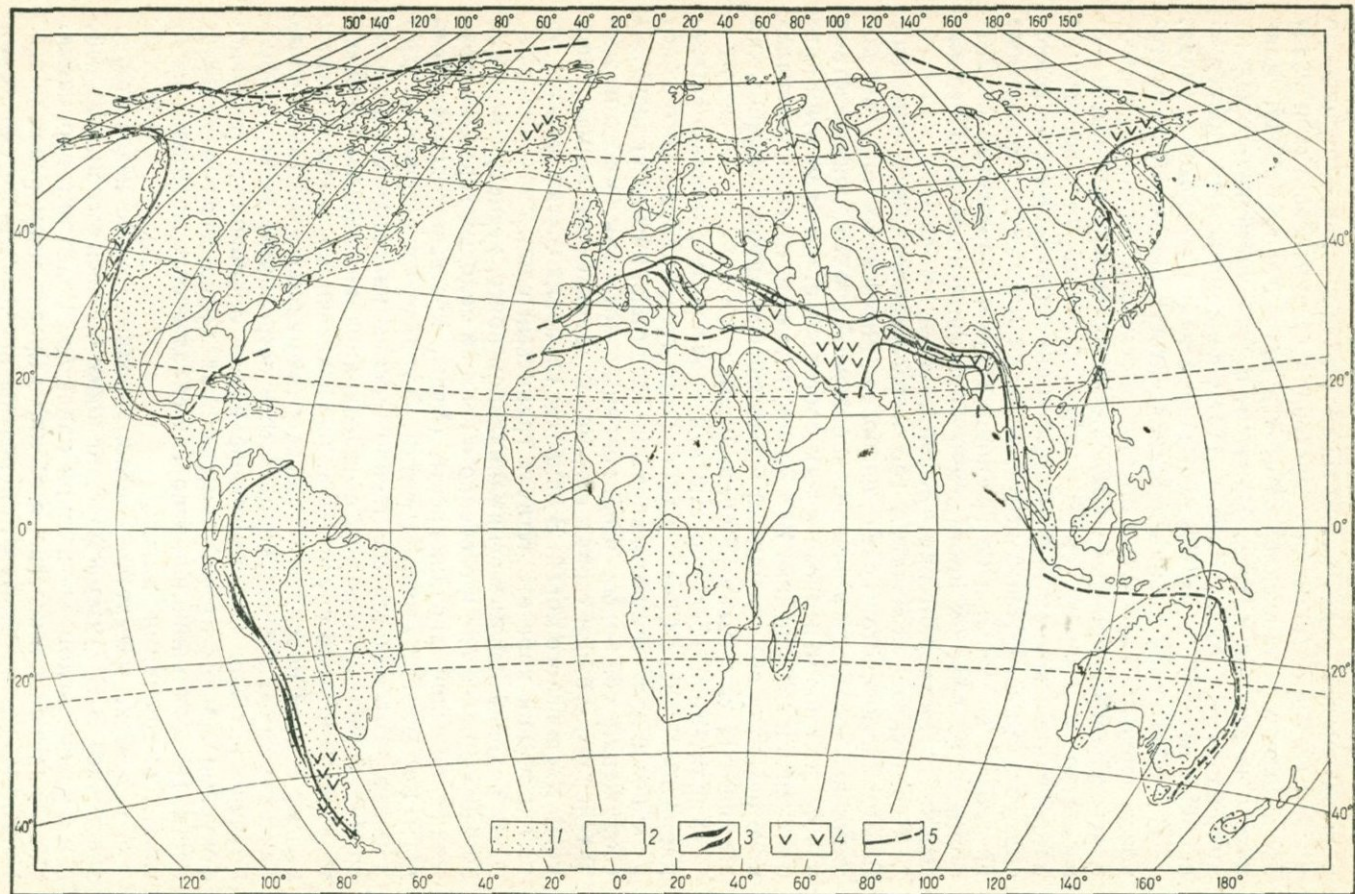
С особой силой альпийская складчатость проявилась в неогеновом периоде. В это время орогенная стадия развития наступила в регенерированной части Средиземноморского пояса повсеместно, и к концу периода кайнозойские горные сооружения приобрели в основном современный облик. Одновременно с горноскладчатыми сооружениями в неогене формировались межгорные прогибы и впадины, а на границах горных сооружений с платформами на всем их протяжении — краевые прогибы (Предкавказский, Предкарпатский, Месопотамский и др.).

Образование складчатых гор в регенерированных прогибах Средиземноморского пояса наиболее интенсивно происходило в конце миоценовой и начале плиоценовой эпох. К концу неогена и в четвертичном периоде в них орогенная стадия развития приблизилась к завершению. Все же некоторые черты геосинклинального развития они сохранили и в настоящее время (сейсмическая активность, современный вулканизм).

Характерной особенностью тектонического развития регенерированной части Средиземноморского геосинклинального пояса в кайнозое является возникновение среди альпийских складчатых сооружений обширных изолированных котловин, местами значительной глубины; с ними связаны впадины Средиземного, Черного, Каспийского морей. В наиболее глубоких частях этих котловин в земной коре отсутствует гранитный слой.

В Тихоокеанском геосинклинальном поясе, несмотря на образование в палеогене и особенно в неогене молодых горных сооружений большой протяженности (Анды, краевые тихоокеанские дуги Кордильер, горы Камчатки, Курильских островов и др.) и поныне сохраняется собственно геосинклинальная стадия развития, и образуются новые геосинклинальные прогибы. Подтверждением этого служит сильно расчлененный в его пределах рельеф земной поверхности (чередование глубоких и узких океанических впадин с высокоподнятыми островными дугами), чрезвычайно высокая и в настоящее время сейсмичность (глубокофокусные землетрясения), интенсивная вулканическая деятельность. В геосинклинальных поясах складчатость сопровождалась также внедрениями магмы.

В палеогене магматизм в целом проявился еще недостаточно энергично. В Средиземноморском поясе он носил гранитоидный, а в Тихоокеанском — основной характер. Более активно магматизм проявлялся в неогене, особенно в Средиземноморском поясе. К неогеновым интрузиям приурочены промышленные скопления



разнообразных цветных металлов, в частности полиметаллические месторождения на Кавказе.

В четвертичном периоде (в том числе и в современную эпоху) вулканизм наиболее активно проявляется в пределах Тихоокеанского геосинклинального пояса; в начале этого периода вулканическая деятельность очень энергично протекала на Кавказе.

Платформенные области в кайнозое. В кайнозое продолжается дальнейшее раскалывание и распад Гондваны. В палеогеновом периоде возникли разломы в Африке, с которыми связано образование на протяжении эры впадины Красного моря, впадин восточноафриканских озер, грабенов, излияние основной магмы.

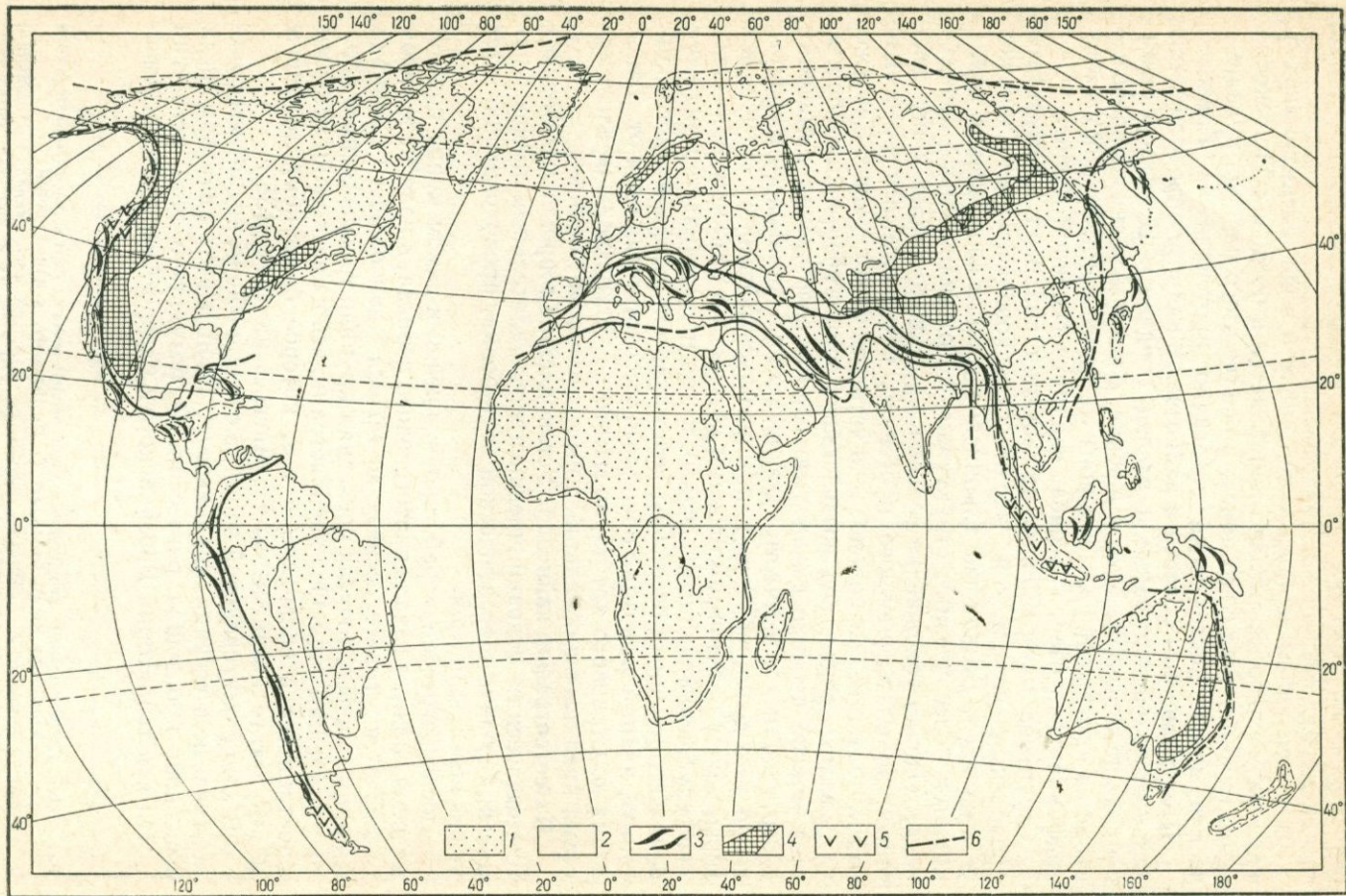
Структура материков на протяжении кайнозоя в результате проявления альпийской эпохи складкообразования заметно усложнилась. Возникшие альпийские горные сооружения примкнули к более древним структурам, усложнили рельеф поверхности. Однако усложнение рельефа произошло также и под действием эпиплатформенного орогенеза, проявившегося в неогеновом и, пожалуй, еще сильнее — в четвертичном периоде. Как уже указывалось ранее, под воздействием эпиплатформенного орогенеза многие древние складчатые горные сооружения киммерийского, герцинского, отчасти каледонского и байкальского возраста, давно уже денудированные, превратились в высокие «глыбовые» горы, между отдельными блоками которых по разломам образовались глубокие впадины (грабены); к ним приурочивается ряд глубоких современных озер. Под действием эпиплатформенного орогенеза, например, возник обширный высокогорный пояс от Тянь-Шаня до Станового хребта, по высоте не уступающий (и даже местами превышающий) альпийским горным сооружениям.

Палеогеография кайнозоя. Установлению современных физико-географических условий предшествовал длительный процесс изменения физико-географической обстановки, происходивший в течение всего кайнозоя.

После регрессии морей, проявившейся в самом конце поздне-меловой эпохи, в начале палеогенового периода, в палеоцене вновь развивается трансгрессия, достигшая наибольшего размаха к концу эоцена. Это была последняя крупная трансгрессия в истории минувших эпох. Она распространилась на несколько меньшем пространстве в сравнении с тем, которое было покрыто морем в результате позднемеловой трансгрессии (рис. 138).

В конце олигоценовой эпохи, в связи с общим поднятием больших участков геосинклинальных областей и всех платформенных массивов, произошла регрессия. В результате этой регрессии почти вся территория Евразийского и Северо-Американского мас-

Рис. 138. Схематическая структурно-палеогеографическая карта среднепалеогеновой эпохи (по Н. М. Страхову, Г. И. Немкову, с изменениями)
1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления кайнозойского складкообразования;
4 — области проявления вулканизма; 5 — границы древних и молодых платформ



сивов, а также «обломков» Гондваны — Южно-Американский, Африканский, Индийский, Австралийский и Антарктический континентальные массивы — стали сушей. К этому времени относится и отступление морских бассейнов из Западной Сибири и Туранской плиты.

В неогеновом периоде не было уже сколько-нибудь значительных трансгрессий, и моря занимали только краевые участки платформ, главным образом прилегающие к Средиземноморскому геосинклинальному поясу. В конце неогена на западе Средиземноморского геосинклинального пояса возник ряд полуизолированных водных бассейнов — Средиземное, Черное, Каспийское и другие моря, площади которых то сокращались до размеров меньше современных, то увеличивались. Так, в конце плиоценовой эпохи проявилась трансгрессия Каспийского моря: оно заняло всю Прикаспийскую низменность и по узким заливам проникло даже в долины уже существовавших тогда рек Волги и Камы (рис. 139).

В начале четвертичного периода оформились основные черты современной структуры и современного рельефа. Однако очертания материков, а также рельеф претерпели в четвертичном периоде ряд изменений, в значительной мере обусловленных явлениями неотектоники.

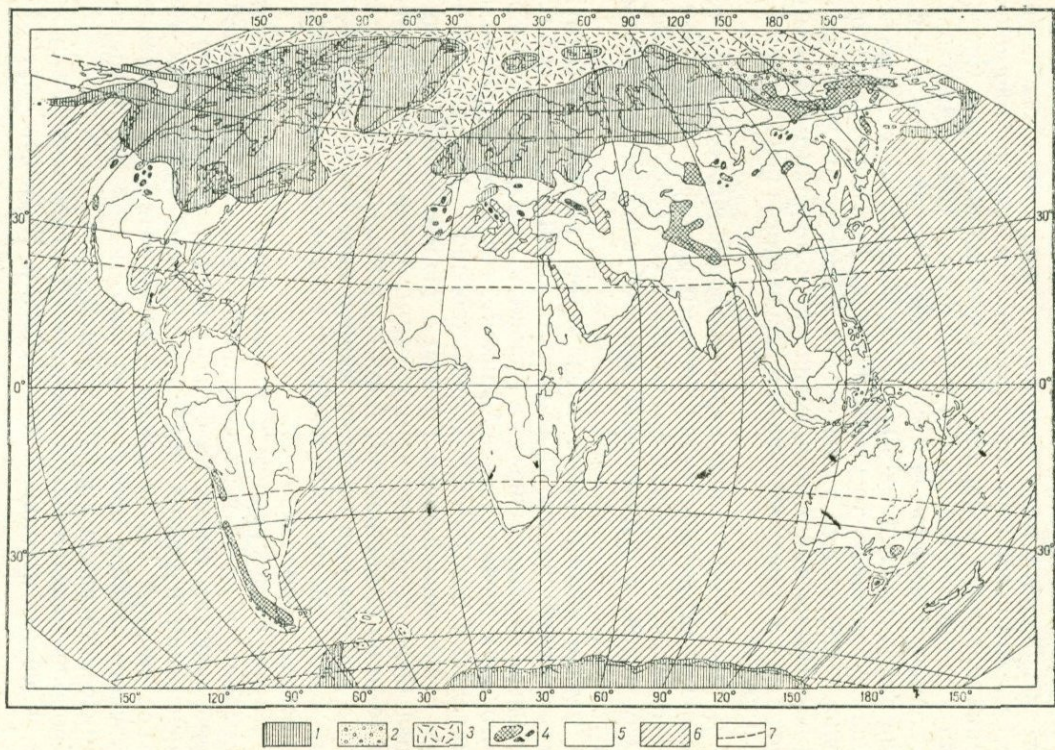
В начале четвертичного периода — в раннечетвертичную и среднечетвертичную эпохи очертания суши и моря несколько отличались от современных — Европа в западной части Средиземного моря соединялась с Африкой, Эгейского моря, проливов Дарданеллы и Босфор еще не существовало — на их месте находилась суша, соединявшая Грецию с Малой Азией, Британские острова были соединены с материком, Северное и Балтийское моря тоже не существовали; Азия соединялась с Аляской, а Берингова пролива еще не было; Черное море имело меньшие размеры, а Каспийское море, наоборот, занимало и нынешнюю Прикаспийскую низменность.

На иную конфигурацию и уровень морей в начале четвертичного периода и на их изменение в последующее время указывает наличие морских террас на берегах многих современных морей. На основании изучения найденных в отложениях этих террас остатков древней фауны можно предполагать, что в течение четвертичного периода происходило также изменение температуры и химического режима морских вод.

Кроме древнекаспийской трансгрессии, периодически происходили, в общем небольшие трансгрессии Черного, Баренцева и

Рис. 139. Схематическая структурно-палеогеографическая карта раннеогеновой эпохи (по Н. М. Страхову, Г. И. Немкову, с изменениями)

1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления кайнозойского складкообразования; 4 — области проявления эпиплатформенного орогенеза; 5 — области проявления вулканизма; 6 — границы древних и молодых платформ



других морей. Эти трансгрессии в основном были связаны с колебаниями уровня Мирового океана.

Полагают, что с начала кайнозойской эры земная ось и экватор занимали уже положение, аналогичное современному. Климат в палеогеновом периоде и начале неогена был, как и в мезозое, теплый. В палеогеновом периоде зона тропического и субтропического климата охватывала не только территорию Средиземноморского геосинклинального пояса, но распространялась и севернее его. В Центральной Европе и на юге Восточно-Европейской платформы существовал субтропический климат. Севернее, вплоть до Гренландии, находилась зона умеренного климата, благоприятного для угленакопления (в палеогеновых и неогеновых отложениях Гренландии содержатся бурые угли). Полярная климатическая зона в северной полушарии, вероятно, отсутствовала. Сухой, полупустынный и пустынный климат в палеогене, способствовавший накоплению гипсов и солей, установился в Центральной и Средней Азии, по берегам Средиземного моря и Мексиканского залива. В олигоценую эпоху в Центральной Европе климат стал умеренным.

В начале неогена в Западной Европе и на юге Восточно-Европейской платформы был теплый, умеренный или субтропический климат, но с зимним сезоном, что подтверждается составом остатков растений и животных. К северу от этой зоны (вплоть до Гренландии) климат оставался умеренным.

Во второй половине неогенового периода, в плиоценовую эпоху климат в Европе стал умеренным континентальным, но все же более теплым, чем в современную эпоху. В конце неогена, когда сформировались альпийские горные сооружения, наступило похолодание, и климатическая обстановка стала похожей на современную. Некоторые ученые полагают, что климат в то время в Западной Европе был более суровым, чем теперь. Похолодание, установившееся в северной полушарии в конце неогена, привело к образованию обширных оледенений, площадь которых значительно увеличилась в четвертичном периоде. Оледенения охватили большие территории в Европе, Северной Америке и Азии. В южной полушарии следы четвертичных оледенений установлены лишь в горах.

Центры оледенений Европы находились в Скандинавских горах и Альпах. Наиболее крупными были скандинавские ледники, сыгравшие особенно большую роль в выработке рельефа и в накоплении четвертичных осадков.

Отчетливо выделено три четвертичных оледенения: миндельское (раннечетвертичное), рисское (среднечетвертичное) и вюрмское

Рис. 140. Карта максимального (диснепровского) оледенения

1 — площадь материкового оледенения; 2 — фирновый лед; 3 — пак; 4 — горные оледенения; 5 — части материков, не покрытые льдом; 6 — море; 7 — предполагаемые границы материка в эпоху максимального оледенения

(позднечетвертичное). На территории Европейской части СССР им соответствуют лихвинское, днепровское и валдайское. Впрочем, позднее на этой территории стали выделять до пяти-шести оледенений. Ледниковые массы постепенно сползали со Скандинавии по всем направлениям, покрывая обширные равнинные площади.

Наиболее крупным оледенением было днепровское, когда льдами оказалась покрыта большая часть территории Европейской части СССР. Днепровский ледник в виде двух широких языков, двигавшихся по долинам рек Днепра и Дона, проник далеко на юг: по Днепру — до широт Днепропетровска и юго-Дону — до устья реки Медведицы (рис. 140).

Наиболее позднее оледенение — вюрмское, кроме морены, оставило во многих местах хорошо сохранившиеся ледниковые аккумулятивные формы рельефа — конечноморенные гряды, озы, друмлины, а в районах развития твердых пород также и эрозионные формы рельефа — следы ледниковой обработки скал («бараньи лбы»). В СССР ледниковые формы рельефа (аккумулятивные и эрозионные) особенно хорошо сохранились на территории Карелии, где на поверхность выходят кристаллические породы докембрия, а также в Белоруссии и на Валдайской возвышенности. В Азиатской части СССР четвертичные оледенения не имели сплошного распространения из-за большой сухости климата. Центры оледенений находились на Новой Земле и на Северном Урале, на Таймыре, в горах Северо-Востока, в Забайкалье. Еще большие пространства, чем в Европе, были охвачены оледенениями в Северной Америке, где границы ледников достигали 38° северной широты.

К началу современной эпохи, в связи с таянием последнего ледника, устанавливаются существующие теперь физико-географические условия и климатическая зональность.

ОТЛОЖЕНИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАЙНОЗОЯ

Палеогеновые и неогеновые отложения развиты в меньшей степени, чем мезозойские и палеозойские. Что же касается четвертичных отложений, то они практически распространены повсеместно, плащеобразно прикрывая отложения различных систем, но мощность их крайне ограничена и в среднем не превышает нескольких десятков метров.

Геосинклинальные формации и формации краевых прогибов кайнозоя. Поскольку история развития Средиземноморского и Тихоокеанского геосинклинальных поясов в кайнозое далеко не одинакова, соответственно по-разному в них происходило и осадконакопление.

Альпийско-Гималайская область Средиземноморского пояса на протяжении палеогена отличалась значительной расчленен-

ностью, чередованием приподнятых складчатых структур и глубоких узких прогибов. В последних формировались флишевые формации. Вместе с флишем образовались также и карбонатные формации, широко представленные, в частности, нуммулитовыми известняками. К концу палеогена в связи с заложением краевых прогибов начинает отлагаться моласса — грубообломочные толщи пород.

Накопление молассы в краевых (и межгорных) прогибах указанной области происходит и в неогене и даже в четвертичном периоде; все же кое-где в неогене формировались и флишевые формации.

В геосинклинальных прогибах Тихоокеанского геосинклинального пояса в палеогене и неогене шло накопление песчано-сланцевых формаций, а также эффузивов кислого и основного состава. В молодых геосинклинальных прогибах Тихоокеанского пояса накопление туфогенно-осадочной формации происходило и в четвертичном периоде; ее мощность достигает иногда двух километров.

Следует подчеркнуть, что с палеогеновыми и особенно неогеновыми отложениями, преимущественно молассовыми, как в Альпийско-Гималайской зоне, так и в Тихоокеанском поясе связаны нефтегазоносные провинции и месторождения юга Западной Европы, Карпат, Кавказа, Ближнего и Среднего Востока (Иран, Ирак, Саудовская Аравия, Кувейт и др.), Бирмы, Малайского архипелага, Японии, Сахалина, Калифорнии, Центральной Америки, Мексики, Венесуэлы, Колумбии, Аргентины и т. д.

В четвертичном периоде геосинклинальные формации отлагались на весьма ограниченных площадях. Молассовые формации продолжают отлагаться в углубляющихся краевых прогибах Альпийско-Гималайской зоны и во впадинах областей эпиплатформенного орогенеза.

Платформенные формации кайнозоя. Платформенные формации кайнозоя, за исключением отложений четвертичного возраста, представлены крайне неравномерно. На Восточно-Европейской платформе отложения палеогена и неогена развиты почти исключительно в южной ее части. Палеоген начинается здесь морской терригенной формацией (в одних местах с глауконитом, в других — с опоками и трепелами), которая сменяется (в олигоцене) континентальной песчано-глинистой формацией. На Украине, в бассейне Днепра (г. Никополь), к морской терригенной формации приурочено осадочное месторождение марганцевых руд. В пределах Украинского кристаллического щита, в многочисленных впадинах на протяжении эоцена отлагались континентальные угленосные отложения так называемого Днепровского бурого угольного бассейна.

Сибирская платформа на протяжении всего палеогена занимала высокое положение и на ней осадконакопление в общем не происходило. Морские, а с олигодена континентальные терригенные формации широко накапливались на Западно-Сибирской и Туранской плитах Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы.

В Ивдельском районе Северного Зауралья палеогеновые отложения, как и на Украине, содержат марганцевые осадочные руды.

Отмечается значительная фосфоритоносность палеогеновых отложений Африканской платформы (Тунис, Алжир, Марокко).

На Северо-Американской платформе (США, Канада) в начале палеогенового периода продолжалось накопление континентальной угленосной формации. Значительные по мощности континентальные угленосные толщи отлагались также в прогибах и впадинах мезозойских структур Дальнего Востока.

В неогеновом периоде в связи с усложнением рельефа и установлением континентального режима на значительных территориях платформ преимущественное развитие получили континентальные отложения: речные и озерные песчано-глинистые осадки, нередко угленосные. Однако на Сибирской платформе, как и в палеогене, осадконакопление в неогене практически не проявлялось.

В первой и начале второй половины неогенового периода в сравнительно узких морских бассейнах, располагавшихся вдоль геосинклинальных поясов, особенно Средиземноморского, отлагалась карбонатно-терригенная формация (ракушечные известняки, глины, пески). На окраинах и в заливах таких бассейнов, расположенных в зоне теплого сухого климата, накапливались соленосные осадки (например, каменная и калийная соли, гипс в Предкарпатье и Закарпатье, в Туркмении). Нередко морские и озерные отложения неогена содержат мощные пласты оолитовых бурых железняков (Керченский полуостров, Западно-Сибирская низменность, Тургайский прогиб и др.).

Палеогеновые и неогеновые отложения в СССР развиты в основном на юго-западных и восточных окраинах и в пределах плит Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. Следует отметить их широкое участие в сложении окраинных зон Карпат, Горного Крыма, Кавказа и Копетдага, а так же Сахалина, Камчатки и Курильских островов.

Четвертичные отложения на древних и молодых платформах характеризуются повсеместным распространением и почти сплошным покровом перекрывают все более древние отложения. Мощность их на платформах в общем небольшая и колеблется от десятых долей метра до нескольких десятков метров, в среднем 10—30 м; значительно реже их мощность превышает 100 м и совсем редко достигает нескольких сотен метров.

В составе платформенных четвертичных отложений сравнительно легко выделить породы различного происхождения. По происхождению среди них выделяют ледниковые (гляциальные), отложения ледниковых талых вод (флювиогляциальные), эоловые, озерные, морские, речные (аллювиальные), элювиальные и др.

В Северном полушарии среди четвертичных отложений особенно большое распространение имеют ледниковые. В СССР они

покрывают большую часть Восточно-Европейской платформы, значительную часть Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. В зависимости от числа оледенений, проявившихся на данной территории, ледниковые отложения могут быть представлены несколькими слоями валунного суглинка (морены). Суммарная мощность ледниковых отложений вместе с межледниковыми осадками может достигать 10—30 м и более.

Во внеледниковых районах на суше в четвертичном периоде происходило накопление различных континентальных осадков, энергично разрабатывались речные долины, в формировании которых деятельное участие принимали во многих местах и ледниковые талые воды. В речных долинах накапливались относительно мощные (в несколько десятков метров) толщи аллювиальных и флювиогляциальных осадков (преимущественно кварцевые пески), которые слагают речные террасы, достигающие местами в ширину десятков километров. Флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки накапливались нередко и на обширных равнинных площадях, где талые воды собирались во временных озерных водоемах, подпираемых моренными грядами.

В пределах современных пустынь на протяжении всего четвертичного периода (возможно, еще с конца неогенового периода) шло накопление золых песков, а в их периферических областях — лёсса. В Каракумах и Кызылкумах мощность золых песков достигает 500 м.

На заболоченных территориях, например в Белоруссии, в поймах рек широко развивалось торфообразование.

Вдоль побережий Каспийского, Черного, Балтийского, Баренцева и других морей, омывающих современные материки, выявлены четвертичные преимущественно песчано-глинистые морские отложения. Четвертичные морские отложения заполняют, в частности, всю Прикаспийскую низменность и их мощность превышает 100 м. Четвертичные отложения на многих участках суши, особенно возвышающихся в рельефе, например, на Урале, в Донбассе, Казахском мелкосопочнике, представлены только элювием небольшой мощности. С четвертичными элювиальными и аллювиальными отложениями нередко связаны россыпные месторождения золота, алмазов, драгоценных камней, а с морскими пляжными песками — редкоземельные минералы (ильменит, циркон и др.).

Распространение четвертичных отложений показывается на специальных картах четвертичных отложений. На них в отличие от обычных геологических карт различным цветом показано происхождение пород, а к возрастным индексам добавляется специальный буквенный генетический индекс. Например: Q_3gl — ледниковые отложения верхнечетвертичного отдела, Q_2fgl — флювиогляциальные отложения среднечетвертичного отдела, Q_4al , Q_1al — аллювиальные отложения современного отдела и древнечетвертичного отдела, Q_3l — лёссовые отложения верхнечетвер-

тичного отдела, Q_{3ae} — золотые отложения верхнечетвертичного отдела, Q_{3m} — морские отложения верхнечетвертичного отдела и т. д. Штриховыми знаками показывается состав пород.

Глава 27

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Большинство исследователей придерживаются представления о направленном развитии тектонических процессов на Земле и его необратимости. Каждый тектонический этап развития, кроме общих для всех этапов черт, имеет свои, присущие только ему качественные отличия. Отметим некоторые из них.

Каледонский тектонический этап развития в целом характеризуется незавершенностью и отсутствием краевых прогибов.

Герцинский тектонический этап — первый в фанерозое ознаменовался широким образованием краевых прогибов (эта особенность сохраняется в киммерийский и альпийский тектонические этапы).

Киммерийский тектонический этап сопровождался образованием внегеосинклинальных структур и формированием Тихоокеанского вулканического пояса.

Альпийский тектонический этап сопровождался проявлением эпиплатформенного орогенеза.

С конца палеозоя наряду с продолжением основного направления в развитии земной коры — превращения геосинклинальных поясов или областей в платформы — проявляется новый процесс — распад материков, заложение глубоких и обширных океанических впадин с последующей океанизацией материковой земной коры. Вновь образованные океанические впадины продолжают сохраняться и поныне.

Тектоника — не только основной фактор формирования структуры земной коры; она существенно воздействует на физико-географические условия; осадконакопление и другие явления.

Физико-географические условия как современные, так и древние создаются и создавались не только под влиянием внешних, космических факторов (солнечное тепло), но и в результате воздействий внутренних сил самой планеты. Все основные факторы физико-географической обстановки — рельеф, климат, ландшафт, распространение организмов — в большей или меньшей мере могут быть обусловлены тектоникуй. Под влиянием тектонических движений, вулканизма возникают горы, впадины, равнины и прочие элементы поверхности. Особенно сильно расчлененный рельеф образуется в пределах геосинклинальных поясов в стадию

их орогенного развития. В областях длительного прогибания появляются моря, озера.

Усложнение рельефа под влиянием тектогенеза сказывается и на климате. Усиленное воздымание гор или обширных площадей ведет соответственно к возникновению горных или материковых оледенений, что вызывает похолодание. Обширные трансгрессии морей смягчают климат («морской» климат).

Тектоника — ведущий фактор в образовании формаций. На протяжении определенного тектонического этапа развития по мере изменения тектонической обстановки меняется и характер осадконакопления, т. е. происходит смена одних формаций другими. В связи с этим различают формационные ряды — геосинклинальные, платформенные, краевых прогибов.

Необратимость развития земной коры проявляется также и в том, что многие породы или целые формации свойственны только определенному отрезку геологического времени, например: джеспилиты, лептиты и другие характерны для докембрия; молассовые формации начинают накапливаться только с позднего палеозоя; соли — с начала палеозоя; угли — с конца девонского периода.

Тектонические движения всегда в той или иной степени сочетаются с магматизмом. В геосинклинальных поясах на ранних этапах развития преобладает эффузивный магматизм, преимущественно основного состава, на позднем, орогенном этапе преобладает интрузивный магматизм, преимущественно гранитоидного состава. На платформах магматизм значительно ослаблен и если проявляется, то преимущественно в виде эффузивов и интрузивов основного состава (трапповый вулканизм). Но возможны и отклонения: в киммерийский тектонический этап на платформах, прилегающих к Тихому океану, широко проявлялся платформенный магматизм кислого состава. Характерно, что наибольший размах магматической деятельности приходится на докембрий.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Под влиянием непрерывно изменяющихся внешних условий развитие органического мира шло преимущественно от более простых, низкоорганизованных форм к более совершенным и высокоорганизованным. Иными словами, типичным является прогрессивный ход эволюции.

Другой характерной чертой эволюции является ее необратимость. Организмы, которые приобрели в процессе эволюции какие-либо новые признаки, не могут вернуться в прежнее, исходное состояние. То обстоятельство, что исчезнувшие виды не могут появиться второй раз на Земле, является очень важной особенностью развития органического мира; оно положено в основу использования палеонтологических остатков для определения относительного возраста горных пород.

Основную причину изменения фауны и флоры усматривают в тектонических процессах, под влиянием которых изменяются и физико-географические условия на земной поверхности. Однако такие изменения никогда не происходят одновременно на всем земном шаре, и поэтому они не всегда в состоянии оказать влияние на условия обитания данной группы организмов в пределах всей области, ею населенной. Только в отдельных случаях резкие изменения физико-географических условий могут стать причиной полного исчезновения какого-либо вида или видов организмов. Очевидно, вымирание видов или групп организмов на всей территории их распространения обусловлено в значительной степени появлением в результате эволюции (под влиянием изменившихся условий) новых, более приспособленных к данным условиям существования видов или групп организмов.

Установлено, что эволюция органического мира значительно ускоряется в эпохи интенсивного тектонического развития земной коры. Обновление органического мира приурочивалось ко времени завершения каледонского, герцинского и киммерийского этапов тектонического развития. При этом обновление растительного мира заметно опережает обновление животного мира.

Основы геологии СССР

Глава 28

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ
И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СССР****СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ
ТЕРРИТОРИИ СССР**

Советский Союз занимает обширную территорию, равную $\frac{1}{6}$ площади всей суши. Геологическое изучение страны началось давно, но наибольший размах оно получило лишь после Великой Октябрьской социалистической революции. В истории геологического изучения страны выделяют два основных этапа: первый — до 1917 года; второй — после Великой Октябрьской социалистической революции.

Несмотря на большую продолжительность первого этапа (два три столетия), геологическая изученность территории страны к началу второго этапа не достигла должного уровня, хотя ученые России в то время внесли значительный вклад в освещение ряда общегеологических вопросов. Основным недостатком первого этапа геологического изучения страны является очень слабая постановка региональных исследований, т. е. конкретного изучения геологического строения ее отдельных районов.

Научно обоснованная постановка поисково-разведочных работ возможна лишь при наличии геологических карт отдельных регионов и страны в целом. Более или менее планомерная геологическая съемка для составления геологической карты страны началась после создания Геологического комитета (1882 г.). За первые 35 лет работы этого комитета (1882—1917 гг.) геологической съемкой было охвачено лишь 10,5% территории страны. Основное внимание уделялось съемке Европейской части России; на восточной, значительно большей части страны геологические съемки почти не производились.

Многие из ранее известных месторождений, которые разрабатываются и поныне, как, например, Донецкий угольный бассейн, месторождения нефти на Апшеронском полуострове, уральские месторождения железных и медных руд, некоторые месторождения цветных металлов Алтая, Средней Азии и Сибири, были по-настоящему изучены и разведаны только в советское время. Уже в первые послереволюционные годы, и особенно с 1928 г., неуклонно наращивались темпы геологосъемочных, поисковых и геологоразведочных работ в нашей стране. На 1 января 1929 г.

геологическим картированием было охвачено 18% территории страны, на 1 января 1934 г. — 35,8%; на 1 января 1940 г. — 65,8%; на 1 января 1945 г. — 72,8%. В настоящее время обзорной мелкомасштабной геологической съемкой охвачена вся территория СССР.

В 1937 г. была издана первая обзорная геологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, а в 1940 г. — в масштабе 1 : 2 500 000. На этих картах имелись еще «белые» пятна (незаятые площади) на северо-востоке и севере страны. В эти же годы также были развернуты работы по составлению геологических карт более крупных масштабов. В 1955 и 1956 гг. были изданы новые обзорные геологические карты СССР в масштабе 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000; они уже не содержали белых пятен. В 1966 г. вышла новая геологическая карта СССР в масштабе 1 : 2 500 000 с повсеместно снятым четвертичным покровом. Это крупный успех в геологическом картировании СССР. В 1952 г., а затем в 1956 г. в новом, исправленном виде издана тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000.

Более полные сведения по геологии и тектонике СССР освещены в тектонических картах Европы и Евразии масштаба 1 : 5 000 000, составленных советскими учеными в 1965—1966 гг., в региональных геологических картах более крупных масштабов и ряде других карт, опубликованных в последние годы.

Начиная с 1945 г. размах геологических работ особенно возрос. Было открыто много новых крупных месторождений различных полезных ископаемых. Так, в Кустанайской области Казахстана обнаружены и разведаны залежи железных руд и энергетических углей, в Восточной Сибири выявлены многочисленные месторождения бурых и каменных углей, месторождения алмазов, высококачественные железные руды разведаны в центре Европейской части СССР — в пределах Курской магнитной аномалии. Выявлены месторождения природного газа на Украине, в Средней Азии, в Предкавказье и других местах; установлена нефтегазоносность Западной Сибири и т. д.

В настоящее время Советский Союз занимает первое место в мире по разведанным запасам угля, железных и марганцевых руд, апатитов, калийных солей и некоторых других полезных ископаемых.

Ближайшие задачи геологической службы СССР выражаются в дальнейшем расширении работ по крупномасштабной геологической съемке, обеспечивающей правильное направление поисковых и разведочных работ, во все более широкое применение геофизических и буровых работ по исследованию глубоких недр и использованию скрытых в них полезных ископаемых.

На современном этапе региональных геологических исследований широко используются геофизические методы, аэрокартирование, космические съемки и бурение сверхглубоких скважин.

В основу тектонического районирования территории СССР, как и всей земной коры, положен принцип районирования по времени проявления главной для данной территории складчатости. На территории СССР представлены все основные типы структур, свойственные земной коре.

На основе указанного принципа в пределах СССР в материковой его части выделяются следующие главные структуры (рис. 141):

1. Восточно-Европейская древняя платформа.
2. Сибирская древняя платформа.
3. Области байкальской складчатости или эпибайкальские платформы.
4. Область палеозойской складчатости (эпипалеозойская платформа).
5. Область мезозойской (киммерийской) складчатости (эпикиммерийская платформа).
6. Области кайнозойской (альпийской) складчатости Юго-Запада и Юга СССР, а также Востока СССР.

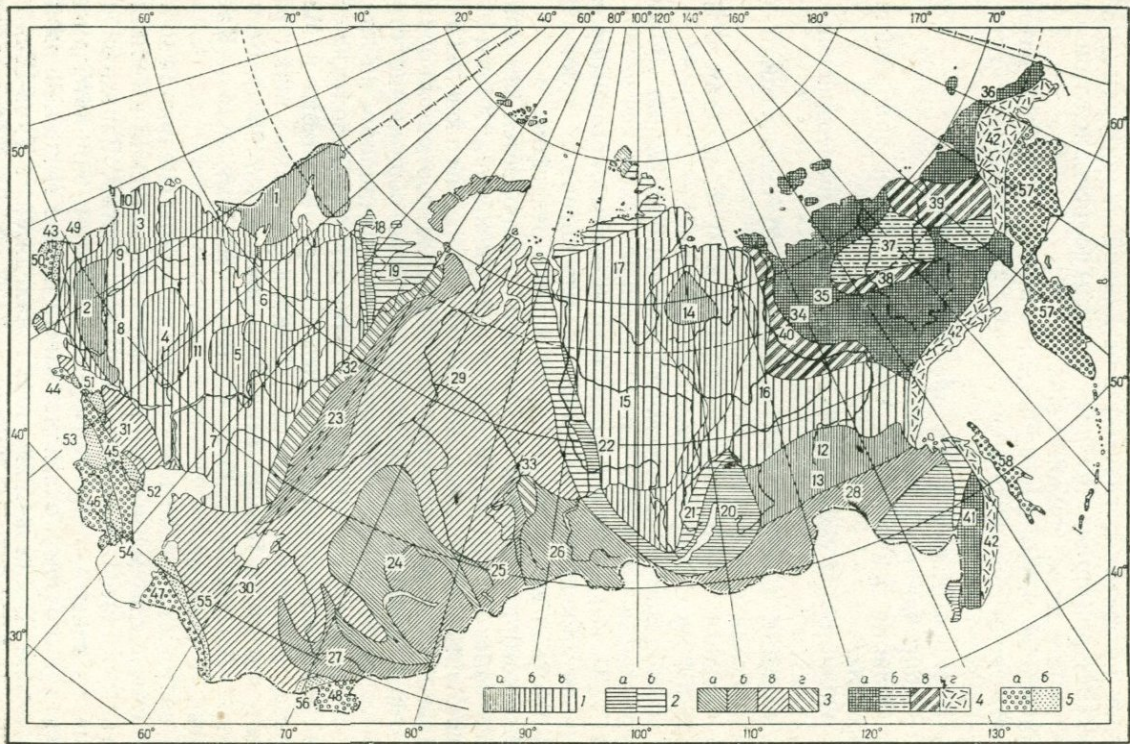
Разнообразие тектонического строения определило сложность и разнообразие рельефа нашей страны.

В СССР свыше 15% его территории имеет высокогорный рельеф, остальная площадь — равнины и плоскогорья, усложненные лишь местами высоким или низкогорным рельефом.

Высокогорный рельеф характерен для областей мезозойской и кайнозойской складчатости, а также для обширной зоны на юге Урало-Монгольской эпипалеозойской платформы и южных окраин Сибирской платформы, где проявился эпиплатформенный орогенез, т. е. горы образуют все южное и восточное обрамление страны.

Высокогорный пояс Советского Союза начинается на крайнем юго-западе и юге страны, где располагаются кайнозойские структуры Восточных Карпат, Горного Крыма, Большого и Малого Кавказа, Копетдага и Памира. Наиболее высокие точки располагаются здесь на Памире (пик Коммунизма — 7495 м), Большом Кавказе (Эльбрус — 5633 м, Казбек — 5047 м), Малом Кавказе (Арагац — 4095 м).

К востоку кайнозойские горные структуры сменяются горными хребтами и системами, возникшими в каледонский и герцинский этапы тектогенеза. Это — Тянь-Шань, Алтай, Западные и Восточные Саяны — горы, которые испытали эпиплатформенный орогенез и поэтому оказались местами еще выше кайнозойских сооружений. В них высшие точки находятся в Тянь-Шане (пик Ленина — 7134 м, пик Победы — 7439 м), на Алтае (гора Белуха — 4506 м). Еще далее к востоку хребты Саян сменяются байкальскими структурами Хамар-Дабана, Прибайкальских и Забайкальских хребтов и докембрийской структурой Станового хребта; все эти горы также испытали эпиплатформенный орогенез.



Обширная горная страна занимает весь Северо-Восток и Восток СССР. Это мезозойские структуры Верхоянских гор, хребта Черского, Колымского хребта, Оймяконского нагорья и других хребтов и нагорий Северо-Востока, Сихотэ-Алиня и, наконец, вдоль Тихоокеанского побережья — молодые, кайнозойские структуры Корьякского и Срединного хребтов и вулканических гористых островов Курильской гряды. К востоку от озера Байкал, в бассейне р. Амура протягиваются герцинские структуры Борщовочного хребта, Малого Хингана.

Территории низменного, равнинного рельефа совпадают с расположением платформ, главным образом их плитных частей. К плитам приурочены огромная Русская равнина, еще бо́льшая по площади Западно-Сибирская низменность, а также Туранская низменность (две последние — в пределах эпипалеозойской платформы). На Сибирской платформе, испытавшей в кайнозое значительное общее поднятие, образовалось Средне-Сибирское плоскогорье.

На древних и молодых платформах имеются обширные относительно высоко или слабо приподнятые территории, совпадающие

Рис. 141. Схематическая тектоническая карта СССР

1 — древние платформы: а — выступы фундамента, б — районы с неглубоким залеганием фундамента, в — районы с глубоким залеганием фундамента; 2 — области байкальской складчатости: а — выступы фундамента, б — области, прикрытые платформенным чехлом; 3 — области палеозойской складчатости: а — области каледонской складчатости, выступающие на поверхность; б — области герцинской складчатости, выступающие на поверхность; в — области палеозойской складчатости, прикрытые чехлом; г — краевые прогибы и межгорные впадины в области палеозойской складчатости; 4 — области мезозойской складчатости: а — области мезозойской складчатости, выступающие на поверхность; б — срединные массивы, в — краевые прогибы и внутренние впадины в области мезозойской складчатости; г — краевой вулканический пояс; 5 — области кайнозойской складчатости: а — области кайнозойской складчатости, выступающие на поверхность; б — краевые прогибы и межгорные впадины в области кайнозойской складчатости.

Цифры на карте:

Восточно-Европейская платформа: 1 — Балтийский щит, 2 — Украинский щит, 3 — Белорусская антеклиза, 4 — Воронежская антеклиза, 5 — Волго-Уральская антеклиза, 6 — Московская синеклиза, 7 — Прикаспийская синеклиза, 8 — Днепровско-Донецкий прогиб; 9 — Припятский прогиб, 10 — Балтийская синеклиза, 11 — Пачелмский прогиб. Сибирская платформа: 12 — Алданский щит, 13 — сводное поднятие Станового хребта, 14 — Анабарская антеклиза, 15 — Тунгусская синеклиза, 16 — Вилюйская синеклиза, 17 — Хатангский прогиб. Области байкальской складчатости: 18 — Тиманское поднятие, 19 — Печорская синеклиза, 20 — Байкальская складчатая область, 21 — Ангаро-Ленский прогиб, 22 — Енисейский мегантиклинорий. Области палеозойской складчатости: 23 — Уральская складчатая система, 24 — Центрально-Казахстанская складчатая область, 25 — Алтай, 26 — Саяны, 27 — Тянь-Шанская складчатая система, 28 — Восточно-Забайкальско-Приамурская складчатая зона, 29 — Западно-Сибирская плита, 30 — Туранская плита, 31 — Скифская плита, 32 — Предуральский прогиб, 33 — Куро-Нецкий прогиб. Области мезозойской складчатости: 34 — Верхоянская антиклинальная зона, 35 — Яно-Колымская синклинальная зона, 36 — Чукотская складчатая зона, 37 — Колымский срединный массив, 38 — Зырянская впадина, 39 — Олойская впадина, 40 — Предверхоанский прогиб, 41 — Сихотэ-Алинская складчатая область, 42 — краевой вулканический пояс. Области кайнозойской складчатости: 43 — мегантиклинорий Восточных Карпат, 44 — мегантиклинорий Горного Крыма, 45 — мегантиклинорий Большого Кавказа, 46 — мегантиклинорий Малого Кавказа, 47 — складчатая система Копетдага, 48 — складчатая система Памира, 49 — Предкарпатский прогиб, 50 — Закарпатский прогиб, 51 — Индоло-Кубанский прогиб, 52 — Терско-Кумский прогиб, 53 — Рионская впадина, 54 — Курильская впадина, 55 — Предкопетдагский прогиб, 56 — Предпамирский прогиб, 57 — Корьякско-Камчатско-Курильская складчатая система, 58 — Сахалинская складчатая система

с положительными структурами — щитами, антеклизмами, поднятиями, линейно-вытянутыми складчатыми зонами (последние только в пределах эпипалеозойских платформ). Такими образованиями являются Урал, горы Таймыра, Кольского полуострова, Тиманский кряж, Енисейский кряж, Казахский мелкосопочник и др.

Крупные понижения в рельефе образуют предгорные и межгорные прогибы, в том числе и компенсационные прогибы в областях, охваченных эпиплатформенным орогенезом. К ним относятся, например, Ферганская котловина среди вторично приподнятых горных хребтов Тянь-Шаня, Рионская и Кура-Араксинская низменности между структурами Большого и Малого Кавказа. Некоторые из межгорных впадин имеют большие глубины и представляют собой озера (Байкал, Балкаш и др.).

Современный горный рельеф — результат молодых, кайнозойских движений. Все крупные неровности рельефа, созданные ранее, в докембрии, палеозое и отчасти в мезозое, были затем уничтожены размывом, денудацией. Что же касается кайнозойских горных сооружений, то высокое положение в рельефе связано с тем, что процесс их формирования и воздымания еще не завершен.

Глава 29

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ (РУССКАЯ) ПЛАТФОРМА

ГРАНИЦЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа вместе с примыкающими к ней на западе и северо-востоке байкалидами занимает огромную территорию Восточной, Северной и Центральной Европы и со всех сторон ограничена палеозойскими структурами (преимущественно герцинскими, а на Скандинавском полуострове — каледонскими). Только на юго-западе к ней примыкают альпийские структуры Восточных Карпат*.

На востоке граница собственно Восточно-Европейской платформы проходит вдоль герцинского Предуральского краевого прогиба и у южного его окончания поворачивает на юго-запад и запад, протягиваясь по северной окраине Каспийского и Азовского морей, через Перекопский перешеек к устью р. Дунай. Здесь граница платформы поворачивает на северо-запад, проходит вдоль Карпатского краевого прогиба в направлении Вар-

* Древние платформы — Восточно-Европейская и Сибирская — рассматриваются совместно с примыкающими к ним байкалидами (в пределах СССР).



Рис. 142. Геологический разрез через Восточно-Европейскую платформу по линии Баренцево море—Батуми (по М. В. Муратову)
 1 — неоген; 2 — палеоген; 3 — мел; 4 — юра; 5 — пермь; 6 — карбон; 7 — девон; 8 — силур; 9 — кембрий; 10 — палеозой; 11 — рифей;
 12 — протерозой; 13 — архей; 14 — гранитные интрузии; 15 — сбросы и взбросы; 16 — щелочные интрузии



Рис. 143. Геологический разрез через Восточно-Европейскую платформу по линии Восточные Карпаты—Урал (по М. В. Муратову)
 1 — неоген; 2 — палеоген; 3 — мел; 4 — юра; 5 — пермь; 6 — карбон; 7 — девон; 8 — силур; 9 — палеозой; 10 — рифей; 11 — про-
 терозой; 12 — архей; 13 — гранитные интрузии; 14 — сбросы и взбросы

шавы и далее вдоль внутреннего края Скандинавских гор до северного их окончания. Отсюда северная граница платформы условно проводится по прямой, соединяющей Варангер-фиорд с северной оконечностью Тиманского кряжа. В пределах СССР совместно с Восточно-Европейской платформой рассматривается область Тиманского кряжа и Печорской синеклизы, принадлежащие к байкалидам.

В тектоническом районировании Восточно-Европейской платформы, как и всех древних платформ, различают структуры фундамента и структуры чехла.

Среди структур фундамента на платформе выделяют два щита: Балтийский и Украинский. Балтийский щит — более крупный и занимает северо-западную часть платформы. В пределы СССР входит сравнительно небольшая его часть (она располагается на территории Карелии и Кольского полуострова). Украинский щит находится целиком в пределах СССР, на юге платформы.

Более разнообразно и широко на Восточно-Европейской платформе (и прилегающих к ней байкалидах) представлены структуры чехла: синеклизы, антеклизы, прогибы, выступы, впадины и подчиненные им структуры. К числу наиболее крупных и древних синеклиз относятся Московская — в северо-западной части и Прикаспийская — в южной части платформы. Меньшими по размерам являются Печорская синеклиза на крайнем северо-востоке и Балтийская — на крайнем западе; на юго-западном ограничении платформы находится Причерноморская впадина.

В центральной части платформы располагаются три крупные антеклизы: Волго-Уральская, Воронежская и Белорусская. Они разделяются между собой глубокими прогибами типа авлакогенов. Московская и Печорская синеклизы разделяются Тиманским поднятием (рис. 142 и 143).

ПОНЯТИЕ О ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУРАХ ВЫСШИХ ПОРЯДКОВ *

На плитах древних платформ помимо синеклиз, антеклиз и аналогичных по рангу структур выделяется еще целый ряд подчиненных им структур, или структур высших порядков. К таким структурам принадлежат валы, флексуры, соляные купола и некоторые другие.

В а л ы — вытянутые, пологие платформенные антиклинальные структуры, состоящие из четковидно или кулисообразно протягивающихся куполовидных поднятий, разделенных прогибами малой амплитуды. Длина наиболее крупных валов может достигать нескольких сотен, а ширина — нескольких десятков

* Эти сведения относятся как к Восточно-Европейской, так и к Сибирской платформе.

километров. Располагаются они обычно на склонах синеклиз или антеклиз. Углы падения крыльев очень малы — до нескольких градусов.

Флексуры — уступообразные изгибы пластов; характерны для многих платформенных складок и валов.

Соляные купола — образуются в синеклизах и впадинах, где развиты мощные соляные толщи пород. Размеры различные, но самые крупные из них достигают 80—100 км в поперечнике при высоте до 8—10 км (например, соляной купол Челкар в Прикаспийской синеклизе). Аналогичные структуры встречаются и в пределах молодых платформ, где имеется платформенный чехол.

Выделяют также определенные структуры и в складчатом фундаменте платформ, выходящем на дневную поверхность: это синклинории, антиклинории, впадины и прогибы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

История развития Восточно-Европейской платформы, как и всех древних платформ, разделяется на два крупных и неравных по времени этапа. Первый, больший по продолжительности, охватывает время формирования фундамента платформы, а второй — время формирования платформенного чехла.

История формирования фундамента платформы

В изучении фундамента платформы — его строения, истории развития — большую роль сыграли геофизические исследования и бурение скважин, особенно на пространствах, прикрытых чехлом платформенных осадков. Эти исследования позволили, в частности, представить в общих чертах рельеф фундамента и выделить его в изогипсах (рис. 144).

На Балтийском и Украинском щитах обнаружены биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и другие породы, возраст которых определяется в 3200—3850 млн. лет. Это древнейшие породы платформы. Считают, что эти гнейсы возникли в результате глубокого метаморфизма базальт-андезитовых лав нуклеарной земной коры; они отнесены к раннему архею или, как его нередко называют, к катархею.

В позднем архее (2500—3000 млн. лет) происходило образование протоплатформ. Для этого времени характерны гнейсы и мигматиты, прорываемые гранитными интрузиями. Такие породы широко развиты на Балтийском и Украинском щитах и слагают почти всю Воронежскую антеклизу.

С конца архея и в раннем протерозое (1900—2600 млн. лет) на протоплатформах, существовавших на месте современной Восточно-Европейской платформы, возникли глубокие геосинклинальные прогибы, в которых на Балтийском щите образовалась так называемая беломорская серия гнейсов, на Украинском —

комплекс пород, слагающих Криворожскую и Орехово-Павлоградскую зоны, а на Воронежской антеклизе — породы курской серии. Все эти комплексы пород, относящиеся к верхам архея — низам протерозоя, смяты в складки и прорваны гранитными интрузиями.

С Криворожской и Орехово-Павлоградской зонами на Украинском щите и курской серией пород на Воронежской антеклизе связано содержание железистых кварцитов с промышленными запасами железных руд.

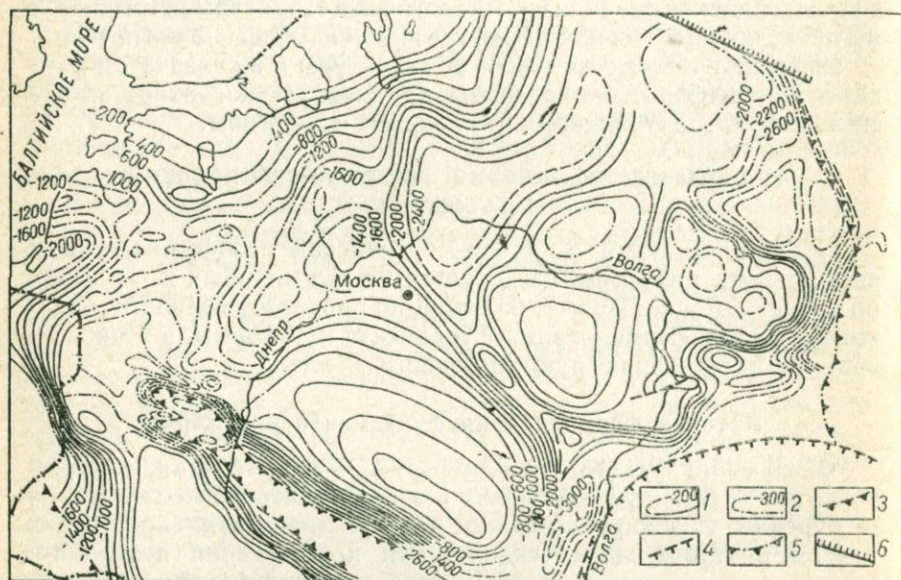


Рис. 144. Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (по Э. Э. Фотиади)

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента, по данным бурения; 2 — то же, по геофизическим данным; 3 — крутые склоны поверхности фундамента; 4 — границы Прикаспийской впадины; 5 — западная граница предгорного прогиба Уральской складчатой зоны; 6 — примерная граница докембрийского и тиманского комплексов фундамента

Следующий этап развития, проявившийся в среднем протерозое, приобретает особое значение в истории платформы. В это время проявилась складчатость, именуемая в Европе карельской, в результате которой полностью оформился фундамент Восточно-Европейской платформы (к этому же времени относится образование и других древних платформ). С окончанием карельской складчатости наступил платформенный этап развития и на некоторых участках платформы уже началось накопление отложений чехла.

В конце рифея — начале кембрия к Восточно-Европейской платформе примкнули байкальские складчатые структуры. Тиманского кряжа и Печорской синеклизы на северо-востоке и байкальды западного обрамления платформы.

На большей части Восточно-Европейской платформы накопление платформенного чехла началось после довольно длительного перерыва, равного не менее 500 млн. лет (1500—1400 млн. лет — 1000—900 млн. лет). Этот перерыв охватывает ранний и средний рифей; в это время платформа почти повсеместно была приподнята и подвергалась усиленной денудации. Только в некоторых впадинах могли образоваться отложения платформенного типа.

В платформенном развитии Восточно-Европейской платформы устанавливаются следующие этапы: рифейско-раннекембрийский, ордовикско-силурийский, позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский; с каждым из них связано образование определенного комплекса отложений.

Рифейско-раннекембрийский этап развития. На этом этапе вдоль окраин платформы оформлялись байкальские складчатые структуры, на самой же платформе кое-где уже с середины рифея формировались платформенные отложения и структуры. К этому же этапу развития относится заложение на платформе ряда грабенообразных прогибов — авлакогенов: Пачелмского, Полеского, Крестцовского и других. В результате намечилось разделение платформы на обширные глыбы — щиты: Балтийский, Украинско-Воронежский, Волго-Уральский. В авлакогенах и других прогибах происходило накопление терригенных комплексов пород. С конца рифея началось заложение Московской синеклизы и развитие с запада морской трансгрессии.

С окончанием раннекембрийской эпохи территория Восточно-Европейской платформы осушилась, поднялась и наступил перерыв в осадконакоплении до начала ордовикского периода; отложения среднего и позднего кембрия на платформе отсутствуют. Исключение составляет Приднестровский прогиб, где непрерывное прогибание и осадконакопление продолжалось до раннего девона включительно.

Ордовикско-силурийский этап развития. Наступил в начале ордовика и закончился в конце раннего девона, когда произошло общее поднятие платформы. Продолжительность этапа — около 100—120 млн. лет.

Начало этапа ознаменовалось прогибанием западной части платформы и развитием трансгрессии; последняя охватила и осевую часть Московской синеклизы. В начале силура опустились байкалиды, где позднее заложилась Печорская синеклиза. С морской трансгрессией связано накопление преимущественно карбонатных пород. В Прибалтике (Эстония, Ленинградская область) к известнякам ордовика приурочиваются пласты горючего сланца — кукурсита.

Все же большая часть платформы на рассматриваемом этапе находилась в приподнятом положении, а к концу его повсеместно остановился континентальный режим.

Позднепалеозойский этап развития. Охватывает время от среднего девона до конца раннего триаса и является наиболее крупным и важным в истории формирования чехла платформы; именно в это время произошла наиболее глубокая перестройка и усложнение структуры платформы. К этому же времени относится накопление толщ пород, слагающих основную часть платформенного чехла.

Уже в начале этапа — в средне-позднечувствительную эпоху на платформе произошло значительное погружение больших территорий, развилась обширная трансгрессия моря, возникли многочисленные прогибы, грабены, разломы. В девонском периоде на юге платформы заложился также Днепровско-Донецкий авлакоген, в результате чего Украинско-Воронежский щит разделился на две части — Украинский щит и Воронежскую антеклизу. Аналогичное явление имело место и в пределах Волго-Уральского щита, который разделился на два поднятия — Токмовское и Татарское.

В конце девонского и начале каменноугольного периодов усилилось прогибание, которое охватило большие площади восточной части платформы. Погружение охватило не только синеклизы и впадины — Московскую, Прикаспийскую, Пачелмский прогиб, Днепровско-Донецкий прогиб, но также и Волго-Уральский щит; в их пределах накопилась мощная толща девонских и каменноугольных осадков. Вся восточная часть платформы, испытавшая погружение, получила название Восточно-Русской впадины. Тектоническое строение этой обширной впадины отличается большой неоднородностью.

К концу позднепалеозойского этапа развития в пермском периоде — раннем триасе произошло общее поднятие платформы. К этому времени в пределах Восточно-русской впадины отчетливо выделилась ее центральная, относительно более приподнятая часть — Волго-Уральская антеклиза; Московская и Прикаспийская синеклизы все еще сохраняли способность к погружению, отчего в них осадконакопление в пермском периоде происходило более интенсивно, чем на Волго-Уральской антеклизе. В пределах Волго-Уральской антеклизы проявились резко дифференцированные движения, что привело к возникновению многочисленных разломов, прогибов, валов, флексур и прочих структур (например, Окско-Цнинский, Сухонский, Вятский валы).

В середине триасового периода и до середины ранней юры поднятия на платформе достигли наибольшей величины, и все это время, начиная с конца перми, на платформе существовал континентальный режим.

На протяжении позднепалеозойского этапа параллельно с усложнением структуры происходило накопление огромной толщи пород, достигшей на востоке платформы мощности в несколько километров, а в Днепровско-Донецком авлакогене — до 10—15 км.

Среди отложений, образовавшихся на Восточно-Европейской платформе, в позднепалеозойском этапе развития преобладающее распространение получили отложения девонской системы. Они участвуют в строении всех крупных структурных элементов платформы, за исключением Балтийского и Украинского щитов. В ряде структур, например, в Воронежской антеклизе, в центральных частях Волго-Уральской антеклизы, они залегают в самом основании осадочного чехла.

Девон на Восточно-Европейской платформе представлен средним и верхним отделами; нижний девон на подавляющей части платформы отсутствует.

Если на западе девонские отложения выражены преимущественно лагунно-континентальными отложениями (в Белоруссии и на севере Украины — соленосные), то на востоке платформы это морские, почти исключительно карбонатные породы. На территории Башкирии, Татарии в основании верхнего девона представлены терригенные нефтеносные отложения (пески, песчаники, глины). Мощность девонских отложений возрастает в направлении с запада на восток и на востоке платформы она достигает 1000 м.

В девонском периоде на платформе по глубинным разломам проявлялась эффузивная деятельность.

Каменноугольные отложения на Восточно-Европейской платформе представлены так же широко и примерно в тех же местах, где и отложения девона. Они обнаружены во всех крупных синеклизах и впадинах. Только на западе платформы, где к поверхности подходят отложения девона и более древние породы, каменноугольные отложения отсутствуют (их нет на щитах и некоторых антеклизях). Наиболее крупные выходы каменноугольных отложений наблюдаются в центральной части платформы. В восточной половине платформы каменноугольные отложения скрыты под толщами пермской системы, а местами — также под толщами мезозоя и кайнозоя.

На Восточно-Европейской платформе представлены все три отдела каменноугольной системы. Наиболее детально изучены и расчленены отложения карбона в угольных бассейнах — Подмосковном и Донецком.

В Подмосковном бассейне карбон представлен морскими, преимущественно карбонатными породами, но в основании выражены и континентальные песчано-глинистые отложения с промышленными пластами бурого угля (в нижнем отделе). На востоке платформы мощность карбона достигает 1000 м, причем здесь они, как и девонские, характеризуются нефтеносностью, а также и газоносностью.

Существенно иначе протекало осадконакопление в карбоне в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена, особенно в пределах Донецкого бассейна.

В Донбассе каменноугольные отложения представлены всеми отделами и по литологическим признакам, флоре и фауне разде-

ляются на 15 свит. Свиты в Донбассе обозначаются буквами латинского алфавита или же индексируются подобно ярусам. Нижний отдел делится на пять свит — $A(C_1^1)$, $B(C_1^1)$, $C(C_1^1)$, $D(C_1^1)$ и $E(C_1^1)$, средний — на семь свит — $F(C_2^2)$, $G(C_2^2)$, $H(C_2^2)$, $I(C_2^2)$, $K(C_2^2)$, $L(C_2^2)$ и $M(C_2^2)$ и верхний — на три свиты — $N(C_3^3)$, $O(C_3^3)$ и $P(C_3^3)$; в пределах свит выделяются еще горизонты.

В каменноугольном комплексе пород Донбасса отчетливо выделяются три формации, отражающие различные условия осадконакопления:

1) нижняя — сложена внизу сланцами и известняками, выше переходит в известняки. Суммарная мощность до 500 м^г составляет свиту $A(C_1^1)$.

2) средняя — угленосная, паралическая, именуемая обычно продуктивной толщей; представляет собой переслаивание глинистых сланцев, песчаников, прослоев известняка и пластов угля. Суммарная мощность до 8—8,5 км, включает свиты от $B(C_1^1)$ до $O(C_3^3)$.

3) верхняя — представлена пестроцветными песчано-глинистыми отложениями, мощностью до 700—1000 м. Составляет свиту $P(C_3^3)$.

Угли в Донбассе каменные, имеются антрацитовые и коксующиеся. Общее число пластов угля в угленосной толще превышает 250. Их мощность колеблется от нескольких сантиметров до 1 м. Отдельные пласты достигают мощности 2—3 м, но они составляют исключение. Число рабочих, т. е. пригодных для разработки, пластов достигает 100 (в Донбассе к рабочим причисляются пласты мощностью свыше 50 см).

Пермские отложения на платформе развиты заметно меньше: они представлены преимущественно в центральной и восточной частях платформы и выполняют осевые части всех крупных синеклиз и впадин (Московской, Печорской, Днепровско-Донецкой, Балтийской). В основном это лагунные и континентальные образования (доломиты, гипсы, соли, глины и др.), но имеются и морские (в том числе и известняки).

Соленосные отложения перми со скоплениями калийных и каменной солей протягиваются полосой вдоль всего Урала (от Соликамска до Соль-Илецка и далее до Каспийского моря). Мощность пермских осадков на востоке платформы до 900—1000 м, а в Прикаспийской синеклизе мощность только соленосной толщи составляет около 2000 м.

Триасовые отложения, формирующиеся на завершающей стадии позднепалеозойского этапа развития платформы, представлены в общем слабо. Они встречаются вместе с пермскими в осевых частях синеклиз и впадин в виде песчано-глинистых, обычно красноцветных осадков континентального происхождения; отдельные горизонты морских отложений триаса известны только в Прикаспийской синеклизе.

В триасовом периоде и в начале раннеюрской эпохи на Восточно-Европейской платформе почти повсеместно существовал континентальный режим.

Мезозойско-кайнозойский этап развития. С начала среднеюрской эпохи начался новый, продолжающийся и по настоящее время этап развития Восточно-Европейской платформы.

Как и предыдущие этапы развития, этот этап начался с погружения платформы и наступления моря. В центральной части платформы значительные погружения в юрском периоде произошли в Днепровско-Донецкой впадине. Столь же значительное погружение проявилось и в Прикаспийской синеклизе, где с конца юрского периода начался рост соляных куполов. После существенных поднятий в раннемеловой эпохе в позднемеловую эпоху только в южной половине платформы происходило погружение и накопление мощных толщ осадков.

С конца палеогена и в неогене, в связи с проявлением орогенной стадии развития в Средиземноморском поясе, Восточно-Европейская платформа поднимается и подвергается энергичной денудации. Однако на южной и юго-западной окраинах платформы, в связи с заложением в неогене краевых прогибов (Предкарпатского, Индоло-Кубанского), вовлекаются в опускание Причерноморская впадина, Прикаспийская синеклиза.

Средне- и особенно верхнеюрские отложения наиболее полно и широко представлены во впадинах и прогибах южной половины платформы; в северной половине они выражены не повсеместно. Общей особенностью этих отложений является их терригенный состав (преимущественно темные, почти черные глины); верхнеюрские известняки известны только в Днепровско-Донецкой впадине, Донбассе и Прикаспийской синеклизе. Для юрских отложений характерны фосфориты, горючие сланцы.

Меловые отложения имеются примерно в тех же структурах, где и юрские, но главное их развитие приходится на южную часть платформы. Для нижнего мела характерны песчано-глинистые морские осадки, а для верхнего мела — преимущественно мел и мергель, мощность которых достигает многих сотен метров.

Палеогеновые и неогеновые отложения имеются почти исключительно в южной половине платформы. В основном это песчано-глинистые отложения, но в неогене широко представлены ракушечные известняки. Для палеогена особенно характерны опоки. Суммарная мощность палеогена и неогена не превышает первых сотен метров, но в Прикаспийской синеклизе местами достигает 1000 м.

Четвертичные отложения развиты на Восточно-Европейской платформе повсеместно. Они представлены разнообразными генетическими комплексами; преимущественное развитие (в северной — большей части платформы) имеет комплекс ледниковых отложений.

Структуры фундамента

Из структур фундамента на Восточно-Европейской платформе отчетливо выделяются два щита; Балтийский и Украинский, где докембрий на больших площадях выходит на поверхность.

Балтийский щит. В пределы СССР входит восточная (меньшая) часть Балтийского щита, охватывающая территорию Карельской АССР и Мурманской области; здесь установлены породы докембрия, прикрытые только отложениями четвертичной системы.

Докембрий Балтийского щита слагают четыре складчатых метаморфических комплекса: саамский, беломорский, карельский и байкальский.

Со всеми складчатыми структурами Балтийского щита широко связаны магматические образования: одни из них представляют орогенные интрузии (преимущественно гранитоидные), другие — анорогенные, т. е. послескладчатые интрузии. Докембрийские молодые анорогенные интрузии представлены гранитами рапакиви. К палеозойским анорогенным интрузиям относятся каледонские щелочные и щелочно-ультраосновные породы и герцинские щелочные породы Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро).

Украинский щит. Располагается целиком в пределах СССР, на территории Украинской ССР, протягиваясь в виде полосы северо-западного простирания, протяженностью до 1000 км и шириной до 200—300 км. В центральной, большей части щита докембрий прикрыт маломощным чехлом кайнозойских отложений, а на остальной площади — только отложениями четвертичной системы.

В восточной части Украинского щита докембрий широко представлен так называемым криворожским метаморфическим комплексом, соответствующим древнейшим породам Балтийского щита, слагающим саамский комплекс. В составе Криворожского метаморфического комплекса различают три серии, средняя из них — криворожская — состоит из сланцев, конгломератов, железистых кварцитов и других пород. Она прослеживается в виде пояса, протяженностью до 200 км и шириной в несколько километров, и с ней связаны железорудные бассейны Кривого Рога, Кременчуга.

Западная часть Украинского щита характеризуется широким развитием протерозойских интрузивных пород, составляющих так называемый Кировоградско-Житомирский гранитный комплекс. В этой же части щита выражены и основные интрузии.

Более молодые-палеозойские щелочные интрузии выявлены в приазовской части щита.

Структуры платформенного чехла

Среди структур платформенного чехла представлены как положительные (антеклизы, выступы), так, особенно, отрицательные структуры (синеклизы, впадины и другие). Ознакомимся с некоторыми из них.

Воронежская антеклиза. Представляет собой пологое поднятие, вытянутое подобно Украинскому щиту, в северо-западном направлении и близкое к нему по своим размерам: длина антеклизы более 700 км, ширина до 250 км.

В додевонское время Воронежская антеклиза и Украинский щит составляли одно целое. С заложением Днепровско-Донецкого авлакогена они разъединились и антеклиза выделилась как самостоятельная положительная структура платформы. В наиболее приподнятой части антеклизы докембрийские образования находятся на глубине всего 50—200 м, а в окрестностях городов Богучара и Павловска, в долине Дона, они выходят на поверхность.

К территории Воронежской антеклизы приурочена одна из крупнейших в мире магнитных аномалий — Курская. Возникновение аномалии вызвано участием в строении фундамента складчатого комплекса, протягивающегося со стороны Украинского щита и включающего железорудную формацию пород.

Докембрий Воронежской антеклизы прикрыт отложениями мезозоя и частично палеозоя (девон на северном склоне и карбон — на южном).

Белорусская антеклиза. Находится в западной части платформы. Платформенный чехол в северной и восточной частях антеклизы представлен отложениями нижнего кембрия и среднего девона. На западной окраине в чехле кроме среднего девона, как и в соседней Балтийской синеклизе, участвуют отложения кембрия, ордовика и силура. В южной и юго-западной частях антеклизы на докембрии лежит только мезозой и кайнозой. Повсеместно на Белорусской антеклизе представлены отложения четвертичной системы, порой значительной мощности.

Волго-Уральская антеклиза. Имеет сложную историю развития и сложное строение. На протяжении рифейско-раннекембрийского этапа развития платформы на месте Волго-Уральской антеклизы располагался обширный щит. В девонском периоде в своде этого щита возник авлакоген и он разделил щит на два поднятия (Токмовское и Татарское). С конца девона оба поднятия, как и вся восточная часть платформы, были вовлечены в опускание, продолжавшееся до конца палеозоя, и на их поверхности накопились мощные толщи верхнего девона и карбона и менее мощная толща перми. В конце палеозоя в пределах Волго-Уральской антеклизы появились многочисленные, усложняющие ее структуры: валы, флексуры, разломы и другие, что благоприят-

ствовало образованию здесь большого числа крупных нефтяных и газовых месторождений.

Московская синеклиза. Занимает обширную территорию в центральной части платформы, при максимальной глубине залегания фундамента до 3 км (в осевой части). В раннем палеозое (после раннего кембрия) в Московской синеклизе осадконакопление не происходило (в связи с общим поднятием платформы). Интенсивное прогибание синеклизы происходило на позднепалеозойском этапе развития платформы, в связи с чем она в основном и заполнена отложениями девона, карбона и перми. Отложения мезозоя сравнительно маломощны (и даже не повсеместно выражены). Кайнозой представлен только четвертичными отложениями.

Прикаспийская синеклиза. Характерная ее особенность — очень большая глубина залегания фундамента, по геофизическим данным она достигает местами 15—20 км. Из более древних отложений вскрыты пока только каменноугольные отложения. Не менее характерной чертой Прикаспийской синеклизы является соляная тектоника, обусловленная присутствием мощной соляной толщи нижней перми. Соляные купола широко развиты в центральной и особенно в юго-восточной частях синеклизы (Урало-Эмбенская солянокупольная область). Прикаспийская синеклиза — самая крупная в мире область развития соляных куполов; их насчитывается здесь более 1000.

Надсолевые слои (верхняя пермь — мезозой, а местами также и палеоген) в соляных куполах разбиты сбросами различной амплитуды. С соляными куполами связана нефтеносность, особенно со слагающими их крылья и своды юрскими и нижнемеловыми отложениями.

Днепровско-Донецкий прогиб (авлакоген). Является самым сложным и крупным на платформе. Начало его заложения относится к девону, наибольшее погружение и накопление осадков — к карбоновому и пермскому периодам. К началу поздней перми Днепровско-Донецкий прогиб как авлакоген перестал существовать, и значительная его часть продолжала свое развитие в последующее время — в мезозое и кайнозое, как синеклиза (впадина).

В Днепровско-Донецком прогибе с востока на запад выделяют четыре части, различающиеся строением и особенностями развития: складчатый Донецкий бассейн, Днепровско-Донецкую впадину, Черниговский выступ и Припятский прогиб.

Донецкий бассейн имеет довольно сложное складчатое строение и представляет собой систему антиклиналей и синклиналей, протягивающихся с северо-запада на юго-восток. Юго-западная часть Донбасса приобретает форму моноклинали, сопровождаемой многочисленными разрывами и девонскими основными эффузивами. Разрывы характерны и для других частей Донбасса. Наибольшая глубина залегания докембрийского фундамента — 7—9 км.

В Донецком бассейне представлены породы всех систем, начиная с девонской и кончая четвертичной. Наибольшее развитие, как отмечалось выше, имеют каменноугольные отложения, слагающие большую часть так называемого «открытого» Донбасса. Под действием дислокационных процессов все отложения карбона, мощность которых не менее 9 км, выведены на дневную поверхность. За пределами «открытого» Донбасса по всем направлениям — на восток, север и запад — угленосные толщи погружаются, образуя вместе с открытым Донбассом «Большой Донбасс».

Днепро-Донецкая впадина представляет собой грабен, в котором фундамент опущен на глубину 5—6 км и более. По краям и на всем протяжении грабен осложнен разломами, антиклинальными складками и флексурами; вдоль последних располагаются соляные купола, которые обычно ориентированы параллельно оси впадины.

С конца палеозоя границы Днепровско-Донецкой впадины расширились за счет вовлечения в погружение окраин Воронежской антеклизы и Украинского щита; с этого времени на протяжении мезозоя и кайнозоя она развивалась как синеклиза (Днепровско-Донецкая или Украинская синеклиза).

В строении Днепровско-Донецкой впадины (синеклизы) наиболее широко участвуют отложения палеозоя: девонской, каменноугольной и, в меньшей мере, пермской систем. Значительно меньшую по мощности толщу слагают отложения мезозоя и кайнозоя. Соляные купола образованы девонской солью. Во впадине представлены и девонские эффузивы (диабазы). На всем протяжении впадины много структур, благоприятных для промышленных скоплений нефти и газа, связанных с девонскими и каменноугольными отложениями. Высокая газоносность отмечается в зоне сочленения впадины с Донбассом (Шебелинская флексура и другие газовые структуры; здесь газоносны пермо-триасовые отложения).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа и прилегающие к ней байкалиды содержат в своих недрах самые разнообразные полезные ископаемые. Они отчетливо разделяются на два крупных комплекса, соответственно связанных с образованием фундамента и платформенного чехла.

Полезные ископаемые фундамента. Для метаморфических и магматических пород фундамента характерны только рудные и нерудные полезные ископаемые; в породах платформенного чехла, кроме того, содержатся горючие ископаемые, соли и другие.

Рудные ископаемые фундамента наиболее широко представлены железом. Железные руды связаны с железистыми кварцитами метаморфического комплекса пород верхнего архея и нижнего протерозоя и слагают железорудные бассейны Курской магнитной аномалии, Криворожско-Кременчугский, железорудные месторождения Кольского полуострова и некоторые другие.

Из рудных ископаемых фундамента, в общем еще недостаточно изученных, можно отметить медно-никелевые сульфидные оруденения на Балтийском щите (Печенга, Мончегорск), никелевые и редкометалльные оруденения на Украинском щите и некоторые другие.

С щелочными интрузивами герцинского возраста связано месторождение фосфатного сырья — апатитов в Хибинах (Кольский полуостров).

Практически все породы фундамента представляют интерес в качестве строительных материалов.

Полезные ископаемые платформенного чехла. Значительно более разнообразны, но главная их особенность — наличие различных горючих ископаемых — твердых, жидких и газообразных.

Из твердых горючих ископаемых основное значение в народном хозяйстве приобретают угли. Угольные месторождения приурочены к каменноугольным (Донбасс, Львовско-Волинский бассейн, Подмосковный бассейн), пермским (Печорский бассейн) и в значительно меньшей степени к палеогеновым отложениям (Днепровский буроголовый бассейн). Из других твердых горючих ископаемых следует отметить горючие сланцы в ордовикских отложениях Прибалтики, в юрских отложениях Поволжья и Заволжья и некоторые другие, а также торф в западных и северных районах платформы.

Огромное значение в топливном балансе страны, химической и других отраслях промышленности имеют месторождения нефти и газа. На территории Восточно-Европейской платформы, в ее восточной части, располагается нефтегазоносная Волго-Уральская («Второе Баку») провинция. Помимо Волго-Уральской провинции палеозойские (девон—пермь) нефть и газ обнаружены на Украине в Днепровско-Донецкой впадине, в Белоруссии — в Припятском прогибе. Более древняя — раннепалеозойская нефть открыта на крайнем западе платформы — в Балтийской синеклизе. В пределах платформы имеются залежи нефти в мезозойских отложениях (Урало-Эмбенский нефтеносный район). Перспективны на нефть и газ Печорская синеклиза, Причерноморская впадина и некоторые другие структуры.

Из рудных ископаемых платформенного чехла осадочного происхождения представляют промышленный интерес железные руды в отложениях юрского возраста (Тульское и Липецкое месторождения), Никопольское месторождение марганца палеогенового возраста в бассейне Днепра (г. Никополь), алюминии-

вые руды — бокситы Тихвинского месторождения (в каменноугольных отложениях), титановые россыпи в палеогеновых отложениях Украины и многие другие.

Из нерудных ископаемых платформенного чехла следует прежде всего отметить калийные и каменные соли. Это пермские калийные соли Соликамска, каменная соль Соль-Илецка, соль и гипс Артемовского месторождения в Донбассе, девонская калийная соль Белоруссии (Старобинское месторождение) и др.

Фосфатное сырье осадочного типа (фосфориты) широко представлено в бассейне р. Волги (в отложениях мезозоя).

Из других нерудных ископаемых можно отметить каолин (сырье для фарфоро-фаянсовой промышленности), огнеупорные глины, серу, цементное сырье, строительные материалы и многие другие виды полезных ископаемых.

Глава 30

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

ГРАНИЦЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирская платформа располагается целиком в пределах СССР и по занимаемой площади лишь немногим уступает Восточно-Европейской платформе. На западе граница платформы тянется от г. Иркутска до г. Красноярска и далее по долине Енисея до Енисейского залива. Затем она поворачивает на восток — северо-восток и через Таймырский полуостров достигает побережья моря Лаптевых (только южная часть Таймыра включается в состав платформы). Отсюда северная граница платформы условно проводится по прямой до дельты Лены, затем по долине Лены и долине Алдана она протягивается на юг и юго-восток вплоть до Охотского моря. Здесь она поворачивает на юго-запад и вдоль южных склонов Станового хребта доходит примерно до г. Читы. От Читы граница Сибирской платформы уходит на север и по долине Витима достигает его устья, где поворачивает на запад и юго-запад и вначале по долине верхнего течения Лены, а затем по северному берегу озера Байкал протягивается до г. Иркутска. С северо-запада, запада и юго-запада к ней примыкают байкальские структуры. Сибирская платформа вместе с байкалидами ограничиваются палеозойскими структурами, а на востоке и мезозойскими. Крайним восточным выступом она соприкасается с океаническими структурами (Охотское море).

На Сибирской платформе и примыкающих к ней байкалидах выделяют целый ряд крупных структур.

1. Структуры фундамента: Алданский щит (наиболее крупный выход докембрия на юго-востоке платформы), Анабарский мас-



Рис. 145. Геологический разрез через Сибирскую платформу (по М. В. Муратову)
 1 — мел; 2 — юра; 3 — пермь; 4 — девон; 5 — ордовиз и силур; 6 — кембрий; 7 — мезозой; 8 — палеозой; 9 — протерозой; 10 — архей; 11 — основные интрузии; 12 — гранитные интрузии; 13 — сбросы и взбросы

сив (на севере платформы), поднятие Станового хребта и ряд байкальских структур — Туруханское поднятие, Енисейское поднятие Восточного Саяна, Байкальская складчатая область.

2. Структуры платформенного чехла — Тунгусская синеклиза, Вилуйская синеклиза, Ангаро-Ленский прогиб, Хатангский прогиб, Анабарская антеклиза (в центре ее — Анабарский массив) и ряд более мелких структур (рис. 145).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Общий план развития Сибирской платформы сходен с планом развития Восточно-Европейской платформы. Однако по числу, времени и характеру проявления отдельных этапов развития, по особенностям осадконакопления и проявления магматизма Сибирская платформа существенно отличается от Восточно-Европейской; она также уступает ей по степени изученности.

История формирования фундамента

На Сибирской платформе и прилегающих к ней байкалидах в составе фундамента выделяют три складчатых комплекса пород. Самый древний — архейский метаморфический комплекс — состоит из гнейсов, образующих куполовидные складки. Этот комплекс слагает Алданский щит и Анабарский массив и рассматривается как комплекс, слагавший протоплатформу.

Второй — ниже-среднепротерозойский метаморфический комплекс — слагает поднятие Станового хребта и, очевидно, северную окраину платформы. Он состоит из слюдяных и амфиболовых гнейсов, различных сланцев и других метаморфических пород, а также интрузивов основного и среднего состава.

Более молодой — байкальский складчатый комплекс, сложенный мощными метаморфическими толщами пород, образо-

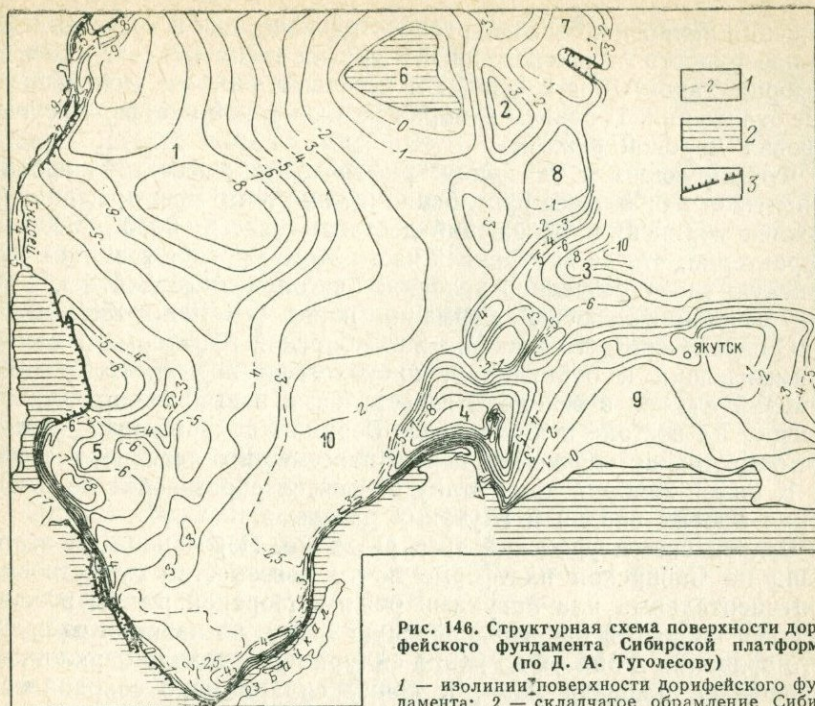


Рис. 146. Структурная схема поверхности дорифейского фундамента Сибирской платформы (по Д. А. Туголесову)

1 — изолинии поверхности дорифейского фундамента; 2 — складчатое обрамление Сибирской платформы; 3 — сбросы и надвиги.

Отрицательные структуры: 1 — Тунгусская синеклиза, 2 — Суханская впадина, 3 — Вилюйская синеклиза, 4 — Северопатомская впадина, 5 — Тасеевская синеклиза. Положительные структуры: 6 — Анабарский массив, 7 — Оленекский свод, 8 — Мунский свод, 9 — Алданский полусвод, 10 — Среднесибирская синеклиза

вавшимися из осадочных и вулканических пород, примыкает к древним складчатым комплексам фундамента с севера, запада, юго-запада и юга. Породы этого комплекса прорываются основными интрузиями и крупными гранитными массивами.

Рельеф фундамента Сибирской платформы довольно сложный: в наиболее погруженных частях платформы фундамент находится на глубине до 8, а может быть и 10 км от поверхности (рис. 146).

История формирования платформенного чехла

В истории платформенного развития Сибирской платформы различают пять этапов: рифей-кембрийский, ордовикско-силурийский, позднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский.

Рифей-кембрийский этап развития. Начало накопления платформенных рифей-кембрийских отложений на Сибирской платформе сочеталось с формированием вдоль западных и южных окраин байкальских складчатых структур.

С начала кембрийского периода вся платформа, включая отчасти и примыкающие к ней байкальские структуры, испытывала повсеместное погружение, и поэтому нижнекембрийские от-

ложения имеют наибольшее распространение; они встречены даже на поверхности Алданского щита и других поднятий. Для нижнего кембрия характерны в основном песчано-глинистые и карбонатные отложения. В раннем кембрии на Сибирской платформе существовал морской режим.

Формирующийся с конца рифея Ангаро-Ленский прогиб испытывал наибольшее прогибание именно в это время; мощность нижнекембрийских отложений достигает здесь 3000—4000 м. Характерно, что во внутренней части этого прогиба в раннекембрийскую эпоху создались условия, благоприятные для накопления мощной соленосной формации пород (до 1000—1500 м).

С начала среднего кембрия на Сибирской платформе в зонах, примыкающих к байкалидам, происходили поднятия. Средний кембрий сложен в основном известняками и выявлен преимущественно на востоке и юго-западе. Верхний кембрий представлен пестроцветными осадками, почти повсеместно лагунного типа.

К рифей-кембрийскому этапу относится образование на платформе многих впадин и глубоких разломов.

Ордовикско-силурийский этап развития. Перед началом этого этапа на Сибирской платформе почти повсеместно существовал континентальный или лагунный режим. Морской режим восстановился широко в раннеордовикскую эпоху, но начиная со среднего ордовика и вплоть до конца силура происходило неуклонное сокращение площади моря; к концу силура море сохранилось только на северо-западе платформ — в бассейне нижнего течения Енисея. Если для нижнего ордовика наиболее характерны карбонатные породы, то средний представлен преимущественно обломочными породами. В позднем ордовике морские отложения отлагались только на северо-западе и севере платформы. Мощность ордовика — в среднем 300—400 м.

Отложения силура занимают еще меньшую площадь, и наиболее полно они представлены в северо-западной части платформы. Для нижнего силура характерны морские карбонатные породы, для верхнего — красноцветные гипсоносные породы.

На протяжении ордовикско-силурийского этапа фундамент Сибирской платформы продолжал подвергаться интенсивным разрывным дислокациям и разделяться на крупные глыбы.

Позднепалеозойский этап развития. Этот этап развития Сибирской платформы охватывает время от начала девона до раннего триаса включительно. Общий подъем платформы, имевший место в конце предыдущего этапа, сохраняется и в новом — герцинском этапе развития.

Морские и преимущественно красноцветные континентально-лагунные отложения девона установлены только на северо-западе платформы (нижнее течение Енисея) и на западе Вилюйской синеклизы.

В начале каменноугольного периода почти вся Сибирская платформа становится сушей. Только на северо-западе отлагались

карбонатные отложения нижнего карбона; морской нижний карбон установлен и на севере платформы.

С конца девона — начала карбона происходит погружение крупнейшей синеклизы платформы — Тунгусской; к ней в основном приурочивается накопление своеобразного комплекса континентальных и туфолоавовых пород, известного под названием тунгусского комплекса. Тунгусский комплекс подразделяется на три серии: продуктивную (угленосную), туфогенную и лавовую.

Продуктивная (нижняя) серия представлена песчано-глинистыми, континентальными угленосными отложениями. Ее возраст — ранний карбон — поздняя пермь. Мощность продуктивной серии составляет несколько сотен метров.

Туфогенная [средняя] серия сложена главным образом туфами, туффитами, туфобрекчиями, песчаниками, аргиллитами и прослоями угля. Возраст — поздняя пермь — ранний триас. Мощность колеблется от 100 до 600 м.

Лавовая [верхняя] серия состоит из переслаивающихся потоков и покровов базальтов с редкими прослоями туфогенных пород. Возраст — раннетриасовый. Мощность в центральных частях синеклизы достигает 1000—2000 м.

Образование лавовой и большей части туфогенной толщ связано с проявлением траппового вулканизма. Туфогенная толща возникла в результате выброса пирокластического материала вулканами взрывного типа. Лавовая же толща накопилась в результате излияния магмы основного состава.

Крме туфогенных и лавовых образований в пределах Тунгусской синеклизы (и отчасти за ее пределами) широко представлены также трапповые интрузии в виде пластовых залежей (силлы), даек, штоков и реже лакколитообразных тел. Пластовые залежи часто имеют многоярусное строение. Состав их диабазовый. С районом проявления траппового вулканизма связано внедрение кимберлитовой (ультраосновной) магмы и образование алмазов.

Мезозойский этап развития. Мезозойский этап отмечался в начале почти повсеместным сохранением на платформе континентального режима. Интенсивные погружения отдельных областей, проявлявшиеся с начала юрского периода, привели к образованию ряда синеклиз, впадин и прогибов. На северной окраине платформы заложился обширный Хатангский прогиб, на восточной — Вилюйская синеклиза, формирование которой шло одновременно и в тесной связи с Предверхоанским краевым прогибом. Впрочем, начало заложения Вилюйской синеклизы относится еще к палеозою, когда в ее пределах накапливались отложения девона. На юго-западной окраине платформы образовались Канская впадина и Иркутский прогиб. Наконец, на южной окраине Сибирской платформы — на Алданском щите в юрском периоде заложился ряд внегеосинклинальных мезозойских впа-

дин и произошло внедрение крупных гранитоидных рудоносных интрузий.

Характернейшей особенностью всех названных отрицательных платформенных структур, возникших или особенно энергично углублявшихся с начала юрского периода, является угленосность выполняющих их юрских и меловых (где они имеются) отложений. Исключение составляет Хатангский прогиб, где угленосность установлена только в нижнемеловых отложениях.

Юрские отложения на Сибирской платформе распространены относительно широко, но представлены они преимущественно континентальными образованиями. Морские отложения юрѣ выражены только на северной и отчасти на восточной окраинах платформы.

Меловые отложения представлены только в Хатангском прогибе, в Вилуйской синеклизе и во внегеосинклинальных впадинах на Алданском щите. В Хатангском прогибе нижний мел, как и вся юра, состоит из морских отложений; верхний мел, как уже указывалось, — континентальный и даже угленосный. В Вилуйской синеклизе и во внегеосинклинальных впадинах меловые отложения континентальные. Характерно, что юрские и меловые отложения в Хатангском прогибе и в Вилуйской синеклизе (вместе с Предверхоянским прогибом) нефтеносны и газоносны.

Кайнозойский этап развития. На протяжении всего кайнозоя платформа занимала высокое положение, переживала континентальный режим и была областью денудации. Отложения палеогена и неогена для платформы не характерны. Четвертичные отложения представлены, как и на Восточно-Европейской платформе, повсеместно разнообразными генетическими комплексами пород и особенно широко — ледниковыми отложениями. Вдоль морских побережий выделяются также четвертичные отложения морского происхождения.

Южная окраина Сибирской платформы в кайнозое подвергалась интенсивному эпиплатформенному орогенезу, в связи с чем возник высокогорный рельеф в Прибайкалье и Забайкалье, образовалась Олекмо-Витимская горная страна, Становой хребет. Одновременно с этим вдоль разломов возникли грабены и впадины — Байкальская, Баргузинская и другие.

ОБЩИЙ ОБЗОР ОСНОВНЫХ СТРУКТУР

СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Структуры фундамента

К числу наиболее крупных структур фундамента принадлежат Алданский щит и Байкальская складчатая область.

Алданский щит. Представляет собой крупный массив выходящего на поверхность докембрия на юго-востоке платформы. Его слагает многокилометровый комплекс глубоко метаморфизован-

ных пород (гнейсов) архея и нижнего протерозоя, собранных в сравнительно простые складки северо-западного простирания. К нему с юга по глубинному разлому примыкает как обрамление среднепротерозойский складчатый пояс субширотного простирания, слагающий поднятие Станового хребта. Оба комплекса сопровождаются разновозрастными с ними интрузиями.

Характерная черта Алданского щита — глубокая переработка его структуры в мезозое, когда в нем происходило образование внегеосинклинальных впадин и внедрение крупных гранитоидных интрузий.

Байкальская складчатая область. Охватывает обширную территорию на юге платформы, образуя так называемую восточную ветвь сибирских байкалид. В состав ее входят западное и восточное Прибайкалье, бассейн р. Витима и Патомское нагорье.

В Байкальской складчатой области отчетливо выделяется целый ряд синклинориев и антиклинориев; их слагают мощные толщи рифея (до 10—12 км). Нередко выходят крупные глыбы архейских образований. В отдельных впадинах и прогибах встречаются терригенные толщи орогенного комплекса, образованные в самом конце рифея и раннем кембрии.

Структуры платформенного чехла

Из числа структур платформенного чехла рассмотрим Анабарскую антеклизу, Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы.

Анабарская антеклиза. Находится на севере платформы. Имеет куполообразный свод, в котором обнажаются породы фундамента; этот свод получил название Анабарского массива. Склоны антеклизы очень полого погружаются и прикрыты — по периферии — рифейскими и кембрийскими отложениями.

Тунгусская синеклиза. Самая крупная структура платформенного чехла Сибирской платформы, занимающая ее северо-западную часть. По всей периферии Тунгусской синеклизы прослеживаются крупные зоны разломов: разломы и разрывы характерны также для внутренней части синеклизы. Возраст разрывных нарушений различный. Некоторые из них образовались еще в раннем палеозое. В конце палеозоя — начале триаса по ним возобновились движения и началось внедрение траппов. Образование большинства разрывных дислокаций происходило в период наиболее активного прогибания синеклизы — в конце палеозоя и в триасе.

Синеклиза заполнена толщей пород, мощность которой достигает многих километров. По строению и составу слагающих пород синеклиза неоднородна. Полагают, что в ее основании залегает толща рифейских пород мощностью в несколько километров, а также породы нижнего палеозоя. Повсеместно в пределах синеклизы развит тунгусский комплекс пород.

Вилюйская синеклиза. Расположена на востоке платформы. В восточном направлении она постепенно погружается и пере-

крывается структурами Предверхоаянского прогиба, с которым находится в тесной генетической связи. Глубина синеклизы в наиболее погруженной части превышает 5 км. Выполнена она мощной толщей мезозоя, под которой находится толща нижнего палеозоя.

Вилюйская синеклиза, как и Предверхоаянский прогиб, возникла в мезозое, но погружения в ее пределах происходили уже с начала палеозоя. Крылья синеклизы очень пологие, но в части, примыкающей к Предверхоаянскому прогибу, более крутые. В пределах синеклизы имеется ряд впадин: одна из них — Кемпендяйская (в юго-западной части синеклизы) характеризуется солянокупольными структурами (соль девонского возраста).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В образовании и размещении полезных ископаемых на Сибирской платформе устанавливаются как общие черты с Восточно-Европейской платформой, так и своеобразные черты, присущие лишь Сибирской платформе.

Полезные ископаемые фундамента. В архее Алданского щита обнаруживаются железистые кварциты. На Енисейском поднятии, в рифейских образованиях байкалид выявлены осадочные сидеритовые железные руды, образующие Ангаро-Питский железорудный бассейн. Месторождения слюд имеются на Алданском щите, Енисейском поднятии и других структурах.

Породы докембрия, как и на Восточно-Европейской платформе, широко используются как строительные материалы.

Полезные ископаемые платформенного чехла. К комплексу сибирских траппов приурочиваются разнообразные рудные ископаемые. С ними связан Норильско-Талнахский медно-никелевый рудоносный район, руды которого содержат и многие другие элементы (попутно извлекаемые с медью и никелем). С интрузивными траппами связан также железо-рудный бассейн скарнового типа Ангаро-Илимского района, в котором заложены открытые разработки на Коршуновском и других месторождениях. Особое место на Сибирской платформе принадлежит ультраосновной формации трапповых пород, характеризующейся алмазонасностью; она устанавливается как в коренных породах, так и в россыпях. С трапповым комплексом связаны и нерудные ископаемые, такие как исландский шпат, графит и другие.

Чехол Сибирской платформы характеризуется очень богатой угленосностью, которая значительно превышает угленосность Восточно-Европейской платформы и других угленосных районов СССР, вместе взятых. На Сибирской платформе среди ряда бассейнов и месторождений особо выделяются угольные бассейны — Ленский (охватывает Вилюйскую синеклизу и Предверхоаянский прогиб) и Тунгусский.

Угленакопление на Сибирской платформе связано с каменноугольно-пермскими (Тунгусский бассейн) и юрско-меловыми или

юрскими отложениями. Угли преимущественно бурые, но имеются каменные и антрацитовые. Каменные угли выявлены местами в Тунгусском и Ленском бассейнах, в Иркутском прогибе (Черемховский бассейн), в Южно-Якутском бассейне (Чульманская впадина на Алданском щите).

Метаморфизм углей в Тунгусском бассейне связан с трапповым вулканизмом: вблизи интрузий пласты бурого угля перешли в каменные и антрацитовые. В других угольных бассейнах метаморфизм вызван тектоническими движениями: в Ленском — под влиянием киммерийской эпохи складкообразования в Верхояно-Чукотской геосинклинальной области, в Южно-Якутском — в результате формирования внегеосинклинальных впадин, а в Черемховском — под влиянием эпиплатформенного орогенеза.

Сибирская платформа заслуживает большого внимания и в отношении нефтегазоносности. Здесь выявлены притоки нефти из кембрийских отложений в Ангаро-Ленском прогибе, природный газ в мезозойских отложениях Вилюйской синеклизы и др.

С отложениями платформенного чехла связаны соли, различные строительные материалы и другие полезные ископаемые.

Глава 31

ОБЛАСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

ГРАНИЦЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

К областям палеозойской складчатости в СССР относятся Урало-Сибирская эпипалеозойская платформа и Скифская плита.

Подавляющая часть палеозойских структур нашей страны расположена между Восточно-Европейской и Сибирской платформами в пределах Урало-Монгольского геосинклинального пояса; она получила название Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. Значительно меньшая по площади часть палеозойских структур располагается в Монголо-Охотской ветви того же Урало-Монгольского геосинклинального пояса и примыкает к Сибирской платформе с юга. Сравнительно небольшая по площади область палеозойской складчатости устанавливается к югу от Восточно-Европейской платформы, в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса; ее назвали Скифской плитой.

В Урало-Сибирской эпипалеозойской платформе, в пределах СССР, выделяют целый ряд главных структур фундамента и структур платформенного чехла. Здесь в качестве главных структур фундамента обычно рассматривают целые физико-географические природные зоны или провинции, сохраняя за ними те же названия: Урал, Тянь-Шань, Центральный Казахстан (Казахский мелкосопочник), Алтай, Саяны*.

* Главные структуры фундамента именуют часто складчатыми областями или системами; ниже используются те и другие названия.

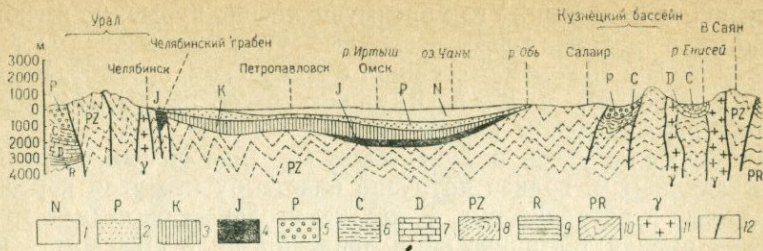


Рис. 147. Геологический разрез через Урало-Монгольскую эпипалеозойскую платформу (по М. В. Муратову)

1 — неоген; 2 — палеоген; 3 — мел; 4 — юра; 5 — пермь; 6 — карбон; 7 — девон; 8 — палеозой; 9 — рифей; 10 — протерозой; 11 — гранитные интрузии; 12 — сбросы и взбросы

Структуры платформенного чехла представлены огромными плитами — Западно-Сибирской, Туранской и Скифской (рис. 147).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Урало-Сибирская эпипалеозойская платформа, как и вся территория Урало-Монгольского геосинклиального пояса, пережила целый ряд тектонических этапов развития. Древнейшим из них со времени заложения этого геосинклиального пояса является байкальский тектонический этап, в результате которого практически весь пояс превратился в горноскладчатую страну и затем в платформу. Однако на большей части этих байкальских структур еще с конца рифея стали закладываться новые геосинклиальные прогибы, в которых на протяжении палеозойской эры проявились каледонская, а затем герцинская эпохи складкообразования. После завершения герцинской эпохи тектогенеза все геосинклиальные области рассматриваемого пояса перешли в платформенный этап развития и весь пояс превратился в эпипалеозойскую платформу.

Характерной чертой проявления каледонской эпохи складкообразования в пределах Урало-Монгольского пояса является ее незавершенность. Многие из таких каледонских структур здесь в той или иной мере «переработаны» герцинской складчатостью или же пронизаны герцинскими интрузиями. Те же структуры, которые по окончании каледонской эпохи складкообразования пришли все же к консолидации и не подверглись последующей «переработке», испытали затем своеобразные дислокации, в результате чего в пределах консолидированных каледонид возникли средне- и позднепалеозойские впадины и прогибы, выполненные характерными только для них формациями пород. Собственно платформенный чехол в каледонских, как и в герцинских, структурах стал накапливаться с начала мезозоя.

Таким образом, в областях каледонской консолидации можно обнаружить два платформенных структурных этажа — нижний, выполняющий наложенные впадины и унаследованные прогибы и состоящий из пород верхнего палеозоя, и верхний — мезокайнозойский, имеющий с нижним (где он развит) стратиграфические и структурные несогласия.

В мезозое, в пределах Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы возникли обширные плиты — Западно-Сибирская и Туранская (первая — в юрском периоде, вторая — в меловом). Принято считать, что в их основании располагается герцинский фундамент. Однако в Западно-Сибирской плите значительные площади фундамента должны быть, очевидно, сложены каледонскими структурами.

В кайнозое структуры фундамента, обрамляющие с юга Урало-Сибирскую эпипалеозойскую платформу, испытали эпиплатформенный орогенез — явление, значительно усложнившее строение и рельеф этих структур.

Таким образом, в пределах Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы отчетливо представлены как каледонские, так и герцинские структуры, но последние значительно преобладают.

ОБЩИЙ ОБЗОР ОСНОВНЫХ СТРУКТУР ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Структуры фундамента

Из всех названных выше структур фундамента только Урал является полностью герцинской структурой; остальные представляют собой смешанные каледонско-герцинские структуры.

Урал (Уральская складчатая система) занимает крайне западное положение в Урало-Сибирской эпипалеозойской платформе и характеризуется меридиональным простираем. Протяженность Урала — около 2000 км. Выдержанное меридиональное простираение имеют и слагающие его основные зоны прогибов и поднятий — синклинии и антиклинории. Они разделяются глубинными разломами. Наиболее крупный глубинный разлом прослеживается в осевой части Урала и носит название Главного Уральского глубинного разлома; вдоль него прослеживаются основные и ультраосновные интрузии. Части Уральской структуры, расположенные по обе стороны от Главного разлома, именуется соответственно Западной и Восточной зонами Урала.

Кроме синклинориев и антиклинориев, слагающих Уральскую складчатую систему, выделяют еще одну крупную складчатую зону — Предуральский краевой прогиб, протягивающийся вдоль западного склона и расположенный в основном на восточной окраине Восточно-Европейской платформы, отделяясь от последней рядом флексуорообразных уступов.

Уральская складчатая система сформировалась в герцинский этап развития, который охватывает здесь время от ордовика до триаса. Кроме герцинского складчатого комплекса, сложенного геосинклинальными формациями палеозоя, в складчатых структурах Урала участвует также складчатый комплекс основания — байкальский, образующий его фундамент и сложенный породами рифея (иногда и кембрия).

Таким образом, в строении Урала выделяются два геосинклинальных складчатых комплекса, они названы соответственно доуралидами и уралидами.

Комплекс пород доуралид выходит, в сущности, в ядрах всех антиклинориев, но лучше всего в пределах западной зоны, особенно на юге ее; здесь мощность рифея, состоящего из песчаников, сланцев, конгломератов, эффузивов и других пород, превышает 10 км.

Уралиды отчетливо разделяются на два структурных яруса: нижний, образованный в собственно геосинклинальный этап развития (поздний ордовик—ранний карбон), и верхний, возникший в орогенную стадию развития (средний карбон—ранний триас).

Нижний ярус в западной зоне представлен формацией глинистых пород, в восточной — вулканогенными породами, кремнистыми сланцами и известняками. На собственно геосинклинальном этапе развития уралид происходило также внедрение основных и ультраосновных интрузий; кислые интрузии в это время внедрялись на Урале значительно слабее.

Второй структурный ярус уралид, соответствующий орогенной стадии развития, выражен преимущественно в Предуральском краевом прогибе, но местами, особенно на юге Урала, он распространен далеко на восток, перекрывая антиклинории и синклинории.

Предуральский краевой прогиб выполнен мощной, толщей моласс — карбона—начала триаса, образованной за счет сноса обломочного материала с Урала. В северной части Предуральского краевого прогиба помимо морской молассы, залегающей внизу, представлены угленосная и континентальная молассы. В южной же части в разрезе отложений участвуют помимо молассы карбонатная и галогенная формаций пород (угленосная формация отсутствует). В восточной зоне Предуральского краевого прогиба породы смяты в узкие линейные складки, которые к западу постепенно выгораживают и исчезают.

На орогенной стадии развития Уральской складчатой системы происходило внедрение преобладающей массы гранитоидных интрузий, особенно в пределах восточного склона. С окончанием орогенной стадии вся Уральская складчатая система перешла к платформенному этапу развития. В это время на значительных площадях развивалась довольно мощная мезозойская кора выветривания, особенно ценная своей никеленосностью в зоне раз-

вития основных и ультраосновных интрузий. В ряде межгорных впадин формировалась триасовая — юрская континентальная угленосная толща (в Челябинской впадине — свыше 3000 м мощности с большим числом пластов бурого угля).

Отложения кайнозоя, кроме маломощного чехла четвертичных отложений, практически отсутствуют.

Центральный Казахстан (Центрально-Казахстанская складчатая область). Располагается в южной части Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. В Центральном Казахстане выделяют две, резко неравные по занимаемой площади части: большую — каледонскую и меньшую — герцинскую.

Каледонская часть Центрального Казахстана. В ней различают два структурных комплекса: геосинклинальный и структуры, заложившиеся на орогенной стадии развития. К первому принадлежат антиклинории и синклинории, ограниченные и усложненные глубинными разломами; ко вторым — так называемые наложенные впадины (например, Джекказганская) и унаследованные прогибы (Карагандинский прогиб).

В геосинклинальном комплексе структур принимают участие породы собственно геосинклинальной стадии развития (рифей—силур), а в орогенном комплексе структур — породы девона—карбона. Вместе с тем в ядрах геосинклинальных структур довольно часто выходят породы основания (дорифейские), а в ряде впадин — породы мезозоя и кайнозоя.

В составе пород геосинклинального комплекса структур широко представлены многокилометровые толщи основных эффузивов, кремнистые (сланцы, яшмы), карбонатные и терригенные породы. Большое распространение имеют также интрузивные тела как основных и ультраосновных, так и гранитоидных пород.

Во втором комплексе структур, сформировавшемся в орогенной стадии развития, состав слагающих их пород начинается девонской красноцветной молассоидной формацией, сменяющейся выше по разрезу карбонатной формацией, терригенно-карбонатной формацией с угольными пластами и завершающейся красноцветной континентальной терригенной формацией (континентальная моласса), с которой связан горизонт медистых песчаников Центрального Казахстана. Возраст этих формаций — карбонovo-пермский.

В Карагандинском прогибе выделяют наиболее прогнутую его часть под названием Карагандинской впадины; с нею и связана промышленная угленосность карбонových отложений (Карагандинский угольный бассейн, рис. 148).

Герцинская часть Центрального Казахстана. Она с трех сторон окружена каледонскими структурами и как бы зажата между ними. В центре ее находится озеро Балхаш.

В герцинской части Центрального Казахстана выходов пород основания (докембрий, нижний палеозой) мало. Собственно геосинклинальный комплекс пород (силур, девон, карбон) представлен в основном морскими формациями — песчаниками и алевролитами с прослоями и пачками известняков и вулканогенных

Возраст	Состав пород	Мощность, м	Свита, слои
C ₃		300	Шаханская
		500	Наддолинская или тентенская
C ₂		700	Долинская
		150	Алабасская
		250-350	Надкарагандинская
C _{1п}		850-900	Карагандинская
C _{1v}		600-700	Ашлярикская
		600-1000	Аккудукская
C _{1t}		100	Теректинские русаковские
		40-60	Кассинские
		40-60	Посидониевые
D _{3m}		75	Сульфидеровые
		40-60	Калькаратусовые

Рис. 148. Стратиграфический разрез толщи каменноугольных отложений Карагандинского бассейна (по Г. Л. Кушеву)

пород. Орогенный комплекс пород (средний и верхний карбон, пермь) хорошо выражен во впадинах, где сложен континентальной молассой. Широко развиты также наземные вулканогенные образования. Отложения орогенного комплекса иррваны герцинскими гранитоидными интрузиями.

Отложения платформенного чехла в Центрально-Казахстанской складчатой области местами представлены континентальными отложениями мезозойского и реже палеогенового и неогенового возраста. Четвертичный покров — очень малой мощности.

Тянь-Шань (Тянь-Шанская складчатая система). Располагается к югу от Центрального Казахстана и по своему строению имеет много общего с последним. В Тянь-Шане отчетливо выделяются две ветви: северная — каледонская и южная — герцинская, а в каждой из них — целый ряд антиклинориев и синклинориев, а также впадин и прогибов.

В Тянь-Шанской складчатой системе с большой силой проявился эпиплатформенный орогенез, отчего горные структуры Тянь-Шаня в сравнении с другими палеозойскими структурами на южных границах нашей страны приподняты наиболее высоко: многие хребты с пенепленизированными поверхностями подняты на высоту 4000—5000 м, а немало вершин достигают 6000—7000 м и даже более. Наряду с глыбовыми поднятиями возникли также глубокие компенсационные неостектонические впадины, наибольшая из них — Ферганская. В каледонскую ветвь входят хребты Киргизский, Кунгей-Алатау, Терскей-Алатау, Заилийский, Таласский; в герцинскую — хребты Каратау, Чаткальский, Фер-

В Тянь-Шанской складчатой системе с большой силой

стично Восточный Саян*, горные хребты Тувы и некоторые другие. Многие горные хребты Алтая и Западного Саяна возвышаются на 2500—3000 м над уровнем моря, в том числе гора Белуха на южном Алтае имеет высоту более 4,5 км.

Алтае-Саянская складчатая область подобно Центральному Казахстану и Тянь-Шаню, состоит из каледонских (преимущественно) и герцинских структур. Кроме геосинклинальных структур и позднепалеозойских наложенных впадин и унаследованных прогибов, в Алтае-Саянской складчатой области выделяется еще краевой прогиб — Кузнецкий. Под действием эпиплатформенного орогенеза в этой области возник высокогорный рельеф и образовались неотектонические впадины.

Каледонскими структурами является весь Западный Саян и примыкающие к нему горные хребты, а также значительная (центральная) часть Алтая; остальные горные структуры почти полностью герцинские. В Алтае-Саянской складчатой области устанавливаются многочисленные разломы (часто глубинные), разделяющие друг от друга главные структуры, которые в свою очередь делятся на блоки.

Каледонская часть. Геосинклинальный комплекс пород каледонид Алтае-Саянской складчатой области во многом сходен с таким же комплексом пород Центрального Казахстана. Исключение составляют только отложения той части каледонид которая сформировалась значительно раньше и поэтому именуется ранними каледонидами. К ранним каледонидам относятся северный склон Западного Саяна, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, часть хребтов Горного Алтая и некоторые другие.

В ранних каледонидах собственно геосинклинальный комплекс (рифей—средний кембрий) состоит из карбонатных, терригенных и вулканогенных формаций, а орогенный (верхний кембрий—ордовик) — сложен молассами и молассоидными породами, в общем распространенными на ограниченных площадях. В ранних каледонидах имеются также разнообразные интрузивы.

В пределах ранних каледонид располагаются известные в Алтае-Саянской складчатой области обширные наложенные впадины, такие, как Чулымо-Енисейская, Минусинская и др. Они выполнены мощной толщей пород девона—перми, включающей и терригенно-угленосную формацию каменноугольно-пермского возраста.

Герцинская часть. Занимает в общем западные участки Алтае-Саянской складчатой области, образуя две ветви. В одной из них — Зайсанской, собственно геосинклинальный комплекс представлен терригенными образованиями, кислыми и средними эффузивами. Орогенный комплекс распространен на малых площадях в связи со слабым развитием впадин; он состоит из осадочно-вулканогенных образований и угленосной молассы.

* Часть Восточного Саяна — байкальская структура.

Большой интерес представляет *Кузнецкий краевой прогиб*, образованный на стыке герцинских и каледонских структур; он сложен очень мощным верхнепалеозойским (карбон—пермь) угленосным комплексом пород. Угленосную каменноугольно-пермскую формацию этого прогиба разделяют на две серии пород, представляющие собой самостоятельные и законченные циклы осадко- и угленакопления: нижнюю — балахонскую (намюр—нижняя пермь) и верхнюю — кольчугинскую (нижняя и верхняя пермь). Карбоново-пермская угленосная формация Кузнецкого прогиба достигает 9 км мощности; в ней содержится свыше 75 рабочих пластов угля средней мощностью 2 м.

В Кузнецком краевом прогибе имеются также триасовые и юрские угленосные отложения.

Герцинские структуры Монголо-Охотской ветви. Герцинские структуры Монголо-Охотской ветви, примыкающие к Сибирской платформе с юга, имеют некоторое отличие от складчатых структур Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. Оно выражается в том, что герцинские структуры этой области приобретают некоторое сходство с мезозойскими складчатыми структурами. В Монголо-Охотской ветви мезозойские отложения выполняют обширные внегеосинклинальные мезозойские впадины, довольно сильно дислоцированы и метаморфизованы и лежат с резко выраженным несогласием на отложениях верхнего палеозоя.

Структуры платформенного чехла

В пределах Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы выделяют две огромные плиты — Западно-Сибирскую и Туранскую *. К области палеозойской складчатости относится и Скифская плита, примыкающая с юга к Восточно-Европейской платформе; она образована, как уже упоминалось выше, в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса.

Платформенный чехол в названных Западно-Сибирской и Туранской плитах имеет двухъярусное строение. Нижний ярус, состоящий из отложений триаса и нижней (иногда также средней) юры, встречается только во впадинах и прогибах фундамента.

Для этого структурного яруса обычно характерно чередование грубо- и мелкообломочных терригенных пород (конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов) с пластами бурого угля. Могут также присутствовать эффузивы и их туфы (в основании).

Верхний структурный ярус, или собственно платформенный чехол, не везде имеет одинаковый возраст. Он начинается с верхней юры (иногда — средней) или нижнего мела, а на окраинах плит или в их приподнятых частях — с верхнего мела и палеогена. Верхний структурный ярус чаще всего лежит на фундаменте

* Южная часть Туранской плиты возникла в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса.

и только во впадинах и прогибах последнего — на отложениях нижнего структурного яруса.

Западно-Сибирская плита. Занимает почти всю Западно-Сибирскую низменность, площадь которой составляет около 3,5 мл. км². Фундамент плиты неоднородный, но в основном герцинский. Участки плиты, примыкающие к структурам Центрального Казахстана, имеют фундамент преимущественно каледонского возраста. Возможно участие в нем и более древних структур — байкальских, в виде срединных массивов. Фундамент нигде не выступает на поверхность и в направлении от бортов к центру погружается; в наиболее погруженных частях мощность чехла достигает 3,5 км, а на севере — даже свыше 5 км.

Собственно платформенный чехол имеет на плите повсеместное развитие и состоит из целого ряда формаций: терригенно-известковых (верхняя юра, верхний мел), терригенно-железистых (средняя юра, нижний мел, палеоген), глауконитовых (верхняя юра, верхний мел, эоцен), кремнистых (верхняя юра, верхний мел, эоцен).

В центральной части плиты прослеживается ряд впадин — синеклиз: Омская, Ханты-Мансийская, Надымская и Усть-Енисейская.

В платформенном чехле Западно-Сибирской плиты устанавливаются валы и множество более мелких локальных поднятий; они характеризуются нефтегазоносностью. Подавляющее большинство их возникло в мезозое (юра—мел) и лишь небольшое число в кайнозое.

Туранская плита. По своим размерам уступает Западно-Сибирской. Она охватывает территорию Туранской низменности (площадь свыше 2 млн. км²), плато Устюрт, восточное побережье Каспийского моря (включая и полуостров Мангышлак), Тургайское плато. Обширные, в основном равнинные пространства Туранской низменности заняты песчаными пустынями (Кызылкум, Каракум). На севере плиты располагается Аральское море.

На Туранской плите выделяют Мангышлакскую систему дислокаций, Центрально-Каракумский свод, Тургайскую синеклизу и другие структуры. В западной и центральной частях плиты фундамент имеет герцинский возраст, на востоке, где плита примыкает к Центральному Казахстану, — каледонский. Глубина погружения фундамента — 4—6 км, а на юго-востоке плиты даже до 6—10 км. С положительными структурами фундамента связана рудоносность, а с платформенными дислокациями — нефтегазоносность.

На Туранской плите мощность нижнего структурного яруса платформенного чехла в некоторых впадинах по данным бурения достигает 1 км, а по данным геофизики — 2—2,5 км.

Состав формаций верхнего структурного яруса, или собственно платформенного чехла, во многом сходен с составом анало-

гичного комплекса пород Западно-Сибирской плиты. Вместе с тем здесь имеются и морская известняковая и лагунная соленосная формации (в верхней юре), формация пясчег мела и мелоподобных мергелей (верхи верхнего мела); все они представлены на юге Туранской плиты.

Скифская плита. В виде длинной, сравнительно узкой полосы протягивается между Восточно-Европейской платформой и альпийскими структурами Балкан, Горного Крыма и Кавказа. На востоке Скифская плита сливается с южной частью Туранской плиты. Площадь, занимаемая плитой, составляет около 350 тыс. км².

Герцинский фундамент Скифской плиты имеет ряд впадин и грабенов, выполненных триас-юрскими отложениями нижнего структурного яруса платформенного чехла. С верхним структурным ярусом, или собственно платформенным чехлом (мел, кайнозой), связаны обширные поднятия и валы, разделенные впадинами. К ним относятся крупное Ставропольское поднятие (в предкавказской части плиты), Тарханкутское поднятие (в степной части Крыма) и др.

На Ставропольском поднятии выявлена система куполовидных структур, характеризующихся нефтегазоносностью. Нефтегазоносные структуры имеются и на Тарханкутском поднятии.

Поверхность фундамента Скифской плиты местами опущена на 2—3 км.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Полезные ископаемые фундамента. Комплекс пород складчатого основания области палеозойской складчатости содержит разнообразное, преимущественно рудные ископаемые магматического и метаморфического происхождения. Особенно богаты ими Уральская складчатая система, Центрально-Казахстанская и Алтае-Саянская складчатые области. На Урале добываются разнообразные рудные и нерудные ископаемые, такие как железо, никель, медь, алюминий, платина, магнетит, асбест, драгоценные и поделочные камни — аметисты, малахит, яшма и др.

На территории Алтая широко представлены полимегаллические месторождения, содержащие свинец, цинк, медь, серебро, вольфрам, олово и др.

Разнообразные рудные ископаемые выявлены в палеозойском фундаменте Центрального Казахстана: железные, марганцевые, никелевые и вольфрамовые руды. С комплексом пород верхнего палеозоя наложенных впадин связаны месторождения медных руд Джекказгана и Балхаша. Эти медные руды содержат также свинец, цинк и другие металлы.

Полезные ископаемые платформенного чехла. В платформенном чехле в пределах области палеозойской складчатости со-

держатся самые разнообразные полезные ископаемые, но среди них все же первое место занимают нефть и газ, а затем угли. Месторождения нефти и особенно горючего газа выявлены на Западно-Сибирской и Туранской плитах, в Мангышлакском прогибе, на Скифской плите.

Область палеозойской складчатости отличается также обильной угленосностью, которая приурочивается к внутренним впадинам, наложенным краевым и межгорным прогибам. Угленосность происходила в них в каменноугольном, пермском, триасовом, юрском, меловом и палеогеновом периодах. Каменноугольные и каменноугольно-пермские угольные бассейны и месторождения представлены каменными углями, а угольные месторождения мезозойского и палеогенового возраста — в основном бурыми углями. Наиболее известными позднепалеозойскими угольными бассейнами являются Кузнецкий, Карагандинский, Экибастузский, Южно-Минусинский, а из мезозойских — Чулымо-Енисейский, Убаганский и Челябинский. Юрские и палеогеновые угли характерны для среднеазиатских впадин, например для Ферганской.

На Урале к древней коре выветривания приурочены месторождения железных и никелевых руд. В осадочном чехле Западно-Сибирской плиты и на севере Туранской плиты широко представлены железные руды. Оолитовые железные руды в меловых и палеогеновых отложениях Кустанайской области доступны для открытой разработки. На территории этой же области в отложениях олигоцена выявлены титановые руды и бокситы.

На северо-западе Западно-Сибирской плиты, в районе г. Ивделя с палеогеновыми породами связаны месторождения осадочных марганцевых руд. Многие породы чехла, как и фундамента, широко используются как строительные материалы.

Глава 32

ОБЛАСТЬ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

ГРАНИЦЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Область мезозойской складчатости в СССР находится на северо-востоке и востоке страны и является частью огромного Тихоокеанского геосинклинального пояса. На западе эта область граничит с древней Сибирской платформой, на юго-западе — с эпипалеозойской платформой, на северо-востоке — с кайнозойскими структурами того же Тихоокеанского геосинклинального пояса.

В области мезозойской складчатости выделяют две разобщенные, заметно различные по истории развития области: Верхояно-

Чукотскую и Сихотэ-Алинскую. Из них первая, бо́льшая по площади, расположена на севере, а вторая — на юге. Разделены они восточным выступом Сибирской платформы. Помимо этого, в качестве самостоятельной структуры, наложенной на восточные окраины названных структур, выделяется краевой вулканический пояс.

Рельеф в области мезозойской складчатости преимущественно горный.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Область мезозойской складчатости находится в пределах Тихоокеанского геосинклинального пояса, развитие которого заметно отличается от развития других геосинклинальных поясов. Прежде всего это различие выразится в «сквозном», т. е. непрерывном, существовании Тихоокеанского пояса с начала палеозоя до наших дней, в то время как все остальные геосинклинальные пояса (известные с конца докембрия) закончили свое развитие к концу палеозоя. Лишь в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса регенерированные геосинклинальные прогибы возникали с начала мезозоя на герцинском или более древнем складчатом основании.

Все же и в пределах мезозойских складчатых структур, например в Верхояно-Чукотской складчатой области, различают местами байкальские, а также палеозойские складчатые структуры; они здесь выходят по окраинам Колымского срединного массива и в ряде антиклинальных поднятий. Наличие Колымского и некоторых более мелких докембрийских срединных массивов может служить указанием на то, что геосинклинальные условия с начала палеозоя установились здесь на докембрийском складчатом основании. Формирование мезозойских складчатых структур сопровождалось заложением многочисленных впадин и прогибов, в том числе Предверхоянского краевого прогиба; он сформировался на протяжении поздней юры — раннего мела.

В истории развития мезозойской складчатости на азиатском побережье Тихого океана проявляется еще одна особенность — возникновение вулканогенного пояса.

ОБЩИЙ ОБЗОР ОСНОВНЫХ СТРУКТУР ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Верхояно-Чукотская складчатая область. Область охватывает огромную территорию, выделяемую часто под названием Северо-Востока СССР и занимающую свыше 35 млн. км². В ней кроме крупных антиклинальных и синклинальных структур, таких как Верхоянская антиклинальная зона, Яно-Колымская антиклинальная зона и другие, широко развиты докембрийские срединные массивы.

Крупный срединный массив — *Колымский* — занимает центральную часть области; его окраины в значительной мере переработаны герцинской складчатостью и включают складчатый палеозой (до карбона). В западной части области, на границе ее с Сибирской платформой, располагается обширный Предверхоянский краевой прогиб, а к востоку от него протягиваются Верхоянская и Яно-Колымская антиклинальные зоны и другие структуры.

В пределах Верхояно-Чукотской складчатой области устанавливается целый ряд межгорных впадин; наиболее крупными из них являются *Олойская* и *Зырянская*. Между большинством складчатых структур, а местами и внутри них прослеживаются глубинные разломы.

Мезозойский тектонический этап развития, в результате которого и сформировались складчатые структуры Верхояно-Чукотской области, начался со среднего карбона и отчетливо разделяется на две стадии: собственно геосинклинальную (средний карбон — начало поздней юры) и орогенную (поздняя юра — ранний мел).

Складчатые структуры геосинклинального комплекса состоят преимущественно из терригенных пород — песчаников, чередующихся с глинистыми породами. Это литологически однообразная толща, получившая название верхоянского комплекса и достигающая огромной мощности — местами свыше 10 км. По фауне и флоре она сравнительно легко разделяется на системы, отделы и более дробные подразделения, начиная от среднего карбона и до средней юры включительно.

В орогенной стадии происходило очень интенсивное внедрение гранитоидных интрузий, с которыми на Северо-Востоке СССР связаны оруденения цветных и ряда других металлов. Возникший в орогенной стадии развития *Предверхоянский* краевой прогиб на всем протяжении сложен многокилометровой толщей угленосных верхнеюрских и нижнемеловых отложений. В средней, наиболее расширенной части прогиба имеются также верхнемеловая угленосная моласса. На всем протяжении прогиба в его внутренней зоне породы смяты в линейные складки; во внешней зоне, наложенной на Сибирскую платформу, породы имеют уменьшенную мощность и залегают практически горизонтально.

Сихотэ-Алинская складчатая область. Занимает территорию Приморья и протягивается от низовьев Амура до Владивостока на 1400 км. Она также состоит из ряда крупных структур. Это Сихотэ-Алинский антиклинорий, Тетюхинский синклинорий, крупный срединный массив — Ханкайский (на его территории находится оз. Ханка), очевидно байкальского возраста. Значительная часть складчатых структур области занята наложенными кайнозойскими впадинами.

В Сихотэ-Алинской складчатой области собственно геосинклинальный комплекс пород начал формироваться еще с начала позднего палеозоя, а закончилось его формирование в середине

позднего мела. Структуры орогенного комплекса — наложенные впадины — выполнены континентальными молассами, которые иногда угленосны. Орогенная стадия, начавшаяся местами еще в раннем мелу, продолжалась, очевидно, в палеогене и даже на протяжении неогена. На юге области одной из наложенных впадин является Сучанская; с ней связан важный для Дальнего Востока угольный бассейн мелового возраста.

В орогенной стадии, помимо интенсивного горообразования и формирования впадин, происходило энергичное внедрение гранитоидных интрузий (главным образом в позднем мелу).

Краевой вулканический пояс. Вдоль всего края Азиатского материка, в переходной зоне к впадине Тихого океана, протягивается широкий пояс своеобразных структур, выделенных под названием краевого вулканического пояса. Структуры этого пояса почти полностью наложены на мезозойские структуры и лишь отчасти — на прилегающие к ним более древние структуры.

Возникновение краевого вулканического пояса связано с заложением в позднем мезозое полосы крупных расколов с широкой зоной оперяющих их разломов, прогибов и впадин; вся полоса характеризуется высокой вулканической проницаемостью (вулканизм центрального типа). Наряду с излиянием магмы кислого и среднего состава (иногда даже основного) происходило и внедрение интрузий того же состава.

В прогибах и впадинах этого пояса наряду с лавами и туфами накапливались континентальные и даже морские осадочные породы. Континентальные отложения нередко угленосны. Все образования вулканогенного пояса собраны часто в пологие складки. Вдоль линий разломов располагаются интрузивные тела, преимущественно гранитоидного состава. Формирование толщи пород и структур пояса происходило в меловом, палеогеновом и частично в неогеновом периодах.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В области мезозойской складчатости с гранитоидными интрузиями и их эффузивами связаны месторождения цветных, редких, благородных и рассеянных элементов.

Через всю область и за ее пределы вне границ СССР протягивается региональный оловянно-рудный пояс; с ним в пределах СССР связаны месторождения олова, вольфрама и других металлов на Чукотке, Колыме, в Приморье.

Отложения, выполняющие впадины и прогибы, характеризуются угленосностью. Угли преимущественно каменные и приурочены к образованиям верхней юры, нижнего и верхнего мела, иногда — палеогена. Наиболее богата угленосность Зырянской впадины в Верхояно-Чукотской области (угли раннемеловые), Сучанской впадины в Сихотэ-Алинской области (угли преимущественно меловые) и некоторых других впадин.

ОБЛАСТЬ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

ГРАНИЦЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Область кайнозойской складчатости в СССР располагается в двух регионах — один на юге и юго-западе страны, в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса, другой — на востоке страны, в пределах Тихоокеанского геосинклинального пояса.

К области кайнозойской складчатости Юго-Запада и Юга СССР относятся территории советских Карпат, Горного Крыма, Большого и Малого Кавказа, Копетдага, Центрального и Юго-Восточного Памира; все они являются горными районами и как структуры представляют собой мегантиклинории*, за исключением Центрального и Юго-Восточного Памира, которые рассматриваются в качестве синклинориев. Кроме мегантиклинориев, в области кайнозойской складчатости Юго-Запада и Юга СССР различают срединные массивы, краевые и межгорные прогибы или впадины, глубинные разломы. Свообразными структурами являются также впадины внутренних морей — Средиземного, Черного и др.

Область кайнозойской складчатости Востока СССР состоит из молодых кайнозойских складчатых и геосинклинальных зон, а также включает окраинные структуры Тихого океана. В пределы этой области входят Корьякское нагорье, полуостров Камчатка, вулканические острова Курильской гряды и остров Сахалин. Между ними располагается Охотское море. С внешней стороны гряда Курильских островов и Камчатка ограничены глубоким Курило-Камчатским желобом.

Вся наземная часть рассматриваемой области кайнозойской складчатости характеризуется в основном гористым или горным рельефом. На Камчатке известно около 90 вулканов, из них 28 — действующих. Острова Курильской гряды имеют 130 вулканов, из них 39 действующих.

В наземной части области кайнозойской складчатости Востока СССР выделяют две складчатые системы: Корьякско-Камчатско-Курильскую и Сахалинскую. В акватории Охотского моря различают Охотоморскую плиту и Курильскую геосинклинальную котловину (в части, прилегающей к Курильской гряде).

* Мегантиклинорий — крупное горноскладчатое сооружение, формирующееся за счет соединения нескольких антиклинориев.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОБЛАСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Расположение областей кайнозойской складчатости СССР в двух, отдаленных друг от друга регионах и в разных геосинклинальных поясах определяет и заметное различие их геологической истории.

Область кайнозойской складчатости Юго-Запада и Юга СССР приурочена к Средиземноморскому поясу, который в настоящее время на всем своем протяжении находится на орогенном этапе развития.

В складчатом основании кайнозойских структур Средиземноморского пояса участвуют породы докембрия и палеозоя. Альпийский собственно геосинклинальный комплекс начал формироваться с триасового периода (в некоторых структурах позже — с юры или мела). На Памире установлено участие в геосинклинальном комплексе и пород верхнего палеозоя. Геосинклинальный комплекс в области кайнозойской складчатости Юго-Запада и Юга СССР широко представлен флишевыми формациями, а также основными эффузивами. Интрузивная деятельность при формировании этого комплекса проявлялась сравнительно слабо.

В зоне кайнозойских складчатых структур, располагающейся на Востоке СССР в пределах Тихоокеанского геосинклинального пояса, геосинклинальный этап развития, в отличие от Средиземноморского пояса, продолжается до наших дней, хотя отдельные участки и достигли орогенной стадии развития (отчего и возникли вышеназванные складчатые системы). Поэтому на всем протяжении этой зоны прослеживаются современные геосинклинальные прогибы, с которыми и связаны глубокоководные желоба, активный вулканизм и глубокофокусные землетрясения. В рассматриваемой зоне кайнозойский комплекс пород представлен терригенными песчано-сланцевыми формациями и эффузивами среднего и основного состава.

ОБЩИЙ ОБЗОР ОСНОВНЫХ СТРУКТУР ОБЛАСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Структуры области кайнозойской складчатости Юго-Запада и Юга СССР

Мегантиклинории Большого Кавказа и Малого Кавказа. Мегантиклинорий Большого Кавказа с севера ограничен эпигерцинской Скифской плитой. Вся структура Большого Кавказа располагается на перешейке между Черным и Каспийским морями и протягивается с северо-запада на юго-восток на 1300 км. На юге мегантиклинорий Большого Кавказа отделен от мегантиклинория Малого Кавказа межгорными впадинами. Структуры Малого Кавказа продолжают за государственную границу.

Основное отличие мегантиклинория Большого Кавказа от мегантиклинория Малого Кавказа заключается в том, что первый возник во внешней зоне Альпийско-Гималайской геосинклинальной области, второй — во внутренней. Поэтому для Малого Кавказа, в отличие от Большого Кавказа, характерна очень интенсивная эффузивная деятельность.

Мегантиклинорий Большого Кавказа образован кулисообразно расположенными антиклинориями и синклинориями, чередующимися между собой и сопряженными по простиранию с зонами разломов. Поперечные разломы разделяют мегантиклинорий на ряд блоков.

Вдоль северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа располагаются Индоло-Кубанский и Терско-Кумский краевые прогибы (часто они рассматриваются совместно под общим названием Предкавказского краевого прогиба), а вдоль южного его крыла — Рионская и Куринская межгорные впадины. Мегантиклинорий Малого Кавказа построен сравнительно проще. В нем также выделяется целый ряд складчатых структур (антиклинориев и синклинориев).

Складчатое основание мегантиклинориев Большого и Малого Кавказа неоднородно: оно в одних случаях байкальское, в других — герцинское. Выходит складчатое основание в Дзирульском срединном массиве (разделяющем Рионскую и Куринскую межгорные впадины), в ряде мелких срединных массивов на Малом Кавказе, в ядре мегантиклинория Большого Кавказа. Характерно, что орогенный герцинский комплекс в центральном блоке Большого Кавказа представлен континентальной угленосной молассой (здесь выявлены месторождения каменного угля карбонового возраста).

Главный — альпийский тектонический этап развития на Кавказе, как и в ряде других частей Средиземноморского геосинклинального пояса, начался в позднем триасе, проходил в несколько стадий и неодинаково в разных его частях. Начальные его стадии совпадают с временем проявления киммерийской эпохи складчатости.

Ранняя стадия охватывает время от позднего триаса до средней юры включительно. В это время заложился крупный геосинклинальный прогиб в районе нынешнего южного склона Главного Кавказского хребта. В средней юре образовался второй геосинклинальный прогиб в пределах Малого Кавказа. Между ними в то время располагался обширный Закавказский срединный массив. На срединных массивах продолжалось накопление платформенных осадков, среди которых нижняя и средняя юра местами угленосны.

Следующая стадия геосинклинального развития охватывает огромный отрезок времени от поздней юры до палеогена и характеризуется общим усложнением тектонической расчлененности, заложением и развитием ряда поздних геосинклинальных про-

гибов. Уже к концу юрского периода наметились первые поднятия в пределах Главного Кавказского хребта. К концу мезозоя стали воздыматься геосинклинальные зоны и на Малом Кавказе. В отложениях юры и мела очень широкое распространение получили карбонатные породы.

На Малом Кавказе, начиная с мелового периода, развивается энергичная эффузивная деятельность; она продолжалась и позже, в следующей орогенной стадии развития, вплоть до начала современной эпохи. Поэтому обширные территории Малого Кавказа, особенно Армении, покрыты мощными покровами лавовых пород.

С наступлением в конце палеогена (в олигоцене) орогенной стадии развития, продолжающейся и до наших дней, происходит замыкание геосинклинальных прогибов, их общее поднятие и формируются мегантиклинории. Одновременно по окраинам мегантиклинория Большого Кавказа образуются краевые прогибы — Индоло-Кубанский и Терско-Кумский, а также межгорные впадины — Рионская и Куринская на границе Большого и Малого Кавказа; разделяющий эти впадины Дзирульский массив, наоборот, испытывает поднятие. Краевые прогибы и межгорные впадины заполнены мощными молассовыми толщами неоген-четвертичного возраста.

Мегантиклинорий Восточных Карпат. Структуры Восточных Карпат входят в пределы СССР не полностью. Советские Карпаты представляют собой преимущественно невысокие хребты, повышающиеся с северо-запада на юго-восток. В мегантиклинории Восточных Карпат различают антиклинории и синклинории, срединный массив (Мармарошский) и прогибы. Из прогибов особое место занимает Предкарпатский краевой прогиб.

В строении Восточных Карпат выделяют четыре комплекса пород и соответственно четыре этапа развития.

Первый и второй комплексы пород слагают соответственно байкальское складчатое основание и платформенный чехол Мармарошского массива. При этом в состав второго — платформенного комплекса входят отложения палеозоя, триаса, нижней и средней юры.

Основное развитие в структурах Восточных Карпат получил третий, собственно геосинклинальный комплекс, включающий верхнеюрские, меловые и палеогеновые образования. Характерно, что в антиклинории, примыкающей к Предкарпатскому краевому прогибу, этот геосинклинальный комплекс пород собран в чешуйчатые структуры, опрокинутые и надвинутые на внутреннее крыло Предкарпатского краевого прогиба. Формирование надвигов или шарьяжей происходило в миоцене; амплитуда перемещения надвиговых структур по горизонтали достигает 10—15 км.

Четвертый — орогенный комплекс, неоген-четвертичный по времени образования, выполняет Предкарпатский краевой про-

гиб и внутренние межгорные впадины, объединенные под названием Закарпатского прогиба. В орогенном этапе развития, кроме заложения прогибов, происходило общее сводовое воздымание Восточных Карпат, т. е. формирование собственно мегантиклинория.

Предкарпатский краевой прогиб заполняют лагунные и морские молассы миоцена. Внешняя зона этого прогиба располагается на окраине Восточно-Европейской платформы, и здесь миоценовые молассы имеют дислокации платформенного типа (брахискладки). Во внутренней зоне прогиба молассы сложно дислоцированы, нефтегазоносны, а в нижней части и соленосны.

Мощный молассовый комплекс миоцена и неогена выполняет Закарпатский прогиб. В нем соленосные толщи среднего миоцена образуют соляные купола в Солотвино и других местах. В неогене в Закарпатье проявилась интенсивная вулканическая деятельность.

Мегантиклинорий Горного Крыма. Слагает горную часть Крымского полуострова. Часть этой структуры — южное крыло и часть ядра опущена и погружена под воды Черного моря. Прилегающая с севера к Горному Крыму равнина Степного Крыма лежит в пределах Скифской плиты. В восточном направлении складчатые структуры Горного Крыма постепенно погружаются и на их окончании располагаются структуры Керченского полуострова.

В геоморфологическом отношении Горный Крым состоит из трех параллельно протягивающихся гряд. Первая (главная) гряда примыкает к побережью Черного моря и является наиболее высокой (высшая точка — 1545 м).

Основание мегантиклинория Горного Крыма имеет герцинский возраст и состоит из складчатого комплекса пород палеозоя. Мегантиклинорий состоит из нескольких антиклинальных и синклинальных структур, осложненных разрывами и мелкой складчатостью.

Альпийский этап развития мегантиклинория отчетливо разделяется на две стадии: собственно геосинклинальную и орогенную. Первая охватывает интервал времени от позднего триаса до палеогена; вторая — неоген и четвертичный период.

Сохранившаяся часть ядра мегантиклинория образует первую гряду Крымских гор. Ее слагает мощная толща пород, состоящая из терригенной флишевой формации пород верхнего триаса — нижней юры и известная под названием таврической серии. Эта серия вместе со среднеюрской песчанико-сланцевой толщей смята в сложные антиклинальные структуры; синклинальные структуры той же гряды сложены верхнеюрскими и нижнемеловыми обломочными и карбонатными (больше) породами, которые смяты в более спокойные и крупные складки. Верхнеюрские (карбонатные) отложения перекрывают ядра антиклинальных структур и лежат полого. Здесь же представлены среднеюрские эффузивы и небольшие лакколитообразные интрузивы.

На северном крыле мегантиклинория, где располагаются вторая и третья гряды, выходят только отложения нижнего и верхнего мела и палеогена. На Керченском полуострове выходят отложения палеогена и неогена, слагая многочисленные мелкие складки, поднятия. Имеются диапировые складки и проявляется грязевой вулканизм. Некоторые складчатые структуры на Керченском полуострове нефтеносны.

На орогенной стадии развития эта область полностью сформировалась как мегантиклинорий. Наряду с этим уже с конца палеогена на северной окраине стала закладываться Индольская впадина, которая вместе с Кубанской впадиной Большого Кавказа образует Индоло-Кубанский краевой прогиб с очень мощной многокилометровой толщей неогеновых пород. В начале орогенного этапа происходило также опускание части мегантиклинория и погружение ее под воды Черного моря.

Структуры области кайнозойской складчатости Востока СССР

Корякско-Камчатско Курильская складчатая система. Протягивается на огромное расстояние — от Анадырского залива до острова Хоккайдо (Япония). Три составляющие ее части — Корякское нагорье, полуостров Камчатка и гряда Курильских островов — имеют тесную пространственно-тектоническую связь, но вместе с тем в истории их развития наблюдаются и существенные различия. Все они находятся в разных стадиях геосинклинального развития; в более поздней (орогенной) — корякская часть и в наиболее ранней, молодой — курильская часть. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что структуры Корякского нагорья и Камчатки возникли на байкальском основании, а Курильская дуга (вместе с южным окончанием Камчатки) — непосредственно на океанической коре.

В *корякской части* складчатой системы различают ряд антиклинориев, синклинориев и прогибов. Выходящий в ядрах некоторых антиклинориев комплекс пород основания состоит из метаморфических пород палеозоя и нижнего мезозоя.

Альпийский тектонический этап развития в Корякской части системы начался с поздней юры. Собственно геосинклинальная стадия развития проходила до начала палеогена; образовавшийся в это время комплекс состоит из терригенных и вулканогенно-кремнистых верхнеюрских и меловых пород. В позднемеловое время происходило также внедрение основных и ультраосновных интрузий.

Орогенная стадия развития наступила в корякской части системы в палеогене. В прогибах, особенно в позднем неогене и в четвертичном периоде, шло накопление моласс; их образование

продолжается и в настоящее время. Энергично в орогенной стадии проявлялась и эффузивная деятельность.

Камчатская часть системы состоит из антиклинориев, синклинория и более молодых структур — наложенных впадин. На востоке Камчатки проявлялись крупные разломы и разрывы, с которыми связана широкая зона вулканических извержений, в том числе и современных; здесь же на складчатых структурах образовалась крупная впадина, выполненная молодыми верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями. Возраст пород основания — от допалеозойских до юрских включительно.

Альпийские геосинклинальные прогибы на Камчатке стали закладываться лишь в позднем мелу, т. е. позже, чем в Корякском нагорье. Собственно геосинклинальный комплекс накапливался до миоцена. Если верхний мел выражен эффузивными, туфогенными и кремнистыми породами, то палеоген-неогеновые отложения в антиклинальных структурах характеризуются терригенным составом (сланцы, алевроиты, песчаники) и сочетаются с гранитоидными интрузиями.

Орогенная стадия развития на Камчатке наступила в плиоцене. С ним связано общее поднятие, заложение ряда впадин, крупные излияния основных лав, возникновение современных вулканов. Формирование камчатских структур продолжается и в настоящее время.

Дуга Курильских островов вместе с южным окончанием Камчатки является наиболее молодой антиклинальной зоной и состоит из двух островных гряд — Большой Курильской и Малой Курильской; между ними располагается понижение, занятое морскими водами.

Альпийский этап развития на Курильских островах (как и на Камчатке) начался в позднемеловую эпоху и продолжается сейчас. Но все это время составляет собственно геосинклинальную стадию: орогенная стадия здесь по существу еще не наступила.

Геосинклинальный комплекс пород состоит из терригенных и вулканогенных пород. Самые молодые образования геосинклинального комплекса представлены андезито-базальтовой толщей (лавы, пирокластические породы) и имеют позднегоеновый — четвертичный возраст. Все отложения геосинклинального комплекса собраны в пологие складки, разорваны сбросами.

Сахалинская складчатая система. Занимает обособленное положение — она отделена от материковых структур сравнительно узким Татарским проливом. В составе системы выделяют антиклинальные и синклинальные структуры, межгорные прогибы и впадины.

Геосинклинальный комплекс альпийского этапа развития начинается с отложений позднего мела; он отлагался до начала миоцена и состоит из терригенных формаций. Орогенный комплекс

формировался со среднего миоцена и до четвертичного периода; он также состоит из терригенных отложений, выполняющих межгорные прогибы.

В северном направлении складчатые структуры постепенно затухают. На севере Сахалина среди отложений верхнего мела, палеогена и неогена значительное место занимают континентальные угленосные отложения.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОБЛАСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Рудные ископаемые в пределах областей кайнозойской складчатости СССР выражены значительно слабее, чем в более древних структурах. Возможно, это вызвано еще недостаточной обнаженностью вмещающих такие полезные ископаемые комплексов пород, а также и слабой их изученностью.

В Средиземноморской складчатой зоне рудные ископаемые известны на Кавказе, где с альпийским магматическим комплексом пород связан ряд полиметаллических месторождений, например, свинцово-цинковые, вольфрамовые, молибденовые, медные. В Тихоокеанской складчатой зоне в пределах СССР установлены оруденения ртути, сурьмы, золота, серебра, меди и других руд.

Основной, главный интерес в областях кайнозойской складчатости представляют горючие ископаемые — нефть, горючий газ, уголь. На Юго-Западе и Юге СССР нефтегазонасными являются краевые и большинство межгорных прогибов и впадин: Терско-Кумский, Предкарпатский, Индоло-Кубанский и другие прогибы. Нефть обнаружена и в Куринской впадине.

Территория, на которой развиты кайнозойские складчатые структуры Востока СССР, входит в пределы обширной нефтеносной провинции, приуроченной к прогибам и впадинам Тихоокеанского складчатого и геосинклинального пояса. В советской части этой провинции нефтегазонасность установлена только на Сахалине. Здесь разрабатывается несколько месторождений.

Угленосность выявлена в палеогеновых и неогеновых отложениях Камчатки и Сахалина. Месторождения углей имеются в карбоновых и юрских отложениях срединных массивов на Кавказе.

Из нерудных ископаемых большой промышленный интерес представляют калийные и каменная соли Предкарпатского и Закарпатского прогибов; там же есть и сера.

Большое значение приобрели термо-минеральные воды Кавказа, Карпат, Камчатки.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ТЕРРИТОРИИ СССР

Территория СССР имеет сложное геологическое строение. В ее пределах установлены практически все тектонические структуры материкового и океанического типов. Основу ее материковой части образуют две древние платформы: Восточно-Европейская — на западе и Сибирская — на востоке страны, к которым примыкают значительные по площади байкальские структуры. Между древними платформами и примыкающими к ним байкалидами располагается Урало-Сибирская эпипалеозойская платформа, которая возникла на месте Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Герцинские складчатые структуры Монголо-Охотской ветви этого же пояса слагают южное обрамление Сибирской платформы, а герцинские структуры Средиземноморского геосинклинального пояса примыкают с юга к Восточно-Европейской платформе. На востоке страны располагаются киммерийские и альпийские складчатые структуры Тихоокеанского геосинклинального пояса. Наконец, на юго-западе и юге страны протягиваются альпийские структуры Средиземноморского геосинклинального пояса.

На всех перечисленных платформах и складчатых структурах, образующих главные структуры нашей страны, в свою очередь выделяют крупные и подчиненные им более мелкие структуры. Кроме того, в них наблюдается целый ряд своеобразных структур, которые намного усложняют геологическое строение страны, а также характер размещения полезных ископаемых: это верхнепалеозойские прогибы и впадины в байкалидах и каледонидах, внегеосинклинальные мезозойские структуры, эпиплатформенные орогенные пояса и неотектонические впадины. Со складчатыми структурами герцинского, киммерийского и альпийского возраста и примыкающими к ним платформами связаны такие крупные и своеобразные структуры, как краевые прогибы.

Значительные площади, ограничивающие материковую часть нашей страны с севера и востока, принадлежат к структурам океанического типа. При этом на востоке страны, вдоль окраин последних располагаются активные современные геосинклинальные прогибы, котловины и желоба. Океанический тип земной коры (без гранитного слоя) имеют на юго-западе и юге страны Черноморская и Южно-Каспийская впадина. Это молодые впадины особого рода, истинная природа которых еще недостаточно ясна.

Наличие различных структур, отличающихся временем образования, строением и составом пород, является основной причиной формирования разнообразных комплексов полезных ископаемых и вместе с тем определяет основные закономерности их размещения на территории СССР. Это особенно отчетливо

выступает в особенностях эндогенной металлогении (рудообразования), связанной с той или иной эпохой тектогенеза.

В раннем докембрии при активном участии подводного вулканизма сформировались формации железистых кварцитов, с которыми в пределах СССР связаны железные руды Украинского щита, Балтийского щита, Воронежской антеклизы, Алданского щита. С магматическими комплексами докембрийских и байкальских структур связаны месторождения титана, никеля, ванадия золота. Каледонское рудообразование, лучше всего выраженное в СССР в пределах Алтае-Саянской складчатой области, характеризуется месторождениями железа, титана и некоторых других металлов. Однако наибольшее значение приобретает герцинская металлогения, связанная с образованием самых разнообразных комплексов магматических пород (от ультраосновных до ультракислых) и различными формами проявления магматизма. Это месторождения почти всех известных на Земле металлов, в том числе железа, титана, хрома, меди, свинца, цинка, вольфрама, олова, кобальта, золота, платины и др.

Герцинское рудопроявление установлено во всех поднятиях Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы, а также на Кавказе и в других структурах, где выходит складчатый верхний палеозой.

Мезозойский магматизм вообще, и в СССР в частности, отличается многими своеобразными чертами и характеризуется преимущественно кислыми интрузиями с большим числом пегматитовых и гидротермальных жил и оруденением цветных, благородных и редких металлов (золото, олово, вольфрам, молибден и другие). Мезозойская (киммерийская) металлогения проявилась на Северо-Востоке, Дальнем Востоке Кавказе.

Альпийский магматизм также характеризуется широким развитием тел преимущественно кислого состава. С ними связаны руды меди, вольфрама, молибдена, цинка, олова, ртути.

Эндогенное рудообразование происходило и на платформах — вдоль глубоких трещин и разломов. Но платформенный магматизм проявляется значительно реже и характеризуется основным и щелочным составом пород.

Платформенное рудообразование проявилось как на Восточно-Европейской, так особенно на Сибирской платформе. На Восточно-Европейской платформе это прежде всего герцинские основные породы Карелии, с которыми связаны медно-никелевое оруденение Монча-Тундры, и щелочные породы Кольского полуострова, содержащие апатиты Хибин.

На Сибирской платформе герцинский платформенный магматизм в конце палеозоя, сменившийся раннемезозойским магматизмом, привел к образованию на обширной территории формации основных интрузивных и эффузивных пород, известной под названием сибирских траппов, для которых характерны оруденения медно-никелевых и сопутствующих им руд, исландского

шпата, железных руд. С периферическими зонами трапповых полей связаны кимберлитовые алмазоносные тела. На Алданском щите и отчасти на Енисейском поднятии внедрялись мезозойские щелочные интрузии с рудными кварцевыми жилами. Угленосность и нефтегазоносность приурочивается преимущественно к формациям пород, выполняющим синеклизы и впадины на платформах, предгорные и межгорные прогибы. Палеозойское угленакопление приурочено преимущественно к краевым и межгорным прогибам или близким к ним структурам (Донбасс, Кузбасс, Карагандинский бассейн и другие). Имеются и палеозойские платформенные бассейны (Тунгусский, Подмосковный).

Мезозойские угольные бассейны и месторождения в СССР формировались в основном в краевых и межгорных прогибах, во внегеосинклинальных наложенных впадинах. В платформенных условиях образовались кайнозойские, в общем немногочисленные в СССР месторождения, но на Востоке СССР (Сахалин, Камчатка) кайнозойские угли приурочены к геосинклинальным прогибам. На территории СССР угли известны в отложениях, начиная с девона, а основные массы углей приурочиваются к карбонно-пермским и юрско-нижнемеловым отложениям.

Нефтегазоносные месторождения на территории СССР отчетливо разделяются на два типа: платформенные и краевых и межгорных прогибов. Нефтегазоносность платформенного типа выражена на древних платформах — Восточно-Европейской и Сибирской и в пределах Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы; она связана с глубокими впадинами и синеклизами. На древних платформах нефтегазоносны преимущественно палеозойские отложения, на эпипалеозойской платформе — мезозойские. Нефтегазоносны практически все отложения палеозоя, но на Восточно-Европейской платформе главным образом девонские и каменноугольные. На Сибирской же платформе нефтегазоносны отложения нижнего палеозоя (кембрий, ордовик) и мезозоя. Краевые прогибы могут быть нефтегазоносными независимо от времени их образования. В СССР нефтегазоносность выражена в палеозойском (Предуральский), мезозойском (Предверхожанский), и кайнозойских предгорных прогибах (Индоло-Кубанский, Терско-Кумский): Нефтегазоносный бассейн выявлен и в Ферганской межгорной впадине.

Большой практический интерес представляют минеральные богатства, связанные с подводными структурами морей и океанов. В СССР разработка месторождений нефти и газа ведется успешно в акватории Каспийского моря (Нефтяные Камни и др.). Перспективны на нефть подводные участки Скифской плиты вдоль северного побережья Черного моря.

Глубокое и всестороннее изучение геологической структуры территории СССР наряду с выявлением других ее особенностей разрешает уверенно прогнозировать поиски и разведку все новых и новых месторождений полезных ископаемых.

- Бондаренко О. Б., Михайлова И. А. Краткий определитель ископаемых беспозвоночных. М., Недра, 1969. 478 с.
- Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Арабаджи М. С. Общая и историческая геология. М., Недра, 1977. 472 с.
- Геологический словарь. М., Недра, 1973. Т. I — 486 с., т. II — 455 с.
- Гладков Н. А., Михеев А. В., Галушкин В. М. Охрана природы. М., Просвещение, 1975. 299 с.
- Горбачев А. М. Общая геология. М., Высшая школа, 1973. 320 с.
- Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. Изд-во МГУ, 1973. 520 с.
- Друщиц В. В., Обручева О. П. Палеонтология. Изд-во МГУ, 1972. 414 с.
- Жуков М. М., Славин В. И., Дунаева Н. Н. Основы геологии. М., Недра, 1970. 528 с.
- Иванова М. Ф. Общая геология. М., Высшая школа, 1974. 400 с.
- Историческая геология/Г. И. Немков, М. В. Муратов, И. А. Гречишникова и др. М., Недра, 1974. 320 с.
- Кузьменко Е. Е. Историческая геология с палеонтологией и геологией СССР. М., Недра, 1973. 280 с.
- Курс общей геологии/В. И. Серпухов, Т. В. Билибина, А. И. Шалимов и др. Л., Недра, 1976. 535 с.
- Лазько Е. М. Региональная геология СССР. М., Недра, 1975. Т. I — 334 с., т. II — 464 с.
- Лебедева Н. Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. Изд-во МГУ, 1972. 98 с.
- Левитес Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. М., Недра, 1970. 288 с.
- Левитес Я. М. Общая и историческая геология. М., Недра, 1965. 287 с.
- Малахов А. А. Краткий курс общей геологии. М., Высшая школа, 1969. 231 с.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975. 176 с.
- Общая геология/Г. Д. Ажгирей, Г. П. Горшков, Е. В. Шанцер и др. М., Просвещение, 1974. 470 с.
- Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии В. Н. Павлинов, Г. С. Кизевальтер, К. М. Мельникова и др. М., Недра, 1974. 182 с.
- Смирнова М. Н. Основы геологии СССР. М., Высшая школа, 1971. 416 с.
- Справочник по тектонической терминологии. М., Недра, 1970. 584 с.
- Хаш В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 512 с.
- Якушова А. Ф. Динамическая геология. М., Просвещение, 1970. 335 с.

А

Абиссальная зона 107
 Абразия 110
 Август 51
 Авлакоген 226
 Азимут падения 157
 — простираания 157
 Айсберг 94
 Аккумуляция 58
 Алданский шит 238, 320
 Алебастр 51
 Алеврит 56
 Алевролит 56
 Аллювий 72
 Алмаз 48
 Алтай 329
 Альbedo Земли 27
 Альпийская эпоха складкообразова-
 ния 228, 281
 Альпийские складчатые сооружения
 232, 297
 Аметист 49
 Аминокислоты 41
 Аммониты 183, 265
 Амплитуда сброса 154
 Амфиболит 57
 Анабарская антеклиза 238, 316, 321
 Ангаро-Ленский прогиб 318
 Ангидрит 51
 Андезит 54
 Антеклиза 226
 Антиклинорий 152, 303
 Антипарниковый эффект 15
 Антилассаты 32
 Антициклон 33
 Антропогенный период 199, 276
 Апатит 51
 Аргиллит 56
 Артезианский бассейн 85
 Археоциаты 180
 Асейсмические области 142
 Ассимиляция 127
 Астеносфера 44
 Астероиды 18
 Астрономия 5
 Атмосфера 30
 Аэромагниторазведка 27

Б

Базальт 54
 Базальтовый слой 43

Базис эрозии 70
 Байкальская складчатая область 316,
 321
 — эпоха складкообразования 227, 237
 Бактерии 189
 Балка 71
 Балл 139
 Балтийский шит 238, 310
 Бар 112
 Бараний лоб 100
 Бархан 67
 Батинальная зона 107
 Батолит 128
 Белемниты 183
 Белок 41
 Белорусская антеклиза 311
 Беспозвоночные 178
 Биномические зоны 107
 Биосфера 39
 Биотит 52
 Биоценоз 178
 Блеск минерала 46
 Боксит 62
 Болото 122
 Брахиантиклиналь 150
 Брахисинклинал 150
 Брекчия 56
 Бриллианты 48
 Бурый железняк 50

В

Вал (на платформе) 302
 — береговой 111
 — прибойный 111
 — приливо-отливный 111
 — штормовой 111
 Валдайское оледенение 288
 Валунный суглинок 96
 Верховodka 84
 Верхоянско-Чукотская складчатая
 область 335
 Верхоянский комплекс 336
 Взброс 154
 Виды геологических работ 218
 Вилуйская синеклиза 269, 321
 Внегеосинклинальные мезозойские
 впадины 271, 321
 Внешние планеты 13
 Внутреннераковинные 183
 Внутренние планеты 13
 Водопады 72
 Водоросли 190

Воды артезианские 85
 — вадозовые 82
 — гравитационные 83
 — жесткие 87
 — межмерзлотные 103
 — межпластовые 84
 — минеральные 87
 — мягкие 87
 — надмерзлотные 103
 — напорные 85
 — ненапорные 83
 — погребенные 82
 — подмерзлотные 103
 — сильно минерализованные 87
 — слабо минерализованные 87
 — с повышенной минерализацией 87
 — термальные 87
 — термоминеральные 87
 Воды трещинные 86
 — ювенильные 82
 Волго-Уральская антеклиза 311
 Волноприбойная ниша 111
 Воронежская антеклиза 311
 Восточно-Европейская платформа
 221, 300
 Восточно-Русская впадина 306
 Время геологическое 197
 Впадина наложенная 250
 Вселенная 11
 Вспомогательные стратиграфические
 подразделения 202
 Вулканизм 130
 Вулканические бомбы 132
 Вулканический пепел 131
 — песок 132
 Вулканы гавайского типа 133
 — везувианского типа 133
 — грязевые 136
 — пелейского типа 133
 — трещинные 130
 — центральные 130
 Выветривание 60
 — морозное 60
 — физическое 60
 — химическое 61
 Вюрмское оледенение 287

Г

Габбро 54
 Гайоты 234
 Галактика 11
 Галенит 49
 Галит 50
 Галоидные соединения 53
 Гейзер 135
 Гематит 50
 Геоантиклиналь 223
 Геоид 23
 Геологический разрез 214

Геология 4
 Геоморфология 5
 Геосинклиналь 223
 Геосинклинальная область 221
 — система 221
 Геосинклинальный пояс 9, 220
 Геосферы 29
 Геотектоника (тектоника) 193
 Геотектонические гипотезы 160
 Геотермическая ступень 28
 Геотермический градиент 28
 Геофизика 5
 Геохимия 5
 Герцинская эпоха складкообразования
 228, 250
 Гибралтарско-Гималайская геосин-
 клинальная зона 266
 Гидратация 61
 Гидролиз 61
 Гидроокислы 53
 Гидросфера 35
 Гипотеза Канта—Лапласа 19
 — О. Ю. Шмидта 20
 Гипоцентр 138
 Гипс 51
 Глауконит 114
 Глетчерный лед 93
 Глина 56
 Глубоководные впадины 36
 Глыбы 56
 Гляциальные отложения 97
 Гнейс 57
 Голосеменные 191
 Гондвана 237, 251, 269
 Горные породы 53
 Горный компас 157
 Горный хрусталь 49
 Горст 156
 Грабен 156
 Гравиразведка 25
 Гранит 54
 Гранитизация 164
 Гранитный слой 43
 Граница Мохоровичича 43
 Граптолиты 186
 Графит 48
 Губки 180

Д

Дайка 128
 Дегидратация 61
 Дельта 78
 Делювий 64
 Денудация 58
 Дефляция 65
 Деятельный слой 101
 Джеспилит 237
 Диагенез 125
 Диатомит 57

Диатомовые водоросли 190
Динамическая геология 4
Динамометаморфизм 164
Диорит 54
Дислокация 137
— дизъюнктивные 153
— пликативные 148
Дифференциация магмы 127
Днепровско-Донецкая впадина 313
Днепровско-Донецкий прогиб (авлакоген) 312
Долина реки 71
Доломит 51
Друмлины 100
Дунит 54
Дымчатый кварц 49
Дюны 67

Е

Енисейское поднятие 316

Ж

Железный блеск 50
Железный шпат 51
Жерло 130
Жила 128

З

Закарпатский прогиб 341
Закон Бэра 76
Зандры 98
Замок складки 149
Западно-Сибирская плита 269, 332
Звезды 11
Зверообразные пресмыкающиеся 187
Землетрясения глубоководные 141
— экзогенные 137
— эндогенные 137
Земноводные 187
Зеркало скольжения 154
Золото 48
Зырянская впадина 330*

И

Иглокожие 185
Известковый шпат 50
Известняк коралловый 114
— кристаллический 57
— оолитовый 114
— раковинный 114
Излучины 74
Изогоны 26
Изодинами 26
Изоклины 26
Ил вулканический 115
— глобигериновый 117

— диатомовый 117
Ил зеленый 115
— красный 115
— органогенный 117
— радиоляриевый 117
— синий 114
Индоло-Кубанский краевой прогиб 340
Интрузивные породы 54
Инфильтрация 82
Ионосфера 34
Иркутская впадина 269
Исландский шпат 50
Исток 70
Историческая геология 5, 192
Источник 87
— восходящий 87
— минеральный 87
— нисходящий 87
— термальный 87
— термоминеральный 87

К

Каледонская эпоха складкообразования 227, 244
Кальцит 50
Каменные пустыни 60
Каменная соль 50
Камы 101
Канская впадина 269
Каньон 72
Каолин 62
— вторичный 62
— первичный 62
Каолинит 52
Карагандинский прогиб 259, 327
Карбонаты 53
Карры 89
Карст 89
Карстовые воронки 89
Карстовый рельеф 89
Карта геологическая 211
— палеогеографическая 214
— петрографическая 213
— тектоническая 214
— четвертичных отложений 299
Кары 98
Катазона 164
Каустобиолиты 56, 57
Кварц 49
Кварцит 57
Кимберлит 271
Киммерийская эпоха складкообразования 228, 267
Киноварь 49
Кишечнополостные 181
Кларки 42
Классификация органического мира 178
Климат 33

Колымский срединный массив 336
Кометы 18
Компенсационные течения 38
Конгломерат 56
Конкреции 56
Континентальный склон 36
Конус выноса 71
Кора выветривания 64
Коралловые полипы 181
Корпускулярное излучение 11
Коррозия 65
Корреляция разрезов 198
Корунд 49
Корякско-Камчатско-Курильская складчатая система 343, 344
Косы 112
Котловины выпаживания 99
Краевой вулканический пояс 337
— прогиб 223
Красная глубоководная глина 117
Красный железняк 50
Кратер 130
Кремень 49
Кривая равновесия продольного профиля реки 74
Кроманьонский человек 280
Крылья сброса 154
— складки 149
Кузнецкий прогиб 331
Кукерсит 258
Культурный ландшафт 167
Купол вулканический 130
— соляной 151, 303
Куринская межгорная впадина 341
Курская магнитная аномалия 311
Курчавые скалы 100

Л

Лава 130
Лавразия 251
Лагуна 112
Лакколит 128
Лапилли 132
Лед глетчерный 93
Ледник альпийский 95
— горный 94
— гренландский 95
— материковый 93
— скандинавский 95
Ледниковый валун 96
Лептит 237
Лёсс 68
Лимонит 50
Лимногляциальные отложения 98
Линия сброса 154
Липарит 54
Литоральная зона 107
Литосфера 44
Лихвинское оледенение 288

Ложе Мирового океана 36
Лополит 128
Луна 15

М

Маары 134
Магма 126
— вторичная 127
— первичная 127
Магматизм интрузивный 126
— эффузивный 126
Магматические породы 53
— — кислые 55
— — основные 55
— — средние 55
— — ультраосновные 55
Магнетит 49
Магнитное наклонение 26
— склонение 26
Магнитные аномалии 26
— бури 26
Магнитный железняк 49
Магниторазведка 27
Магнитосфера 29
Магнитуда 140
Мангры 123
Мантия Земли 43
Материковая отмель 36
Материковый склон 36
Меандры 74
Мегантиклинорий Большого Кавказа 239
— Восточных Карпат 341
— Горного Крыма 342
— Малого Кавказа 239
Медный колчедан 48
Межгорный прогиб 224
Мезозона 164
Мезосфера 34
Мел 57
Мерзлота многолетняя (вечная) 101
— сезонная 101
Местные стратиграфические шкалы 202
Метаморфизм 163
— дислокационный 164
— контактовый 165
— региональный 164
Метаморфические горные породы 57
Метеориты 18
Метеоры 18
Метод актуализма 8, 9
— анализа мощностей 210
— перерывов и несогласий 210
— фаций 210
Мигматиты 237
Милонит 154
Миндельское оледенение 287
Минерал 45
— породообразующий 45

— ферромагнитный 27

Минералогия 4

Мирабилит 120

Мировой океан 35

Млекопитающие 188

Млечный путь 11

Моллюски 182

— брюхоногие 182

— головоногие 183

— двусторчатые 182

Моноклинал 148

Морена боковая 96

— внутренняя 97

— донная 96

— конечная 97

— основная 97

— поверхностная 96

— срединная 96

Моретрясение 141

Морион 49

Морская лилия 185

Морской еж 185

Московская синеклиза 312

Моффеты 135

Моховидные 190

Мрамор 57

Мусковит 52

Муссоны 33

Мутьевые потоки 113

Мшанки 184

Н

Надвиг 154

Наледи 103

Наружнораковинные 183

Неандертальский человек 279

Неритовая зона 107

Ноосфера 174

Нормальная соленость морских вод 36

Нуклеарный этап 236

О

Области асейсмические 142

— кайнозойской складчатости 338

— мезозойской складчатости 334

— палеозойской складчатости 323

— сейсмические 142

Обугливание 176

Озера плотинные 121

— пресные 121

— смешанного происхождения 121

— соленые 121

— экзогенные 121

— эндогенные 121

Озы 100

Окаменелости 7, 194

Окаменение 176

Океанические желоба 234

Окислы 53

Оливин 51

Оолиты 114

Организмы бентосные 106

— нектонные 106

— планктонные 106

Оползни 90

Опущенное крыло 154

Орогенические движения 157

Ортоклаз 52

Осадочные горные породы 55

— обломочные 55

— органогенные 56

— смешанного происхождения 57

— хемогенные 56

Осадочный слой 43

Осевая плоскость складки 149

Ось складки 149

«Открытый» Донбасс 313

Отпечатки 176

П

Палеогеография 5

Палеомагнетизм 249

Палеонтологический метод 8, 194

Палеонтология 5, 175

Палеоэкология 178

Папоротниковидные 191

Парниковый эффект 14

Пассаты 32

Пелагическая зона 107

Пелит 56

Пемза 131

Пенеплен 81

Пересыт 112

Перидотит 54

Периклинал 151

Песок 56

— вулканический 132

Песчаник 56

Петрографический метод 194

Петрография 4

Пирит 48

Пирокластические породы 55

Пироксенит 54

Питекантроп 279

Плавиковый шпат 50

Плагноклаз 52

Платина 48

Платформа древняя 229

— материковая 220

— молодая 229

Платформенный чехол 225

Плауновидные 190

Плеченогие 184

Плита 226

Пляж 111

Поваренная соль 50

Погода 33

Поднятое крыло 154
Позвоночные 186
Покровы вулканические 130
Покрытосеменные 191
Полухордовые 186
Поноры 89
Породы-индикаторы 205
Потоки вулканические 130
Почва 64
Пояс высокого давления 32
— низкого давления 32
— постоянной температуры 27
Предверхоанский краевой прогиб 336
Предкавказский краевой прогиб 340
Предкарпатский краевой прогиб 342
Предуральский краевой прогиб 326
Пресмыкающиеся 187
Прикаспийская синеклиза 312
Прогиб унаследованный 250
Происхождение нефти 124
— солей 124
— углей 123
Пролувий 77
Промилле 37
Промоина 70
Простейшие 179
Протогеосинклиналь 236
Протоплатформа 237
Протуберанцы 13
Псамиты 56
Псевдоморфозы 176
Псефиты 56
Псилофитовые 190
Птицы 188
Пустые породы 167
Пьезометрический уровень 86

Р

Раднационные пояса 30
Радиолярии 179
Радиологические методы 195
Разлом 156
— глубинный 228
Растения высшие 189
— низшие 190
Региональная геология 5
Реголит лунный 17
Регрессия моря 145
Режим подземных вод 84
Река 71
Рионская межгорная впадина 341
Рисское оледенение 287
Рифостроящие кораллы 109
Рифтовые долины 15, 234
Рифы атолловые 109
— барьерные 109
— береговые 109
Роговая обманка 52
Роговик 165

Рубин 49
Руководящие ископаемые 194
Русло реки 72
Рыбы 187

С

Самородные элементы 47
Сапропель 122
Сапфир 49
Сахалинская складчатая система 344
Саяны 329
Сброс 153
Сбросо-сдвиг 154
Свинцовый блеск 49
Свод 149
Сдвиг 154
Северо-Атлантический материк 245
Сейсмические волны 130
— поверхностные 138
— поперечные 138
— продольные 138
Сейсмические области 142
Сейсмограмма 140
Сейсмограф 140
Сейсморазведка 29
Селенит 51
Селенология 15
Сель 77
Сера 48
Серный колчедан 48
Сибирская платформа 221, 315
Сидерит 51
Сиенит 54
Сила тяжести 24
Силикаты 53
Силлы 128
Сильвин 50
Сине-зеленые водоросли 190
Синеклиза 226
Синклинорий 152
Сихотэ-Алинская складчатая область 336
Скифская плита 333
Складки антиклинальные 148
— веерообразные 150
— гармоничные 151
— диапировые 151
— дисгармоничные 151
— изоклинальные 150
— кулисообразные 151
— лежачие 150
— линейные 150
— параллельные 151
— прямые 149
— синклинальные 148
— сундучные 150
— четковидные 151
Складчатый фундамент 225
Сланец глинистый 57

— кристаллический 57
Слюда 52
Сместитель 154
Снеговая линия 92
Солифлюкция 103
Солнечная корона 13
Солнечный ветер 13
Солнечные вспышки 13
Сольфатары 135
Спайность 47
Спонголиты 114
Сравнительно-исторический метод 204
Срединно-океанические хребты 234
Срединный массив 223
Сталагмиты 90
Сталактиты 90
Старияца 74
Стратиграфическая и геохронологическая шкалы 197
Стратиграфический метод 193
Стратиграфия 192
Стратовулкан 130
Стратопауза 34
Стратосфера 33
Стрелка 112
Строматолиты 190
Структурные этажи платформ 225
Сублиматы 135
Сульфаты 53
Сульфиды 47
Суффозия 88
Сфалерит 49

Т

Тальк 52
Твердость минерала 46
Тектоническая брекчия 154
Тектонические движения 137
— трещины 153
Термосфера 34
Террасы аккумулятивные 76
— волноприбойные 111
— пойменные 75
— цокольные 76
— эрозионные 76
Терригенные осадки 113
Терско-Кумский краевой прогиб 340
Техногенез 174
Тиллиты 104
Тление 176
Топоаз 51
Травертин 88
Трансгрессия моря 145
Трапповый вулканизм 253
Трахит 54
Трепел 57
Третичная система 276
Трилобиты 181
Трог 99

Тропопауза 33
Тропосфера 32
Тунгусская серия 261
— синеклиза 253, 321
Туранская плита 269, 332
Туф вулканический 132
Туфогенная брекчия 132
Туфогенный конгломерат 132
— песчаник 132
Туффит 132
Тянь-Шань (Тянь-Шаньская складчатая система) 328

У

Угли лимнические 124
— паралические 124
Угол падения пласта 157
— складки 149
Украинский щит 238, 310
Ультратетраметаморфизм 164
Ундуляция складки 150
Урал (Уральская складчатая система) 325
Урало-Сибирская эпипалеозойская платформа 323
Урало-Эмбенская солянокупольная область 312
Устье реки 70
Учение о полезных ископаемых 4
— о фациях 192
Ущелье 72

Ф

Фациальные карты 214
Фашии глубокоководные 207
— континентальные 207
— лагунные 208
— мелководные 207
— морские 207
— опресненных бассейнов 208
— осолоненных бассейнов 208
— прибрежные 207
— средних глубин 207
Фашиальный анализ 206
Фашиа 206
Физико-географические условия 203
Физическая география 5
Фирн 93
Флексура 152, 303
Флювиогляциальные отложения 98
Флюорит 50
Фораминиферы 179
Формации 208
— геосинклинальные 208
— глинисто-сланцевые 209
— древнего красного песчаника 258
— карбонатные 209
— кварцево-песчаные 210

— краевых прогибов 208
— кремнисто-вулканогенные 209
— молассовые 209
— платформенные 208
— траптовые 225
— угленосно-боксито-железистые 210
— флишевые 209
Флюорит 50
Фосфаты 51
Фотосфера 13
Фумаролы 135

Х

Халцедон 49
Халькопирит 48
Хатагская синеклиза 269
Хорда 186
Хордовые 186

Ц

Цвет минерала 46
— черты 46
Цветная шкала (для карт) 212
Центральный Казахстан (Центрально-Казахстанская складчатая область) 327
Центриклиналь 151
Циклон 33
Цинковая обманка 49
Цунами 141

Ч

Черви 181
Членистоногие 181
Членистостебельные 191
Чукотко-Катазиатский вулканогенный пояс 267

Ш

Шарнир складки 149
Шарьяж 154
Шельф 36
Шкала землетрясений 139
Шкала твердости Мооса 46

Школа непунистов 8
— плутонистов 8
Шток 128

Щ

Щебень 56
Щит 225
Щитовой вулкан 133

Э

Экзарация 96
Экзогенные процессы 53, 58
Экзосфера 34
Экологический кризис 171
Экология 170
Электроразведка 29
Эллипсоид вращения 22
— трехосный 23
Элювий 64
Эндогенные процессы 58
Эоловая деятельность 34, 65
Эпейрогенические движения 144
Эпигерцинская платформа 231
Эпизона 164
Эпибайкальская платформа 231
Эпикаледонская платформа 231
Эпикиммерийская платформа 231
Эпипалеозойская платформа 231
Эпиплатформенный орогенез 228, 283
Эпицентр 138
Эпоха тектогенеза 227
Эрозия 70
— ветровая 69
— боковая 72
— глубинная 72
Эстуарии 80
Эффузивные породы 54

Я

Ядра (организмов) 177
— внутренние 177
— наружные 177
Ядро Земли 44
— складки 149
Яшма 49
Ящеры 187

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. Предмет, задачи, методы и основные этапы развития геологической науки	4
Содержание и задачи геологии (4). Методы геологии (6). Основные этапы развития геологической науки (7). Значение геологической науки для народного хозяйства (10).	

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Общая геология

Раздел I. Общие сведения о Вселенной и Земле

Глава 2. Строение Вселенной и Солнечной системы	11
Основные черты Вселенной (11). Строение и состав Солнечной системы (13). Понятие о происхождении Солнечной системы (19). Методы изучения и пути освоения космического пространства (21).	
Глава 3. Геодезическая и физическая характеристика Земли	22
Форма, размеры и движение Земли (22). Физические свойства Земли (24).	
Глава 4. Строение и состав Земли (геосферы)	29
Магнитосфера (29). Атмосфера (30). Гидросфера (35). Биосфера (39). Земная кора, мантия, ядро (42).	
Глава 5. Общие сведения о составе земной коры	45
Понятие о минералах, их свойствах и классификации (45). Понятие о горных породах (53).	

Раздел II. Динамическая геология

Глава 6. Общая характеристика геологических процессов	58
Глава 7. Выветривание горных пород	59
Физическое выветривание (60). Химическое выветривание (61). Кора выветривания и почвы (63).	
Глава 8. Геологическая деятельность ветра	65
Разрушительная деятельность ветра (65). Созидательная (аккумулятивная) деятельность ветра (67).	
Глава 9. Геологическая деятельность поверхностных текучих вод	69
Происхождение подземных вод (82). Типы подземных вод (83). Химический состав и физические свойства подземных вод (86). Источники (87). Геологическая работа подземных вод (88). Карст и карстовый рельеф (89). Оползни (90). Народнохозяйственное значение подземных вод (92).	
Глава 10. Геологическая деятельность подземных вод	82
Происхождение подземных вод (82). Типы подземных вод (83). Химический состав и физические свойства подземных вод (86). Источники (87). Геологическая работа подземных вод (88). Карст и карстовый рельеф (89). Оползни (90). Народнохозяйственное значение подземных вод (92).	
Глава 11. Геологическая деятельность ледников	92
Условия образования льда и его свойства (92). Типы ледников (93). Геологическая работа ледников (95). Ледниковые талые воды и их отложения (98). Ледниковые формы рельефа (98). Речной, озерный и	

морской лед (101). Многолетняя (вечная) мерзлота (101). Древние оледенения (104). Народнохозяйственное значение ледников и вечных снегов (105).	
Глава 12. Геологическая деятельность моря (океана)	105
Биономические зоны моря и морские организмы (106). Разрушительная и созидательная деятельность моря на побережье (110). Морские отложения (112). Полезные ископаемые морей и океанов (118).	
Глава 13. Геологическая деятельность лагун, озер и болот	119
Лагуны (120). Озера (121). Болота (122). Происхождение горючих ископаемых и солей (123).	
Глава 14. Понятие о диагенезе осадков	125
Глава 15. Магматические процессы	126
Глубинный, или интрузивный магматизм (126). Поверхностный, или эффузивный магматизм (вулканизм) (130). Полезные ископаемые магматического происхождения (136).	
Глава 16. Тектонические движения и дислокации земной коры	137
Землетрясения (137). Медленные колебательные движения земной коры (эпейрогенез) (144). Дислокационные движения (147). Геотектонические гипотезы (160).	
Глава 17. Метаморфизм горных пород	163
Глава 18. Геологическая деятельность человека	165
Основные направления геологической деятельности человека (165). Охрана природы (170).	

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Основы исторической геологии и геологии СССР

Раздел III. Основы исторической геологии и палеонтологии

Глава 19. Основы палеонтологии	175
Содержание и задачи палеонтологии (175). Формы сохранности остатков организмов (175). Общая характеристика органического мира (177).	
Глава 20. Задачи и методы исторической геологии	192
Задачи исторической геологии (192). Методы определения возраста горных пород (193). Стратиграфическая и геохронологическая шкалы (197). Понятие о фациальном анализе, фациях и формациях (203). Понятие о методах изучения древних тектонических движений (210).	
Глава 21. Геологические карты, разрезы, колонки, виды геологических работ	211
Геологическая карта (211). Геологические колонки и разрезы (214). Виды геологических работ (218).	
Глава 22. Основные черты строения земной коры	219
Материковый и океанический типы земной коры (219). Понятие о геосинклинальных поясах и платформах (220). Эпохи складкообразования в истории Земли (227). Глубинные разломы и эпиплатформенный орогенез (228). Тектоническое районирование материков (229). Основные черты строения океанической части земной коры (233).	
Глава 23. Геологическая история докембрия	234
Догеологический и геологический этапы (234). Подразделение докембрия (235). Органический мир докембрия (236). Особенности развития земной коры в докембрии (236). Особенности пород и полезные ископаемые докембрия (237).	
Глава 24. Геологическая история палеозоя	238
Общие особенности и подразделение палеозоя (238). Особенности органического мира палеозоя (240). Особенности развития земной коры в палеозое (241). Отложения и полезные ископаемые палеозоя (257).	
Глава 25. Геологическая история мезозоя	262

Общие особенности и подразделение мезозоя (262). Особенности органического мира мезозоя (263). Особенности развития земной коры в мезозое (266). Отложения и полезные ископаемые мезозоя (274).	
Глава 26. Геологическая история кайнозоя	276
Общие особенности и подразделение кайнозоя (276). Особенности органического мира кайнозоя (276). Особенности развития земной коры в кайнозое (280). Отложения и полезные ископаемые кайнозоя (288).	
Глава 27. Основные закономерности развития земной коры и органического мира	292
Общие закономерности развития земной коры (292). Общие особенности развития органического мира (293).	

Раздел IV. Основы геологии СССР

Глава 28. Геологическая изученность и геотектоническое районирование СССР	295
Состояние геологической изученности территории СССР (295). Геотектоническое районирование и рельеф СССР (297).	
Глава 29. Восточно-Европейская (Русская) платформа	300
Границы и тектоническое районирование Восточно-Европейской платформы (300). Понятие о платформенных структурах высших порядков (302). Геологическая история Восточно-Европейской платформы (303). Общий обзор основных структур Восточно-Европейской платформы (310). Полезные ископаемые Восточно-Европейской платформы (313).	
Глава 30. Сибирская платформа	315
Границы и тектоническое районирование Сибирской платформы (315). Геологическая история Сибирской платформы (316). Общий обзор основных структур Сибирской платформы (320). Полезные ископаемые Сибирской платформы (322).	
Глава 31. Область палеозойской складчатости	323
Границы и тектоническое районирование области палеозойской складчатости (323). Геологическая история области палеозойской складчатости (324). Общий обзор основных структур области палеозойской складчатости (325). Полезные ископаемые области палеозойской складчатости (333).	
Глава 32. Область мезозойской складчатости	334
Границы и тектоническое районирование области мезозойской складчатости (334). Геологическая история области мезозойской складчатости (335). Общий обзор основных структур области мезозойской складчатости (335). Полезные ископаемые области мезозойской складчатости (337).	
Глава 33. Область кайнозойской складчатости	338
Границы и тектоническое районирование области кайнозойской складчатости (338). Геологическая история области кайнозойской складчатости (339). Общий обзор основных структур области кайнозойской складчатости (339). Полезные ископаемые области кайнозойской складчатости (345).	
Глава 34. Общие особенности геологической структуры и полезных ископаемых территории СССР	346
Список литературы	349
Предметный указатель	350

2826

Полезные ископаемые	Промышленные месторождения	Непромышленные месторождения	Проявления полезных ископаемых
Каменный уголь	■	■	○
Лигнит	■	■	○
Торф	□	□	○
Сланцы горючие	○	○	○
Железо	○	○	○
Марганец	○	○	○
Хром	○	○	○
Серный колчедан	▲	▲	○
Барит	△	△	○
Фосфорит	△	△	○
Андалузит	◇	◇	○
Асбест	◇	◇	○
Каменная соль	◐	◐	○
Граниты и другие интрузивные породы	□	□	○
базальты, андезито-базальты, андезиты и др.	■	■	○
Вулканические шлаки	■	■	○
Пемза	□	□	○
Перлит, литоидная пемза	■	■	○
Вулканические туфы	■	■	○
Фельзитовые туфы	■	■	○
Известняки и травертины	□	□	○
Мрамор	□	□	○
Доломит	□	□	○
Глины грубой керамики и др.	□	□	○
Глины огнеупорные и магнезиальные породы	□	□	○
Бентонитовые глины	□	□	○
Песок и грабигалечник	□	□	○
Кварцит	□	□	○
Гипс	□	□	○
Диатомит	□	□	○
Минеральные пигменты	□	□	○
Агат	☆	☆	○

Эксплуатируемые месторождения ✕
Законсервированные месторождения ✕

Q	а) Четвертичные аллювиально-делювиальные и пролювиальные отложения. б) Озерные отложения
Q _{1-III}	нижне-верхнечетвертичные иллимбриты и туфы
N ₂ -Q	Среднеплиоцен-четвертичные базальты, андезиты, андезито-дациты и их пирокласты
N ₂ ¹	Нижний плиоцен. Липариты, обсидианы, перлиты и их пирокласты, туфобрекчи и туфы андезитов
N ₁	Миоцен. Глины, песчаники, известняки, гипсоносно-соленосные глины, пестроцветные конгломераты, санидиновые трахиты и их туфы
P	Палеоген. Конгломераты, песчаники, глины и известняки, фашиально переходящие в вулканогенные образования, угленосные сланцы
K	Меловая система. Флишоподные карбонатно-песчаные отложения, известняки, мергели, песчаники, конгломераты, вулканогенные образования
J	Юрская система. Порфириды, туфобрекчи, туффиты, кварцевые порфиры, известняки, доломиты, глинистые сланцы, песчаники
PZ-T	Палеозой-триас. Плитчатые известняки, аргиллиты, песчаники, битуминозные известняки, кварциты, углистые и глинистые сланцы, порфириды
PR-Э?	Верхний протерозой-кембрийская система. Метаморфические сланцы, мраморы, доломиты и вулканогенные метаморфизованные породы

εP ₃	Олигоценовые, нефелиновые щелочные сиениты, сиенит-порфиры, сиениты, граносиениты
ГР	Палеогеновые гранитоиды
УР	Палеогеновые габброиды
бК ₂ -P	Позднемеловые-палеогеновые ультрабазиты
ГК	Меловые гранитоиды
ГJ ₂	Среднеюрские гранитоиды
γPZ ₃	Позднепалеозойские граниты
ΣPZ ₁	Раннепалеозойские гипербазиты
γgnPZ ₁	Раннепалеозойские гранито-гнейсы
	Плиоцен-четвертичные вулканические центры

Надвиги и взбросы
Сбросы и сдвиги

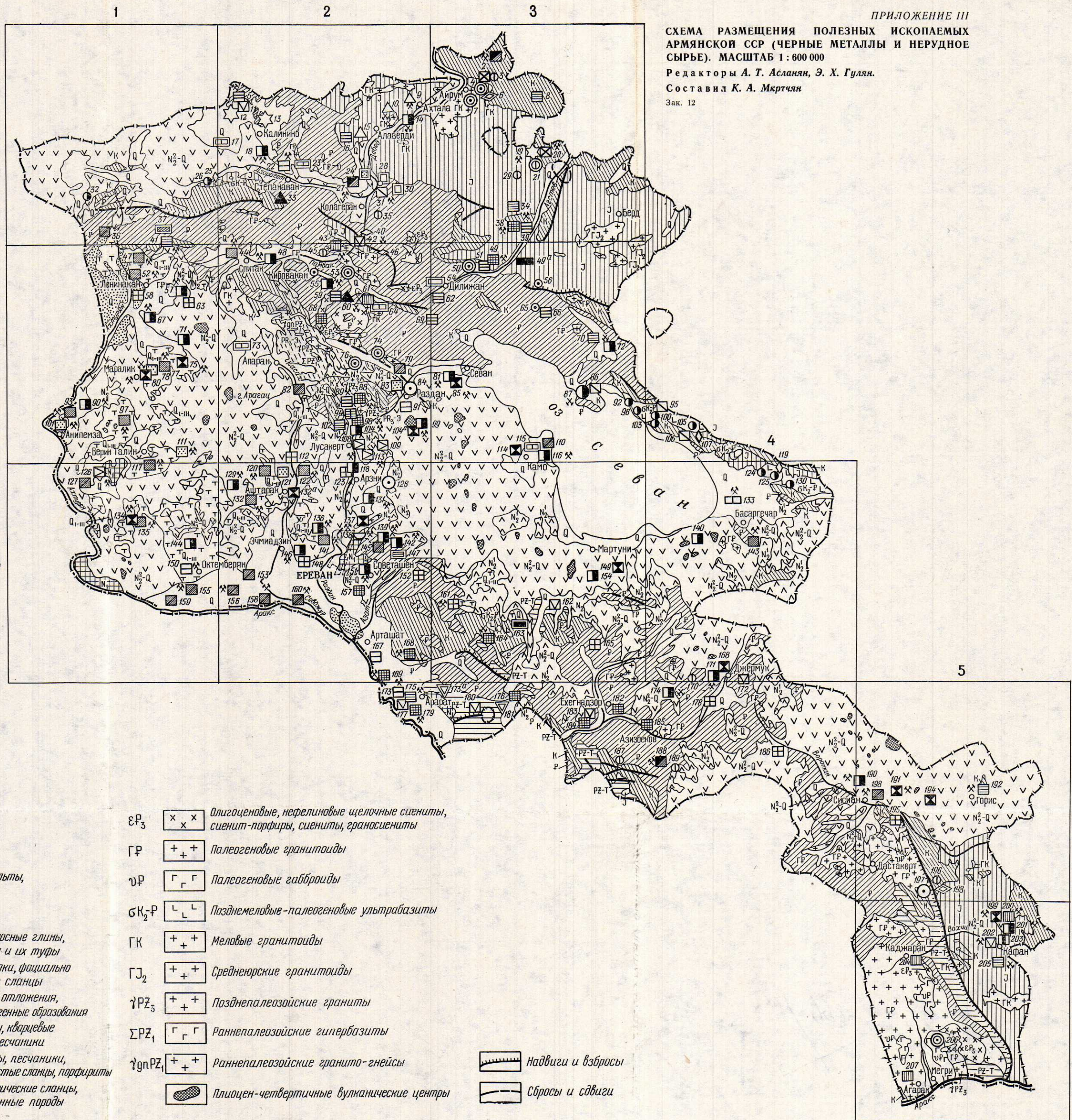


СХЕМА РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ АРМЯНСКОЙ ССР (ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ И НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ). МАСШТАБ 1:600 000

Редакторы А. Т. Асланян, Э. Х. Гулян.

Составил К. А. Мкртчян

Зак. 12